

DIGITÁLIS VÁLYÚMODELLEN VÉGZETT ÁRAMLÁSI SZIMULÁCIÓK ADATAINAK VIZSGÁLATA KÜLÖNBÖZŐ LEJTÉSI ÉS BECSATLAKOZÁSI PARAMÉTEREK ESETÉN

ANALYSIS OF FLOW SIMULATION DATA IN DIGITAL CHANNEL SYSTEM MODEL IN CASE OF DIFFERENT JUNCTION AND SLOPE ANGLE PARAMETERS

MITRE ZOLTÁN

Eszterházy Károly Egyetem, Földrajz- és Környezettudományi Intézet,
Eger.

Abstract: In the paper we present a special analysis of water flow simulation in a channel serial model, with special consideration to the vorticity of flow at the connecting points of the tributary channels. All of the 9 parallelized main channel have joined tributary channels with different junction angles from 10° to 90° by a step of 10° . We used CFD (Computational Fluid Dynamics) simulation algorithm to simulate 9 cm depth water flow, and yielded data about the vorticity and velocity with a resolution of 1 cm^3 . We made simulations with slope angle settings from 5° to 45° with a step of 5° . We calculated the average vorticity values of these data in every cross section situated 1 cm from each other along the main channel of the channel system. Then we fit two functions to these data, one function to all data, another function to data, which are not influenced by side channels. We determined the section of vorticity in the main channels by the values of crossing points of these functions. We represented the vorticity section values with column diagram in junction angle groups, where we could examine the tendency of these values in case of every slope angles. We also represented the vorticity section values with column diagram in slope angle groups, where we could examine the tendency of values in case of every junction angle. We found, the higher the slope angle the lower the vorticity section at the joining points of the main channel. And, the higher the joining angle the longer the vorticity section at the joining points of the main channel, but there are two local minimum places at 30° and 60° . Vertically we divided the waterflow to layers, then we yielded data about the spatial position of the vorticity. The highest vorticity values appeared at middle depth, near the walls of joining points of the main and side channels. The height of the joining side channel decreases the values of vorticity.

Keywords: rinnenkarr, main channel, side channel, solution, turbulence, CFD, simulation, vorticity, channel system

1. Bevezetés

Vizsgálatom célja, hogy a karos vályúrendszerekben a különböző paraméterekkel rendelkező mellékvályúk becsatlakozásánál a fővályúban létrejövő örvényességet digitálisan szimuláljam és a kapott adatokat vizsgáljam. A vizsgálatnál a létrejövő örvények térbeli helyzetére is adatokat kívántam kapni.

A vályúrendszerek egy-egy fővályúból és azokhoz kapcsolódó mellékvályúból épülnek fel. A vályúkarrban (rinnenkarr) létrejövő áramlás két

fajta lehet, lamináris és turbulens. Az előző esetben az oldó hatás minimális, míg az utóbbi esetben a létrejövő örvények hatására jelentős oldás jön létre (*DREYBRODT* 1988, *SLABE* 1995). A turbulens áramlás főként az egyes karrvályúk egymásba csatlakozásánál és az azt követő szakaszokban jellemző (*VERESS et. al.* 2011, 2012).

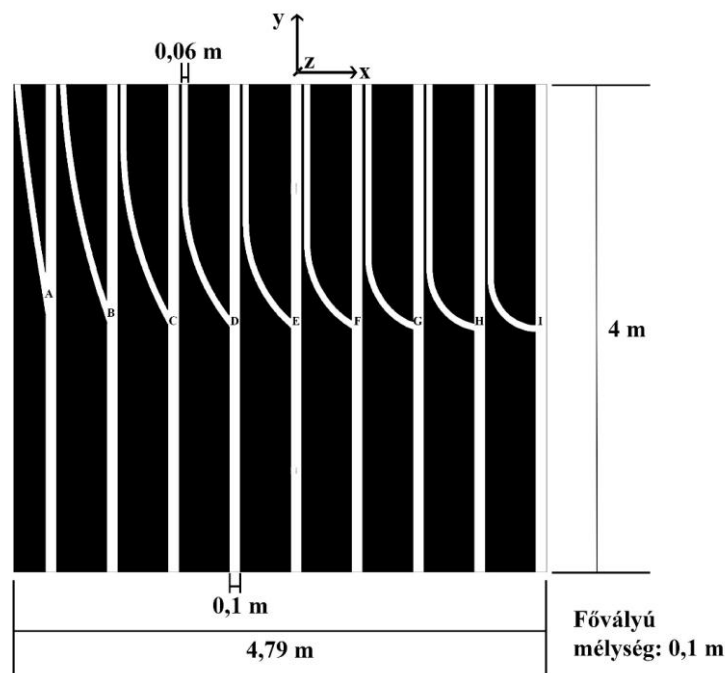
A vályúk (rinnenkarrok) morfológiáját terepi mérések és laboratóriumi mérések során vizsgálták (*VERESS et. al.* 2007, 2009, 2011). A terepi adatok alapján feltételezett áramlási viszonyok igazolása céljából készült laboratóriumi mérések során sikerült direkt módon megfigyelni az örvényléseket a becsatlakozások pontjainál és a fővályú ezt követő szakaszában (*DEÁK et. al.* 2012). A becsatlakozásnál kialakuló örvények miatt megnövekedett oldódás okozza a vályúk kiszélesedéseit.

A legutóbbi vizsgálatok már a digitális modellen zajlottak, ahol az áramlási szimulációra kifejlesztett speciális CFD (Computational Fluid Dynamics) szoftverkörnyezet segítségével fiziko-kémiai folyamatok szintjén sikerült vizsgálat alá venni a virtuális karrvályúban mozgó víz áramlási viszonyait. Az áramlástan Computational Fluid Dynamics (CFD) ága foglalkozik a folyadékok és gázok áramlásának számítógépes vizsgálatával, szimulációjával és azok szilárd testekkel való kölcsönhatásának modellezésével, leírásával. A CFD szimuláció egyik fontos kérdése, hogy az adott folyadék (vagy gáz) egy felülettel érintkezve vagy áramlás áramlással érintkezve milyen áramlási jelenségeket hoz létre. Az ilyen jellegű mozgások vizsgálatát nagy sebességű számítógépfürtökön végzik, felhasználva az áramlástan fizikai törvényeit, az egyes fizikai problémákat numerikus analízissel közelítik. A vályúrendszereket vizsgáló korábbi digitális kísérletben tetszőlegesen kiválasztott egyvályús rendszer és összetett vályúrendszer esetén is sikerült az örvényeket megfigyelni és következtetéseket levonni (*JYUAN TU et. al.* 2013, *MITRE* 2016).

2. Módszerek

A jelen vizsgálatához a korábbi munkáimban (*MITRE* 2016, 2017) részletezett CFD digitális áramlási szimulációt alkalmaztam, azonban most egy speciális digitális vályúmodellt készítettem AutoCAD program segítségével. A korábban alkalmazott modellektől eltérően egy vályúsort hoztam létre, ahol egymással párhuzamosan húzódnak fővályúk és mellékvályúk. Azonban a mellékvályúk becsatlakozási szöge a szelvény mentén balról jobbra haladva 10° -tól 90° -ig, a korábban alkalmazott 10° -os léptetéssel emelkedik (*1. ábra*).

A mellékvályúk középvonala a fővályú középvonalába a legfelső peremtől 2 méter távolságra csatlakozik be, a becsatlakozás után a fővályú további 2 méter hosszan fut a szelvény legaljáig. A mellékvályúk hossza nem sokkal több 2 méternél, a görbületek nyomán azt kis mértékben meghaladja.



1 ábra: A digitális vályúsorozat alaprajza. Jelmagyarázat: A: 10°-os becsatlakozás, B: 20°-os becsatlakozás, C: 30°-os becsatlakozás, D: 40°-os becsatlakozás, E: 50°-os becsatlakozás, F: 60°-os becsatlakozás, G: 70°-os becsatlakozás, H: 80°-os becsatlakozás, I: 90°-os becsatlakozás.

Fig. 1.: Layout of the digital chanel serial. Legend: A: joining angle 10°, B: joining angle 20°, C: joining angle 30°, D: joining angle 40°, E: joining angle 50°, F: joining angle 60°, G: joining angle 70°, H: joining angle 80°, I: joining angle 90°.

A valóságos állapotokat utánozva a terepi mérések során felvett méretek átlagai alapján a fővályúnak 10 centiméter szélességet és mélységet, a mellékvályúnak 6 cm szélességet és 10 cm mélységet választottam. Az áramló víz mélységét 9 cm-nek választottam. A terepi körülmények között áramló víz mennyiségéről SZUNYOGH (1995) elméleti vizsgálatai szolgáltak információval. A digitális karrvályúk éleit lekerekítettem ahhoz hasonlóan, ahogyan a valóságban, terepi körülmények között is tapasztalhatjuk. E lekerekítést alkalmaztam a karrvályú talprészének alakjára is, hogy a valóságoshoz közeli „U” alakot kaphassak (SZUNYOGH 1995, MITRE 2017). A vályúrendszerből készítettem további 8 másolatot, melyek paraméterei telje-

sen egyeznek az ismertett „*legelő*” modellel, azonban a becsatlakozó mellékvályúk mélységét modellenként 1 cm és 8 cm között változtattam, 1 cm-es léptetéssel. A mellékvályú minél kisebb mélységű, annál nagyobb szintkülönbséggel csatlakozik be a fővályúba.

A modellvályút a szimuláció koordináta rendszerében úgy helyeztem el, hogy az origó a modell szélességének, hosszúságának és magasságának felezőpontján (tehát a modell középpontjában) legyen. Az x és y tengely az 1. ábra szerinti irányokban helyezkedik el, a z tengely pedig a jobbsodrású koordinátarendszereknek megfelelően az x,y síkra merőlegesen az olvasó irányába mutat. Az áramlás az y tengely pozitív szakasza felől a negatív szakasza felé halad, e tengellyel párhuzamosan.

Nagyteljesítményű (kifejezetten mérnöki számításokra összeállított Intel® Xeon® processzoros) számítógép segítségével mind a 9 modellvályúra elvégeztem a CFD szimulációt. A szimuláción 3 hónapig dolgozott a számítógép, amelynek során az összes vályúszelvény minden 1 cm^3 felbontású térfogategységére egy örvényességi - létrejövő örvények átlagos fordulatszáma egy másodperc alatt - értéket kaptam.

Ezt követően meghatároztam az örvényes szakasz hosszát minden fővályúban. Ehhez a fővályú teljes keresztmetszetére (mélység és szélesség értékekre) átlagoltam az örvényesség értékeit, az adatbázis felbontásával egyenértékű 1 cm-res szakaszokban a fővályú hossza mentén haladva. Majd az egyes kiátlagolási szakaszok értékeiből kapott ponthalmazra függvényillesztést végeztem. Az örvénylés alakulását a fővályú mentén az

$$(1) \quad \omega = \frac{a(y-f)+b}{c(y-f)^2+d(y-f)+e} + g$$

függvényalakkal közelítettem, ahol ω az örvényességet, a, b, c, d, e, f, g pedig együtthatókat jelent, amelyek minden becsatlakozási szög és lejtőszög kombináció esetén (ez összesen 81 eset) különböző értékeket vesznek fel. Az (1) függvényalakra azért esett a választásom, mivel a vizsgált összes ponthalmaz esetén a legjobb korrelációt adta. Ezt követően a becsatlakozástól független örvényességi értékekre (tehát a fővályú felső kb. 1,5 méter hossza) függvényt illesztettem, amelyet az

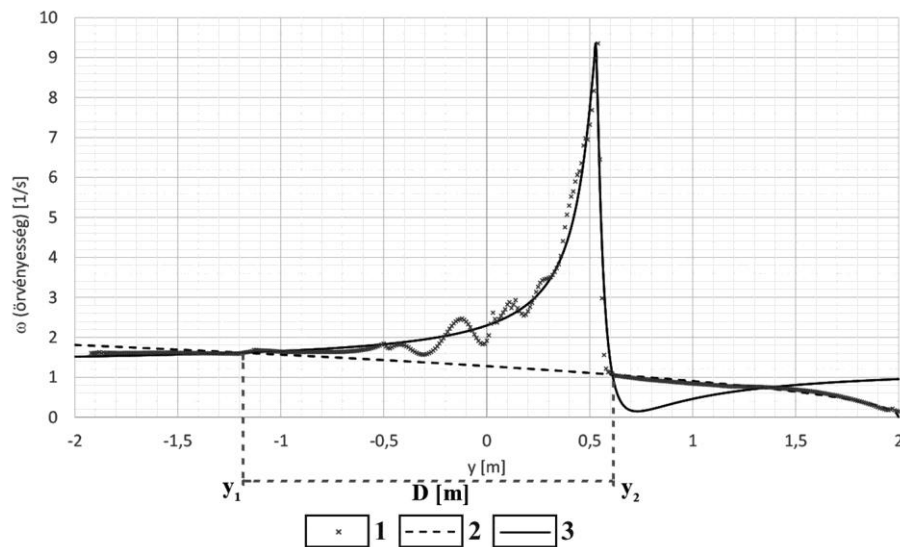
$$(2) \quad \omega = h\sqrt{-i(y-2)}$$

alakkal közelítettem, ahol h, i együtthatók, amelyek minden esetben különböző értékeket vesznek fel. Az örvénylési szakasz hosszát (D) minden eset-

ben az (1) és a (2) függvények azon két metszéspontjainak y koordinátáiból képeztem a

$$(3) \quad D = |y_2 - y_1|$$

összefüggés alapján, amelyek között az (1) függvény ω értékei nagyobbak vagy egyelők a (2) függvény ω értékeinél (2. ábra). Az így kapott D értékeket először oszlopdiagramokban majd hisztogramokban ábrázoltam. E hisztogramok MITRE-PENTEK (2014) dolgozatában a terepi és laboratóriumi vizsgálatok adatainak elemzése során megismert módszerrel teljesen analóg módon készültek. A függvényillesztéseket a Wolfram Research Mathematica program segítségével végeztem el.



2. ábra: Átlagolt örvényességi (ω) értékek grafikonja és ezekre illesztett függvények. Az y_1 és y_2 közötti szakasz kijelöli a D örvényléses szakasz hosszát
 Jelmagyarázat: 1. mért örvényességi értékek, 2. illesztett (2) típusú függvény, 3. illesztett (1) típusú függvény.
 Fig. 2.: Graph of average vorticity (ω) values and fit functions to these data. Section between y_1 and y_2 determine the D length of vorticity section
 Legend: 1. Measured vorticity values, 2. Fit type-2 function, 3. Fit type-1 function.

Vizsgáltam továbbá a digitális modellen az örvénylések térbeli helyét és jellemzőit. A vizsgálathoz a vízoszlopot a felbontással megegyező 1 cm vastag rétegekben, szeletenként, mélység szerint haladva, az orvosi komputertomográfia vizsgálat képalkotásához hasonlóan külön bontottam. Így összesen 9 réteget kaptam vályúszorozatonként, amely rétegekben szeleplő örvényesség adatokat nagyságuk szerint különböző tónusokkal (ill.

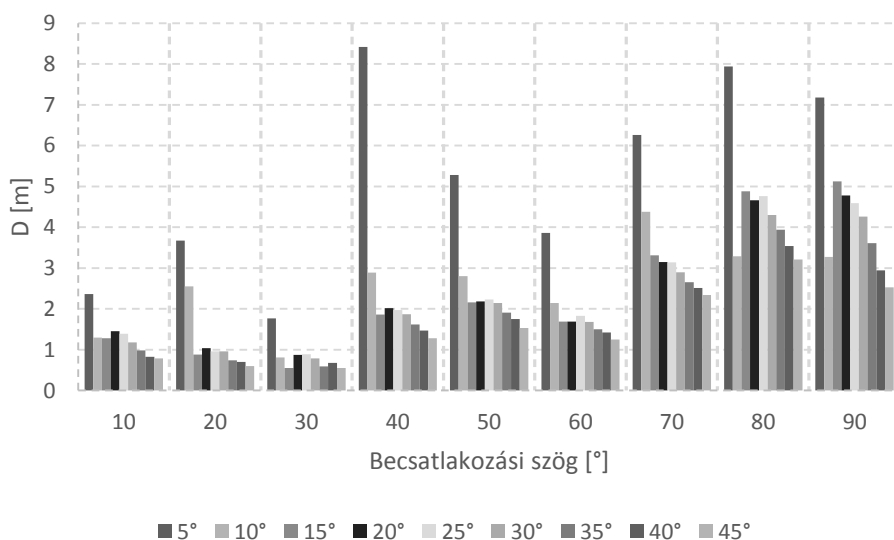
színekkel) jelöltem. Egyes érdekesnek ítélt helyeken az örvényesség értékek térbeli vizsgálatához hossz- és keresztmetszet szerint szelvényezést is végeztem a korábbival megegyező felbontásban.

3. Eredmények

3.1. Fővályúban átlagolt adatok kiértékelése

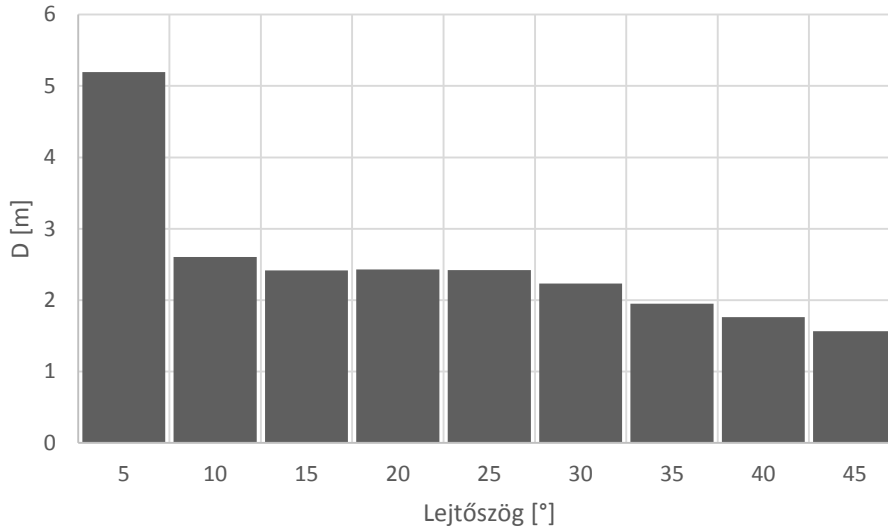
Az örvényesség szakaszának hossza a fővályúban a lejtőszög növekedésével csökkenést mutat. Ez jól megfigyelhető, ha a különböző dőlésszög esetén tapasztalható áramlási szakaszok hosszát adott becsatlakozási szögek szerint csoportosítom. Az örvényléses szakaszok hossza, bármely becsatlakozási szöget is veszem figyelembe, az 5°-os lejtőszög esetén a legnagyobb.

Amikor elkezdtem növelni a dőlésszöget, már a 10°-os dőlésnél megfigyelhető minden becsatlakozási szög esetén egy hirtelen örvényességi szakasz hossz csökkenés. Ezt követően, a dőlésszöget tovább növelve, elérve a 20°-os dőlést a 10°-60° illetve 80°-90° becsatlakozási szögek esetében egy nagyon enyhe növekedés tapasztalható az örvénylési szakasz hosszában. Ez a lokális növekedés a 70°-os becsatlakozásnál nem jellemző, ott a tendencia folyamatosan csökkenő. A 80°-os és 90°-os becsatlakozási szögnél a lokális növekedés már a 15°-os dőlésszög esetén megjelenik és sokkal markánsabban észlelhető, ennek oka jelenleg még tisztázatlan (3a ábra).



3a ábra: Örvénylési szakasz hosszak (D) alakulása a lejtőszög függvényében, becsatlakozási szögek szerint csoportosítva.

Fig 3a: Length of vorticity sections (D) as a function of slope angle, collected in groups of joining angles.

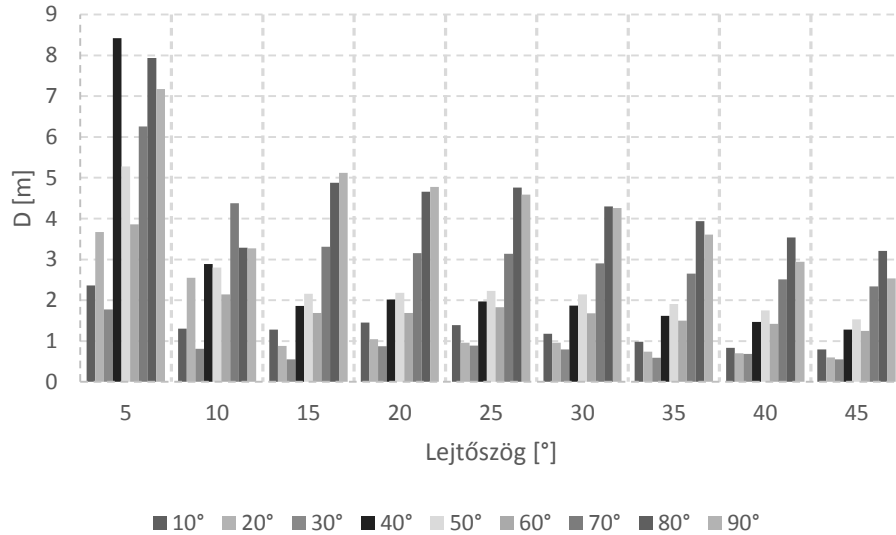


3b ábra: Az egyes lejtőszögek szerint kiátlagolt D értékekből készült histogram.
 Fig 3b: Histogram conjured from averaged D data of given slope angles.

Az adatokból elkészített histogram jól mutatja azt, hogy a lejtőszög növekedésével csökken az örvényléses szakaszok hossza. E histogramban megjelenik 20° -os dőlésszög esetén az örvényléses szakasz hosszának stagnálása. De, összességében elmondható, hogy a lejtőszög növelésével az áramlási szakasz hossza csökkenést mutat (3b ábra).

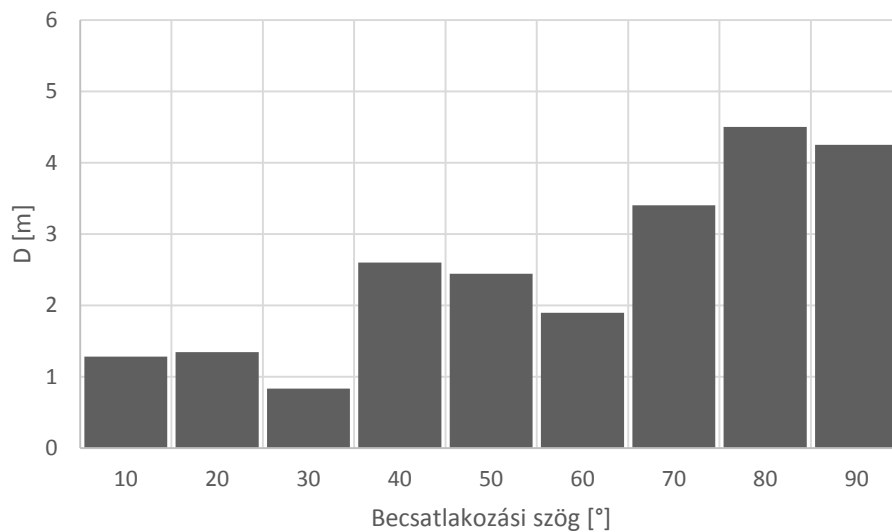
Amennyiben a csoportosítást megváltoztatom, és a becsatlakozásoknál mért egyes örvénylési szakaszok hosszát a lejtőszögek szerint csoportosítom, akkor egy nehezen követhető tendenciát sikerül kimutatni. Minden dőlésszög csoportban a 40° -os és 50° -os becsatlakozások esetén egy enyhe lokális maximum tapasztalható. Ez a legmarkánsabban az 5° -os dőlésszög esetén jelenik meg. Minden esetben lokális minimum tapasztalható a 30° -os és a 60° -os becsatlakozási szög esetén.

A 15° -nál nagyobb dőlésnél megállapítható, hogy bármely dőlésszögnél is vizsgáltam a 80° -os és 90° -os becsatlakozások esetén mérhetjük a leghosszabb örvénylési szakaszokat (4a ábra). A becsatlakozási szögekből készített histogram a megfigyelt tendenciákat jól követi (4b ábra).



4a ábra: Örvénylési szakasz hosszak (D) alakulása a becsatlakozási szög függvényében, lejtőszögek szerint csoportosítva.

Fig 4a: Length of vorticity sections (D) as a function of joining angle, collected in groups of slope angles.

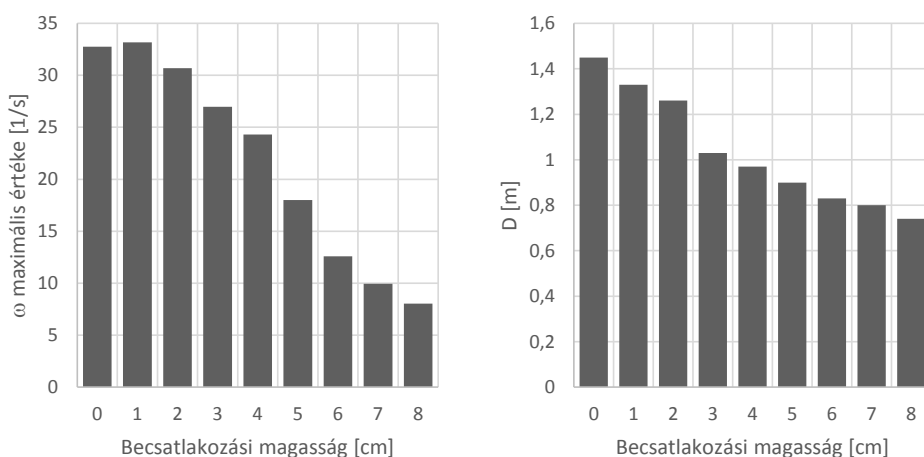


4b ábra: Az egyes becsatlakozási szögek szerint kiátlagolt D értékekből készült hisztogram.

Fig 4b: Histogram conjured from averaged D data of given joining angles.

A mellékvályú becsatlakozási szintkülönbségének növekedésével a létrejövő örvényesség szakaszhossza és az örvényesség maximális értéke (legnagyobb létrejövő örvényességi érték a fővályúban) is csökken. Ennek

oka a mellékvályúból beérkező vízmennyiség csekélyebb volta, amely a fővályúban áramló víztömegre kisebb kölcsönhatást tud gyakorolni (5a és 5b ábra).



5a ábra: Az örvényesség (ω) maximális értékei becsatlakozási magasság szerint 90°-os becsatlakozási szög és 25° dőlésszög esetén.

5b ábra: Az örvényes szakasz hossza (D) becsatlakozási magasság szerint 90°-os becsatlakozási szög és 25° dőlésszög esetén.

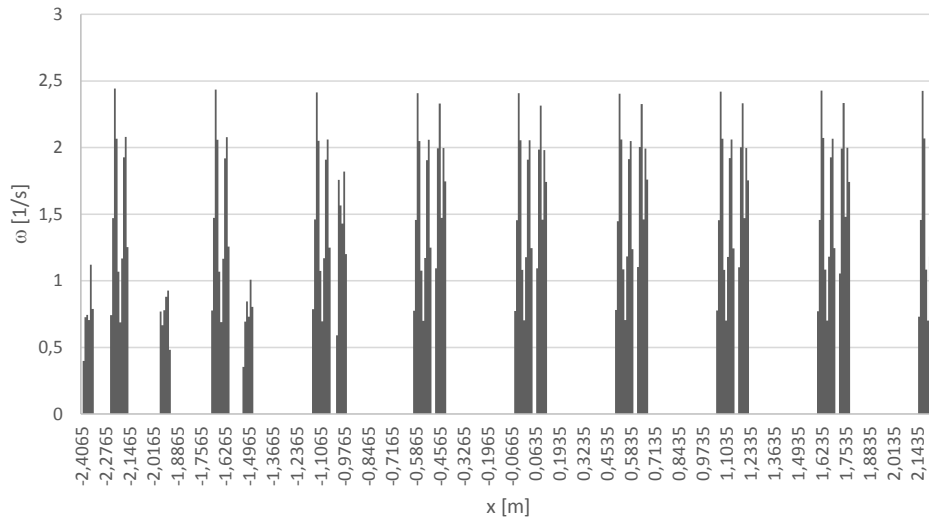
Fig 5a: Maximum values of vorticity (ω) at different junction heights at junction angle 90° and slope angle 25°. Fig 5b: Lengths of vorticity sections (D) at different junction heights at junction angle 90° and slope angle 25°.

3.2. Örvényesség térbeli elhelyezkedése

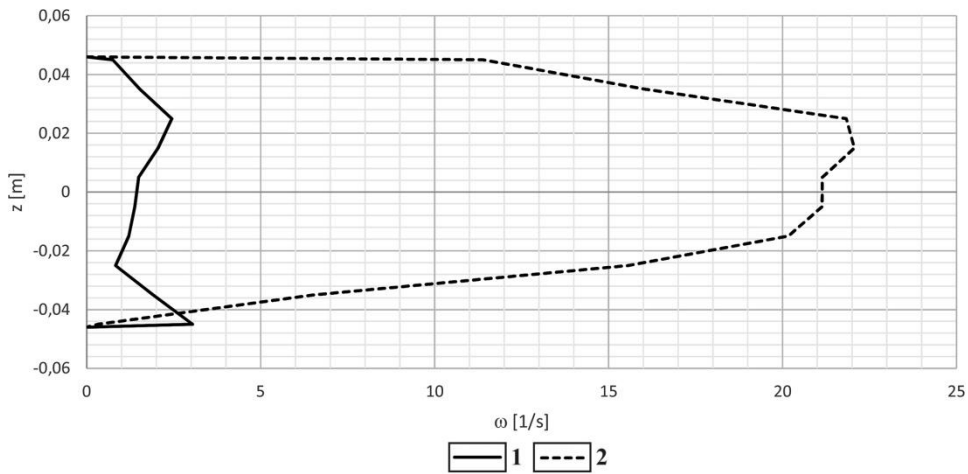
A fő és mellékvályúban a becsatlakozások feletti és attól független szakaszban a vályúk falánál gyenge örvényesség jön létre. Az örvények az áramló víz belső részében kevésbé jellemzők, ami az áramlások fizikájának megfelelő (TÓTH 2012). Bármely becsatlakozási szöggel érkező mellékvályú feletti fővályúban is vizsgálom ezeket az örvényeket, értékeik a kereszt-szelvény mentén szinte azonosan alakulnak (6. ábra). Az örvényesség térbeli helyzetére azt lehet mondani, hogy a vályúfalakhoz közel a víz z irányú mélységének felső és alsó részén jellemzőek, az alsó részen az örvényesség értékei nagyobbak (7. ábra). Az örvényesség átlagos értéke a becsatlakozás helye felé haladva nagyon enyhe növekedést mutat, ez a 2. ábrán is látható.

A mellékvályúban, főleg azoknál, amelyek nagyobb görbülettel érik el a fővályút a görbület fala mentén is megjelennek örvények. Ezen örvények keletkezését az áramlás kanyarulat miatt történő irányváltásával magyarázom, amely kedvez a turbulens áramlás létrejöttének, így az örvények

kialakulásának. A nagyobb kanyarulat esetén a mellékvályú azt megelőző távolabbi részén is erősebb örvényesség jön létre.



6. ábra: Örvényesség (ω) értékei 5° -os lejtőszög esetén 4 cm mélyen a 8. ábrán jelölt x irányú szelvény mentén.
 Fig. 6: Values of vorticity (ω) along the section in x direction highlighted in the Fig. 8. in case of slope angle 5° in 4 cm depth.



7. ábra: Örvényesség (ω) értékeinek alakulása z tengely (mélység) irányában egy becsatlakozás előtt és után választott keresztelvény mentén a 70° -okkal becsatlakozó mellékvályút fogadó fővályúban, 5° -os dőlésszög esetén

Jelmagyarázat: 1. 0,9858 m, 2. -0,1 m.

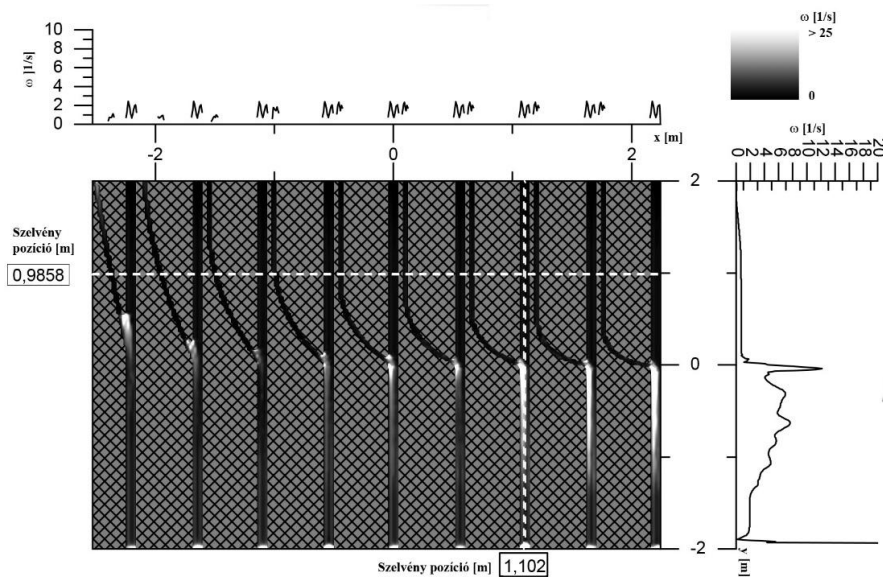
Fig. 7.: Tendency of vorticity (ω) values along axis z (depth) in a selected cross section before and after the junction point of side and main channel with 70° junction angle in case of 5° slope angle

Legend: 1: 0,9858 m, 2. -0,1 m

A becsatlakozás során az örvénylés maximuma a fővályúban, mélységet tekintve, 4-5 centiméter mélyen jön létre, amely a mellékvályú függésének növekedésével egyre feljebb tolódik (7. ábra). A mellékvályúban a becsatlakozás előtt az örvényesség emelkedése a találkozási ponttól távolabb nem tapasztalható, csupán a korábban említett fal menti illetve kanyarulat okozta kis örvények jelennek meg.

A becsatlakozásnál előtűnő nagy örvények a fővályú és a mellékvályú találkozása nyomán előálló két (folyásirány szerint) felső és alsó élnél jelennek meg, a becsatlakozási szögtől függően változatos értékekkel. A 10°-os mellékvályú becsatlakozásnál a találkozás felső pontjánál, a fővályúban és mellékvályúban is örvény jelenik meg. A mellékvályúban lévő örvény a becsatlakozási szög emelkedésével egyre jobban áthelyeződik a fővályú felé.

A becsatlakozási szög emelkedésével az örvények megjelennek a becsatlakozó mellékvályú alsó sarokpontjánál is. A 40°-os becsatlakozásnál a felső sarokponttal összevetve nagyjából egyforma örvényességet tapasztaltam, majd e becsatlakozási szög felett a domináns örvénylés az alsó sarokpontra helyeződik át, a felső sarokponton jóval kisebb örvényesség marad meg (8. ábra).



8. ábra: 5°-os dőlésszög esetén, 4 cm mélyen létrejövő örvényesség (ω) a digitális vályúsorozat modellben. Az örvényesség (ω) értékeinek változását hossz és keresztmetszvény mentén részletesen lehet vizsgálni.
 Fig. 8: Vorticity (ω) of the digital channel serial model in 4 cm depth in case of 5° slope angle. Change of vorticity (ω) data is examinable in detail along cross and length sections.

A mellékvályú becsatlakozása miatt előálló örvényesség a fővályúban jellemzően a becsatlakozás felőli oldalon helyezkedik el. A találkozási hely után az örvények az áramlás irányában haladva, egyre gyengülve, fokozatosan elterjednek az egész fővályú szélességében. Az örvények becsatlakozás oldali megjelenésének jelenségre korábbi vizsgálatok (MITRE 2016) is rámutattak, a mostani vizsgálatban azonban sikerült kimutatni, hogy az örvényesség a vízáramlás középmezységében a legnagyobb. A vízfelszínhez közel és a vízáramlás alján pedig kisebb örvényességi értékek a jellemzőek. A mellékvályú függésének növekedésével az örvényesség vízszintes elhelyezkedése nem változik, de helyzete a fővályúban függőlegesen, a mellékvályú függés nagyságával arányosan felfelé eltolódik, és értékei egyre kisebbek. A vízáramlás alján létrejövő örvényesség értékei szintén egyre kisebbek.

4. Következtetés

Megállapítottam, hogy az örvénylési szakasz hosszát befolyásolja a becsatlakozó mellékvályú függésének mértéke, a lejtőszög és a becsatlakozási szög. A becsatlakozási szög növelésével az örvénylési szakasz hossza növekszik, azonban két becsatlakozási szög értéknél (30° és 60°) lokális minimum jön létre. A lejtőszöget változtatva megfigyelhető, hogy kis dőlésszögeknél az örvénylési szakasz hossza gyorsan csökken, majd közepes dőlésnél (15° - 25° fok) ez a szakasz stagnál, majd nagyobb dőlésszög esetén újra, enyhén csökkenő tendenciát vesz fel.

A lejtőszögek és becsatlakozási szögek által befolyásolt örvényességi szakaszhossz változásának hisztogramjai hasonlóak, mint a terepi kiöblösödési szakaszhosszak és a laboratóriumi kísérletben megfigyelt áramlási szakaszhosszak hisztogramjai. A digitális szimulációk rámutattak arra, hogy a mellékvályú függésének növekedése gyengítő hatással bír a létrejövő örvényességre és annak szakaszhosszára. Ebből arra lehet következtetni, hogy a becsatlakozó mellékvályú nagy függése esetén a létrejövő oldó hatás mérsékeltebb.

Az áramlás jellegét tekintve megállapítható, hogy a becsatlakozástól távoli, így független szakaszokon a vályúfalak környezetében örvények jönnek létre. Ez mind a fővályú, mind a mellékvályú esetén tapasztalható. A mellékvályúknál az örvénylés különösen akkor jön létre, ahol ívesebb áramlási pályája van a mellékvályúban áramló víznek.

A becsatlakozás után a fővályúban az örvények leginkább az áramlás vízmélységének a középső részén jönnek létre, helyzetüket tekintve pedig a

találkozó vályúfalak élei mentén jellegzetesek. A mellékvályú függését növelve az örvényesség maximum helye felfelé eltolódik.

A létrejövő örvények nagyobb becsatlakozási szög esetén különösen a folyásirányt tekintve alsó él mentén, kis becsatlakozási szög esetén a felső él mentén helyezkednek el. Utóbbi esetben örvény jelenik meg a mellékvályúban is. Mivel az örvények minden esetben ezen élek mentén és közepes vízmélységben jönnek létre, ezért az itt keletkező nagyobb oldódás a terepen az aláhajló fal kialakulását eredményezheti.

IRODALOM

DEÁK, GY., SAMU, SZ., PÉNTEK, K., MITRE, Z., VERESS, M. (2012): Vízáramlási modellkísérletek vályúrendszeren. – Karsztfejlődés XVII.: pp. 155-163.

DREYBRODT, W. (1988): Processes in Karst Systems. Physics, Chemistry, and Geology. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 288 p.

JIYUAN, T., GUAN-HENG, Y., CHAOQUN, L. (2013): Computational Fluid Dynamics - A Practical Approach. Second edition, Elsevier Ltd. United Kingdom, 440 p.

MITRE, Z., PÉNTEK, K. (2014): Karos vályúk morfológiai vizsgálata a mellékvályú becsatlakozási helyek közelében. – Karsztfejlődés XIX. pp. 173-184.

MITRE, Z. (2016): Vályúban áramló víz áramlási viszonyainak modellezése számítógépes szimulációval. – Karsztfejlődés XXI. pp. 75-95. DOI: 10.17701/16.75-95

MITRE, Z. (2017): Karos fővályúban létrejövő áramlások szimulációs vizsgálata. – Karsztfejlődés XXII. pp. 77-88. DOI: 10.17701/17.77-88

SLABE, T. (1995): Cave Rocky Relief – Znanstvenaraziskovalni Center SAZU, Ljubljana, 128 p.

SZUNYOGH, G. (1995): Karvályúk vízszállító-képességének elméleti meghatározása. – Karsztfejlődés I., pp. 133-144.

TÓTH, A. (2012): Bevezetés az áramlástanba. – Miskolci Egyetem, Miskolc, 176 p.

VERESS, M., PÉNTEK, K., CZÖPEK, I., ZENTAI, Z., DEÁK, GY., MITRE, Z. (2007): Adatok a Totes Gebirgei lejtők karrosodásához. – Karsztfejlődés XII. pp. 137-152.

VERESS, M., ZENTAI, Z., PÉNTEK, K., EŐRY, M., MITRE, Z. (2009): Vályúfejlődés csupasz lejtőkön. – Karsztfejlődés XIV., pp. 139-159.

VERESS, M., ZENTAI, Z., PÉNTEK, K., MITRE, Z. (2011): Rinnenkarr rendszerek fejlődése. – Karsztfejlődés XVI., pp. 71-85.

VERESS, M., ZENTAI, Z., PÉNTEK, K., MITRE, Z., DEÁK, GY., SAMU SZ.
(2012): Vályúrendszerek fővályúinak fejlődése. – Karsztfejlődés XVII., pp.
131-154.

**LIDAR ÉS UAV ALAPÚ DIGITÁLIS DOMBORZATMODELLEK
ÖSSZEVETÉSE TÖBÖR-MORFOMETRIA SZEMPONTJÁBÓL A
JÓSVAFŐI-FENNSÍK PÉLDÁJÁN**

**COMPARISON OF DIGITAL ELEVATION MODELS CREATED
FROM LIDAR AND UAV DATA FOR DOLINE MORPHOMETRY -
THE CASE EXAMPLE OF JÓSVAFŐ PLATEAU**

LÁTOS TAMÁS –TELBISZ TAMÁS

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

2ELTE latostamas@gmail.com

Abstract: *In this study, our aim was to compare doline morphometric data derived from different type digital elevation models (DEMs). The DEMs were created from LiDAR data and UAV (drone) data. The study area is the eastern part of Jósvafő Plateau (Aggtelek Karst, Hungary). We used an automated method of DEM-based doline recognition for the delineation of dolines from two different datasets. Thereafter, we compared the geomorphometric parameters of two different source doline datasets. Our main question was whether the UAV based DEMs can be reliably used for doline geomorphometric analyses instead of the more expensive and more complicated LiDAR datasets. The answer is that in case of low vegetation the UAV can be a cost-effective alternative of LiDAR.*

Keywords: doline, DTM, drone, LiDAR, SfM

Bevezetés

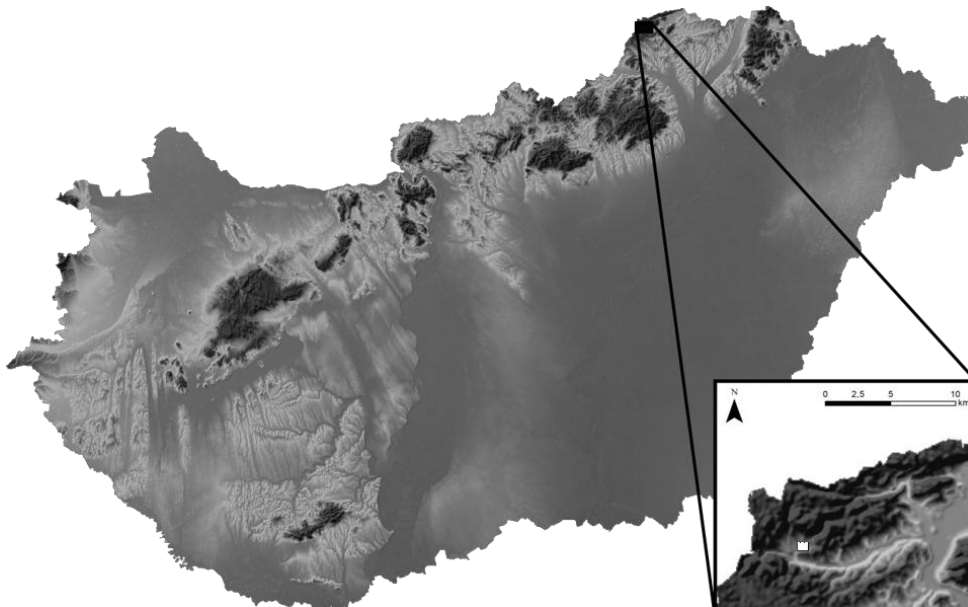
Napjaink geomorfológiai kutatásaiban a térinformatika és ezen belül is a digitális domborzatmodellek (DDM) széleskörű használata és elemzése lett az egyik legfontosabb megközelítési módszer. Ez a tendencia annak is köszönhető, hogy a DDM-k előállítása és hozzáférhetősége folyamatosan egyre könnyebbé válik a technológia fejlődésével párhuzamosan.

A legmodernebb és legpontosabb DDM előállítási módszer a LiDAR használata, ám ennek költségei egyelőre szűk kereteket szabnak a hazai felhasználás terén, de találni már példát olyan országra is, amelynek egész területére elérhető ilyen jellegű adat teljesen ingyenesen (pl. Szlovénia). Manapság a LiDAR egyfajta olcsóbb alternatívájaként kezd elterjedni az UAV (*Unmanned Aerial Vehicle* - drón) eszközök felvételeiből fotogrammetriai eljárás során előállított pontfelhőből generált DDM-k használata. Ennek

előnyei és hátrányai is vannak a LiDAR-ral szemben, ám költséghatékonysága miatt mindenképp előtérbe kerül olyan területeken, ahol a vegetáció sűrűsége megengedi a használatát.

Jelen kutatás célja az volt, hogy arra alkalmas területen összehasonlítsuk egy LiDAR és egy UAV felmérésből készült, azonos felbontású domborzatmodell töbör-morfometriai alkalmazását, hiszen ezen elemzés során csak a DDM-t használjuk fel, mint alapadatot, semmi mást.

Elemzési területként a Jósvafői-fennsíkot választottuk, erről a területről már rendelkezésünkre állt LiDAR alapú állomány, a Károly Róbert Főiskola lerepülte az egész Aggteleki-karsztot a Nemzeti Park megbízásából még 2013-ban (1. ábra). További kritériumainknak is megfelelt ez a helyszín, hiszen a vegetáció gyér a fennsíkon és a töbørsűrűség is közepesen nagyra mondható. Az Aggteleki-karszt és szűkebben a Jósvafői-fennsík felszínfejlődésével, töbör-morfometriai elemzésével számos kutató foglalkozott már korábban (ZÁMBÓ 1998, MEZŐSI 1984, TELBISZ 2001, SÜMEGI *et al.* 2012, KEVEINÉ *et al.* 2015, BELLA *et al.* 2016), ám jelen kutatásban mi egy módszertani megközelítést helyeztünk előtérbe az alapadatot illetően, és nem a felszínformák illetve fejlődésük értelmezése volt a cél.



1. ábra: a vizsgálati helyszín, a Jósvafői-fennsík keleti felén.
Fig. 1: The study area in the eastern part of Jósvafő Plateau (Aggtelek Karst, Hungary).

A drón-felvételek alapján készült domborzatmodellek készítése viszonylag fiatal módszernek tekinthető, ennek ellenére bőséges szakirodalommal rendelkezik a téma, többek között a miénkhez hasonló, LiDAR adattal való összevetés terén is (ROCK *et al.* 2011, FLENER *et al.* 2013, TOURNADRE *et al.* 2014, HSIEH *et al.* 2016, MORAVEC *et al.* 2017, BEGASHAW 2018).

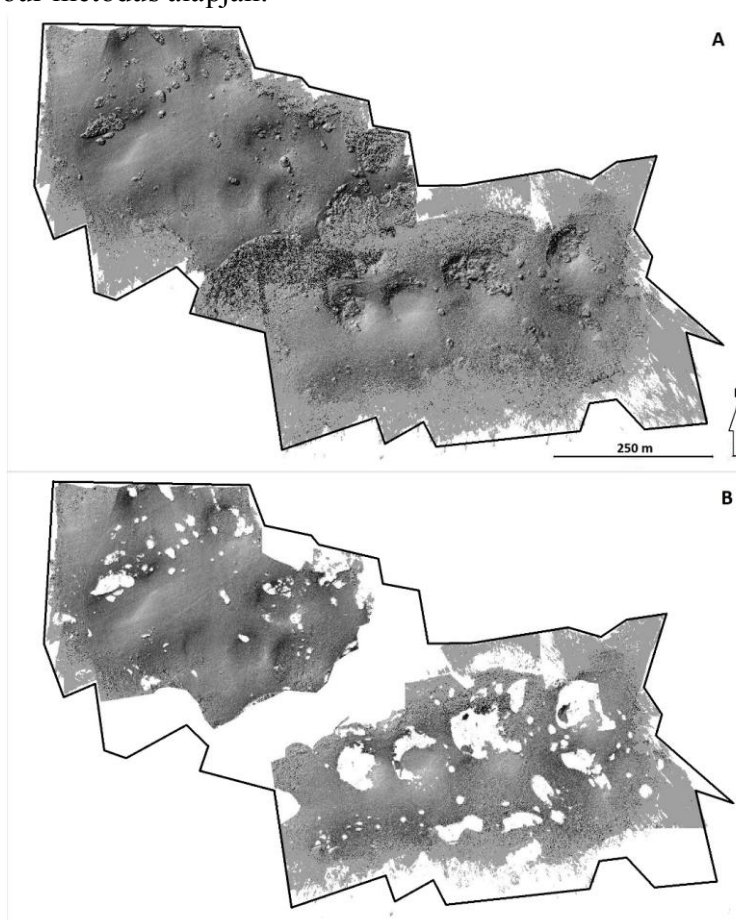
Alapvető kérdésfelvetésünk az volt a kutatás során, hogy milyen pontosságbeli eltérések figyelhetők meg abban az esetben, ha ugyanolyan felbontású LiDAR, illetve UAV adat alapján készült domborzatmodellből ugyanazzal az automatizált módszerrel lehatároljuk a töbrök körvonalát és ezeket megfeleltetjük egymásnak, majd morfológiai paramétereiket összevetjük. Végső soron a fő kérdés az volt, kiváltható-e a költségesebb és bonyolultabb eljárásnak számító LiDAR felmérés drónos adatszerzéssel.

Adat és módszer

A terület LiDAR felmérésére 2013-ban került sor, az adatok előfeldolgozása, osztályozása pedig az OPALS nevű szoftverrel történt (LÁTOS *et al.* 2015, TELBISZ *et al.* 2016). Az osztályozás során leválogatásra kerültek a felszíni pontok, így lehetővé vált DTM (digitális terepmodell) előállítás a kezdeti, még a növényzetet is ábrázoló DFM (digitális felszínmodell) helyett. A vizsgálati területünkön kerekítve 1,4 millió felszíni pont található, ez 1,8 pont/m² pontsűrűséget jelent a LiDAR adatforrás esetén. Az interpoláció során 3 m/px felbontású DTM készült a felszíni pontokból.

A drónos felmérésre 2016 márciusában került sor két részletben, a terület északnyugati felét 857 db kép, meg a délkeletit 550 db kép felhasználásával fedtük le. A felvételek kiértékelése a *Structure from motion* (SfM) módszerrel, Photoscan szoftverrel történt, amelynek során létrejött a még osztályozatlan pontfelhő. A felszíni pontok jelentős százalékának kinyerése a Cloude Compare nevű szoftver beépített automatizált algoritmusával történt (Cloth Simulation Filter: domborzattípusnál *Relief*, további paramétereknél az alapbeállításokkal hozta a legjobb eredményt), maradtak azonban olyan részek, ahol ez nem vezetett kielégítő eredményre, jellemzően a töbrök alján, illetve a terület közepén húzódó erősebb vegetációjú völgy esetében (2. ábra). Ezeken a területeken az algoritmus lefuttatása után még kézi leválogatás is történt. Ez lényegében úgy történt, hogy a töbrök alján lévő

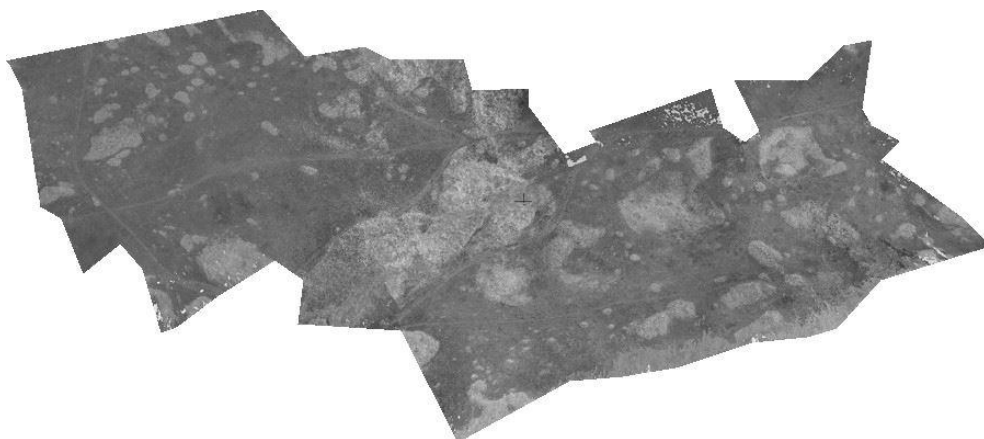
sűrű vegetációjú részeket kiemelve a teljes pontfelhőből 3D-s megjelenítés segítségével kézi leválogatással törlésre kerültek az azonosítható felszíni pontoknál magasabban elhelyezkedők. Ebben nagy segítséget nyújt, hogy a pontfelhő esetében az egyes vertexekhez hozzá tudjuk rendelni a valós színüket az adatforrásként szolgáló légifelvételekből. Ennek eredményeképpen az északnyugati területen 16,9 millió (94,3 pont/m²), míg a délkeletin 11,7 millió (56,2 pont/m²) pontot tudunk felhasználni az interpolálás során a DTM elkészítésére, amely Surfer szoftverkörnyezetben készült Natural Neighbour metódus alapján.



2.ábra: a vizsgálati helyszín pontfelhője digitális felszínmodellen (A) és digitális terepmodellen (B), domborzatárnyékolással megjelenítve.

Fig. 2: Point cloud of the study area on DSM and on DTM by hillshade effect.

Meg kell említeni, hogy utóbbi esetben problémát okozott az a csekély vegetáció is, ami jellemző erre a területre és erre az évszakra. Két típust kell megkülönböztetnünk ez esetben. A terület közepén húzódik egy sekély völgy, amely sűrűbb, bár alacsony erdőborítással fedett. Emellett jellemzően a töbrök alján található sűrű bozótosok (3. ábra). Ezeken a területeken volt nagyobb probléma a drónos adatok kiértékelésével, ezen belül is a felszíni pontok leválogatásával. A LiDAR-nak megvan az az előnye, hogy a jelek áthatolnak a növényzet levelei, ágai között. A drónos felmérés során viszont fényképeket készítünk, így ahol sűrű a növényzet, felülről nézve csaknem átláthatatlan, ott csekély számban tudunk felszíni pontot kinyerni utólag. Ennek eredményeként a drónos pontfelhő esetén nagyobb lyukakat kell interpolálással feltölteni, mint a LiDAR pontfelhő feldolgozása során.

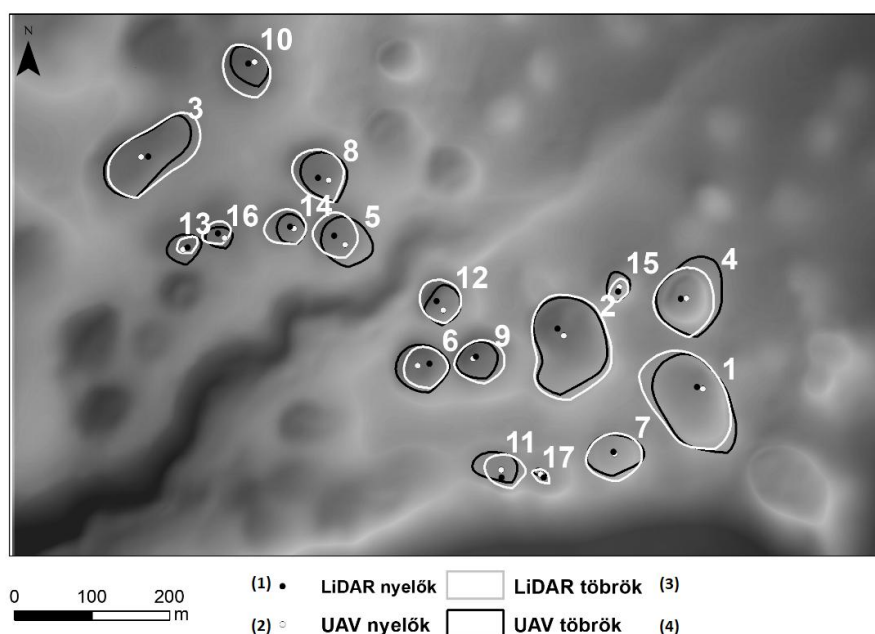


3. ábra: a nyers, osztályozatlan UAV pontfelhő, világos foltokkal a vegetáció jelenik meg.
Fig. 3: unclassified point cloud from the UAV survey, the white patches are related to the vegetation

A két azonos felbontású domborzatmodell létrehozása után a töbrök körvonalak és legmélyebb helyek automatizált lehatárolása és meghatározása volt a következő lépés. Ennek során azt az automatizált algoritmust használtuk, amelyet egy korábbi kutatás során már sikeresen alkalmaztunk az egész Aggteleki Nemzeti Park területén töbrödetektálásra és morфомetriai vizsgálatokra (LÁTOS *et al.* 2015, TELBISZ *et al.* 2016).

Jelen kutatás során 17 töbröt tudtunk bevonni az elemzésbe, mivel a drónos felmérés során egy adott nagyságú területet tudtunk lefedni (hosszvetőleg 2.25 km²-t), és erre a területre 17 darab töbrö esett teljes terjedelmével. A jövőben szeretnénk növelni a minta méretét, hogy megerősíthessük a most levont következtetéseket. A töbrök detektálása után különböző össze-

vetéseket készítettünk miután megfeleltettük egymásnak az egyes formákat a különböző forrású DTM-ekből levezetve (4. ábra). Ezután morfometriai elemzésnek vetettük alá a párokat, amelynek során vizsgáltuk a terület, kerület, kerekítettség, mélység, vízszintes megnyúltság, mélység/átmérő arány és az orientáció paraméterek egymáshoz való viszonyát.



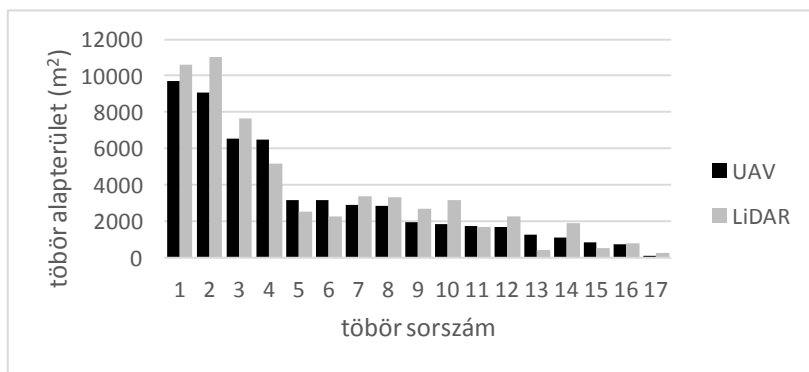
4. ábra: a két adatforrásból levezetett és egymásnak megfeleltetett töbrőpárok és nyelők.
 Fig. 4: doline pairs based on the two different datasets and their sink points (1: sinkholes from LiDAR, sinkholes from UAV, 3: dolines from LiDAR, 4: dolines from UAV)

Eredmények

Összességében elmondható, hogy a töbrök elhelyezkedése, területe, alakja, orientációja már ránézésre is jó egyezést mutat. Megvizsgálva azt, hogy az egymásnak megfeleltetett töbrök legmélyebb helyei milyen viszonyban vannak egymással az látható, hogy 2,65 és 18,1 méter között változik a távolságadatok alakulása. Mivel a töbrőkörvonal detektálása során tulajdonképpen a legmélyebb helyhez tartozó vízgyűjtő terület alapján történik a lehatárolás, ez már önmagában predesztinálja azt, hogy a körvonalak között is legyen eltérés. A legmélyebb helyek meghatározása pont a korábban taglalt nehézségek miatt egy kardinális kérdés. Lévéen, hogy a töbrök alján, mint ahogy kifejtésre is került, sűrű bozótos növényzet található, amelynek levá-

logatása problémát okoz a drónos pontfelhő esetén, ezért az ebből készült DTM-ből történő legmélyebb hely meghatározás is bizonytalanságot hordoz magában. Így kijelenthető, hogy a LiDAR pontfelhőből készült DTM alapján kijelölt legmélyebb helyek közelebb állnak a ténylegeshez.

A morfológiai összevetés során párosával, oszlopdiagramon ábrázolva vizsgáltuk az egyes töbrök paramétereit között látható különbségeket és hasonlóságokat. A terület és kerület adatokat bemutató ábrákat vizsgálva megállapítható, hogy ebben a két adatban nagy eltérés egyik töbrőpáros esetén sem látható. Általánosságban az a megállapítás tehető, hogy a LiDAR DTM-ből levezetett töbrőknek mind a területe, mind pedig a kerülete csekély mértékben, de nagyobb, mint az UAV adatforrásból kinyerteké, de nagy különbségek nem észlelhetők (5, 6. ábra).



5. ábra: a töbrőpárok területének összevetése.
Fig. 5: comparison of doline areas.

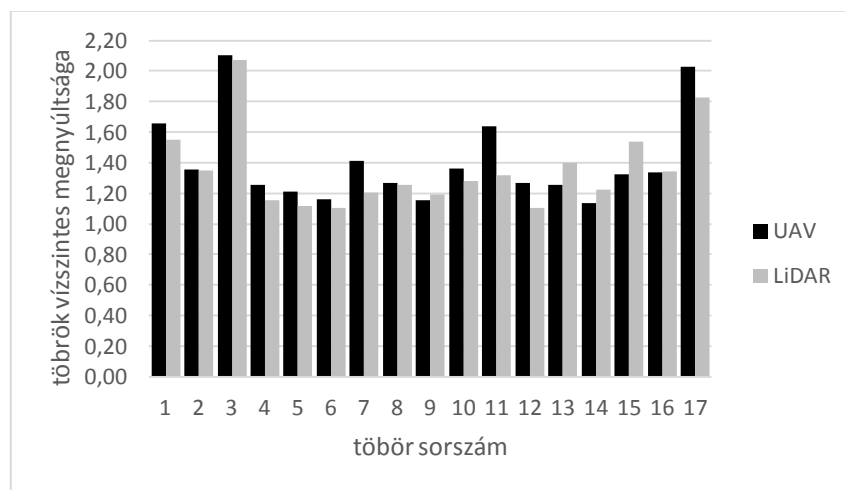


6. ábra: a töbrőpárok kerületének összevetése.
Fig. 6: comparison of doline perimeters.

A kerekítettség-adatok szinte tökéletes egyezést mutatnak a két adat-sor esetén (7-8. ábrák). A vízszintes megnyúltságot ábrázoló diagram szintén ugyanezt a tendenciát mutatja, tehát alakjukban szoros egyezés mutatható ki a töbörpárok között, ami azt jelzi, hogy jól használható mind a két adatbázis, hiszen méretre és alakra is jó egyezést mutatnak az eredmények.



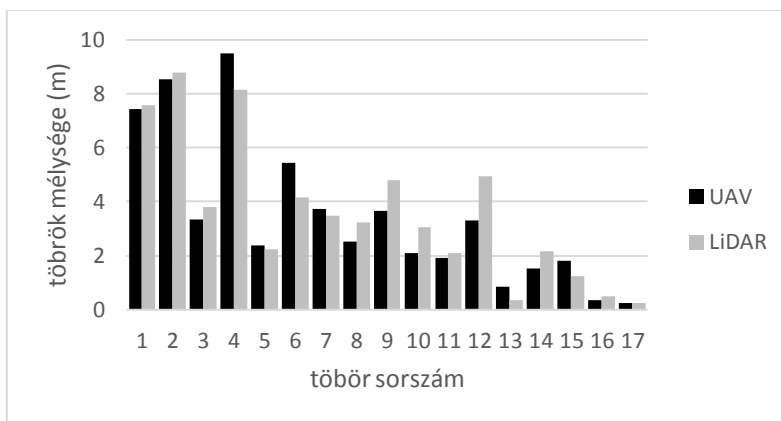
7. ábra: a töbörpárok kerekítettség adatainak összevetése.
Fig. 7: comparison of doline circularities.



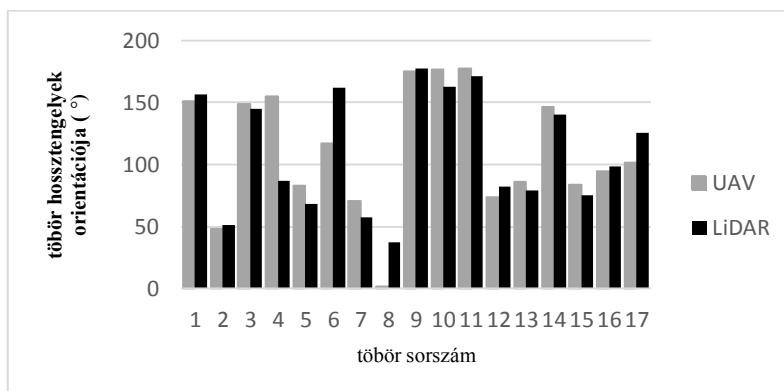
8. ábra: a töbrök vízszintes megnyúltság adatainak összevetése.
Fig. 8: comparison of doline elongation values

A töbrök mélységadatainak összevetése során általános trendet nem tudunk megfogalmazni (9. ábra). Tizenegy töbör esetén látható, hogy a LiDAR-os felmérésből levezetett töbör mélysége meghaladja a másik felmérésből származó formák mélységét, átlagosan fél méterrel. A maradék hat töbör esetén az UAV töbör mélysége nagyobb, átlagosan 0,7 méterrel. En-

nek oka a már többször említésre kerülő probléma, ami az UAV DTM létrehozását kísérte, vagyis a töbrök alján lévő sűrű növényzet és az ebből fakadó bizonytalanság a tényleges felszíni pontok meghatározása során. Ugyanez a probléma egyébként a LiDAR esetén is jelentkezik. Ezen pontok leválogatási problémája és a jóval nagyobb adathiányos területeket kitöltő interpoláció okozta eltérés figyelhető meg a mélységadatok nem konzekvens eltérésében. Ugyanezt a trendet követik a mélység/átmérő arányt összevető adatsorok is.



9. ábra: a töbörpárok mélység adatainak összevetése.
Fig. 9: comparison of doline depths.



10. ábra: a töbörpárok orientációjának összevetése.
Fig. 10: comparison of doline orientations.

A töbrök orientációját is megvizsgáltuk, hasonlóan jó egyezés mutatkozott az adatsorok között, mint a többi paraméter esetén (10. ábra). Csupán néhány töbörpár esetén látható nagyobb eltérés, három esetben tapasztalható 40° körüli eltérés, míg a többi esetben szoros egyezést mutatnak

az adatok. Ez is a korábban tapasztalt megállapításokat támasztja alá. Tehát az orientációt vizsgálva is azt látjuk, hogy a töbrök alakja jó egyezést mutat, ami fontos lehet például a kialakulásuk, fejlődésük vizsgálata során (pl. ha azt szeretnénk elemezni valamilyen törésvonal rendszerhez kapcsolódóan fejlődtek-e?).

Következtetések

Megállapítható, hogy az UAV felmérés alapján készült DTM jól használható töbrö-detektálás és töbrö-morfometriai vizsgálat terén. A LiDAR-UAV összevetést tekintve szintén elmondható, hogy a drónos felmérés jól használható alternatívát jelenthet a költséges, bonyolultabb, eszközigenyesebb LiDAR-ral szemben.

Az UAV esetén korlátozó tényező a vegetáció, amely – mint többször kifejtésre került – problémát okozhat. Például sűrű erdővel borított felszínen nem alkalmas a LiDAR kiváltására, mert nagyon kevés felszíni pontot kapnánk eredményül a kiértékelés után. Ez jelen kutatás során is látható volt. További korlátozó tényező a drónnal lefedhető terület nagysága, aminek leginkább az akkumulátorok mennyisége szabhat határt, ezzel ellentétben egy repülőre szerelt LiDAR műszerrel rövid idő alatt nagyméretű területet tudunk feltérképezni. Az időjárási körülmények szintén gátolhatják a drónos felmérést (nagyobb szélben nem lehet vele repülni, valamint az esőt sem tolerálja úgy, mint egy kisrepülő).

Ugyanakkor az elemzés részét tekintve az derült ki, hogy megfelelő alternatívája lehet a LiDAR-os adatforrásnak. A töbrök elhelyezkedése, mérete, alakja jó egyezést mutatott. Tehát elmondható, hogy pár négyzetkilométeres, gyér vegetációval rendelkező területen az UAV képes kiváltani a LiDAR-t, amely költséghatékonysági szempontból rendkívül fontos megállapítás.

Mivel a töbrö mintaszám, amivel dolgoztunk nem nevezhető nagyinak, ezért a jövőben tervezzük, hogy nagyobb töbrörszámmal is elvégezzük a kutatást, szintén ezen a területen, amitől a fentebb taglalt eredmények további megerősítését várjuk.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az NKFIH K124497 számú pályázata támogatta

IRODALOM

- BEGASHAW S. (2018): Accuracy of DTM derived from UAV imagery and its effect on canopy height model compared to airborne LiDAR in part of tropical rain forests of Berklah, Malaysia. *Diplomamunka, University of Twente, Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation.*
- BELLA P. VESELSKY M., GAÁL L., MILNÁR J. (2016): Jósmafő paleopolje: morphology and relation to the landform evolution of Aggtelek Karst and Jósva River valley, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 60/3, pp. 219-235, DOI: 10.1127/zfg/2016/0212
- FLENER C., VAAJA M., JAAKKOLA A., KROOKS A., KAARTINEN H., KUKKO A., KASVI E., HYYPPA H., HYYPPA J., ALHO P. (2013): Seamless Mapping of River Channels at High Resolution using Mobile LiDAR and UAV-Photography. – *Remote Sensing*, 5(12), 6382-6407, DOI:10.3390/rs5126382
- HSIEH Y-C., CHAN Y-C., HU J-C. (2016): Digital Elevation Model Differencing and Error Estimation from Multiple Sources: A Case Study from the Meiyuan Shan Landslide in Taiwan. – *Remote Sensing*, 8, 199, pp. 1-20., DOI: 10.3390/rs8030199
- KEVEINÉ B. I., KISS M., NELIS S. (2015): Néhány további adat a hazai dolinák aszimmetriájának kialakulásához. – *Karsztfejlődés* 20, pp. 125-144, DOI: 10.17701/15.125-144
- LÁTOS T., TELBISZ T., DEÁK M., SZÉKELY B., KOMA ZS., STANDOVÁR T. (2015) – LiDAR és topográfiai térkép alapú digitális terepmodellekből levezetett, illetve kézzel digitalizált töbör-körvonalak morfológiai összehasonlítása az Aggteleki-karszt példáján. – *Karsztfejlődés* 20, pp. 145-165, DOI: 10.17701/15.145-165.
- MEZŐSI G. (1984): A Sajó-Bódva köze felszínfejlődése. – *Földr. Ért.* 33(3), pp. 181-205.
- MORAVEC D., KOMÁREK J., KUMHÁLOVÁ J., KROULÍK M., PROSEK J., KLÁPSTE P. (2017): Digital elevation models as predictors of yield: Comparison of an UAV and other elevation data sources. – *Agronomy Research* 15(1), 249-255.
- ROCK G., RIES J. B., UDELHOVEN T. (2011): Sensitivity analysis of UAV-photogrammetry for creating digital elevation models (DEM). – *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial*

Information Sciences, Volume XXXVIII-1/C22, 2011 ISPRS Zurich 2011 Workshop, 14-16 September 2011, Zurich, Switzerland

SÜMEGI GY.(IFJ)., *SÜMEGI GY.(ID).*, *VARGA B.* (2012): Töbör csoportok sajátos vonásai a Jósvalói-fennsík. – *Karsztfejlődés XVII*, pp. 165- 178.

TELBISZ T. (2001): Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján – *Földrajzi Közlemények*, 125 (1-2), pp. 95-108.

TELBISZ T., *LÁTOS T.*, *DEÁK M.*, *SZÉKELY B.*, *KOMA ZS.*, *STANDOVÁR T.* (2016): The advantage of LiDAR digital terrain models in doline morphometry compared to topographic map based datasets – *Aggtelek Karst (Hungary) as an example.* – *Acta Carsologica*, 45(1) pp. 5-18., DOI: 10.3986/ac.v46il.4138.

TOURNADRE V., *FAURE P. H.*, *DESEILLIGNY M. P.* (2014): UAV photogrammetry to monitor dykes – calibration and comparison to terrestrial LiDAR. – *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XL-3/W1, 2014 EuroCOW 2014, the European Calibration and Orientation Workshop, 12-14 February 2014, Castelldefels, Spain*

ZÁMBÓ L. (1998): Az Aggteleki-karszt felszínalaktani jellemzése, – *Földrajzi Értesítő* 47(3), pp. 359-378.

A TELÍTŐDÉSI SZINT HELYZETÉNEK ÉS A KARSZTOS FELSZÍN KAPCSOLATÁNAK VIZSGÁLATA MODELLKÍSÉRLETTEL

EXAMINATION OF THE RELATIONSHIP BETWEEN THE DEPTH OF SATURATED WATER LEVEL AND THE KARSTIC SURFACE DEVELOPMENT BY MODEL EXPERIMENTS

DEÁK GYÖRGY¹ - VETÉSI-FOITH SZILÁRD² - PÉNTEK KÁLMÁN³

¹Nyugalmazott főiskolai docens

²PTE-TTK Földtudományok Doktori Iskola, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6.

³ELTE-SEK Matematikai Tanszék

Abstract: Material loss (m/m%) due to the diffusion of distilled water (50 and 100 ml) through various sizes (10 cm to 40 cm) of decomposed debris zone models built from known sizes (1 x 1 x 1 cm) of gypsum cubes was investigated. Gypsum-saturated water was used as control. The amount of solvents and diffusion rates were identical in the experiments. It could be determined that material loss of the debris zone decreased exponentially with the depth and was proportional with the amount of diffused distilled water. It was also found, as expected, that the saturated solvent would not cause any loss of material throughout the debris zone, regardless of the amount of solvent. Based on the measurements and the calculations it was possible to determine the depth of the debris zone from which, with dissolution, no material loss could be derived, ie the depth of saturated water level could be determined. The experiments proved that the depth of saturated water level has a major influence on the development of the surface and its destruction.

Keywords: surface development, mathematical model, saturation curve, solution, epikarst, mass-loss

Bevezetés

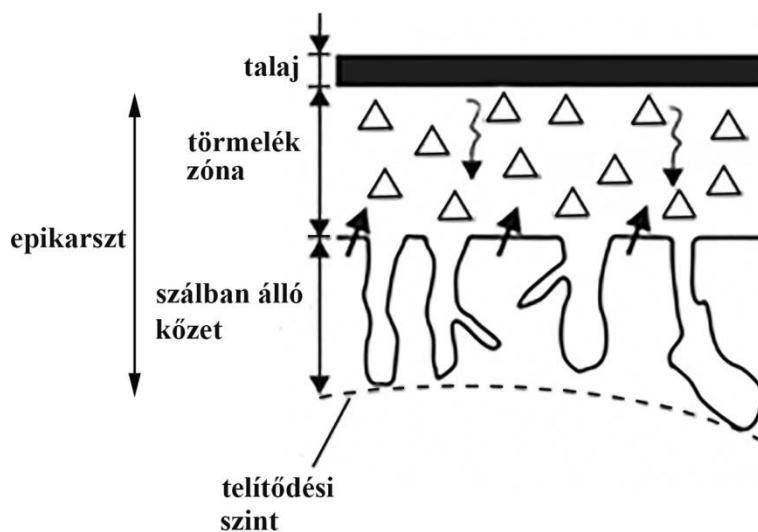
E tanulmány célja, hogy a karsztos felszín pusztulását leíró modell működéséhez (VERESS *et. al* 1990, 1996), materialis modell kísérlettel újabb adatokat szolgáltatassunk. A felszín lepusztulási modellben Veress három zónát különít el. Az első zóna (I.) a talaj, a második (II.) az oldás során képződött törmelékzóna, a harmadik (III.) a törésekkel átjárt karsztos nem feldarabolódott feké. A modell fejlesztett változata a csupasz (kopár) karsztra is érvényes. A modell szerint a szálban álló kőzet, az oldás során törmelék darabokra különül el. Így a törmelékzóna vastagsága két eseménytől függ. Az egyik, hogy milyen gyorsan oldódik le a törmelékzóna, azaz emésztődik fel. A másik, hogy a feké felől a törmelékpótlás, milyen sebességgel megy végbe (VERESS *et. al.* 1990,1996). A modell matematikai leírását Péntek és

Szunyogh végezte el. A matematikai modell alapján számítható a karsztos felszín süllyedése (PÉNTEK *et. al* 2002, SZUNYOGH 1994).

Módszer

A karsztos felszín pusztulásának tanulmányozására modelljeinket gipszből építettük fel (DEÁK *et. al.* 2017). Bár a gipszkarszton nem fejlődik ki, vagy igen gyengén fejlett az epikarszt (WAELE *et. al.* 2017), valószínűleg azért mert a gipsz intenzívebben oldódik, és így az epikarszt a folyamatos oldódás miatt megsemmisül. A modell kísérletünkben az epikarsztot és annak törmelékzónáját gipszkockákból építettük, az epikarszt szálban álló kőzetét pedig gipszkorong képezte. A mesterségesen megalkotott gipsz epikarszt, a gipsz intenzív oldódása miatt, lehetővé tett a karsztfelszín pusztulásának tanulmányozását, reálisan kivitelezhető időkeretben.

Az elvégzett kísérletek elve

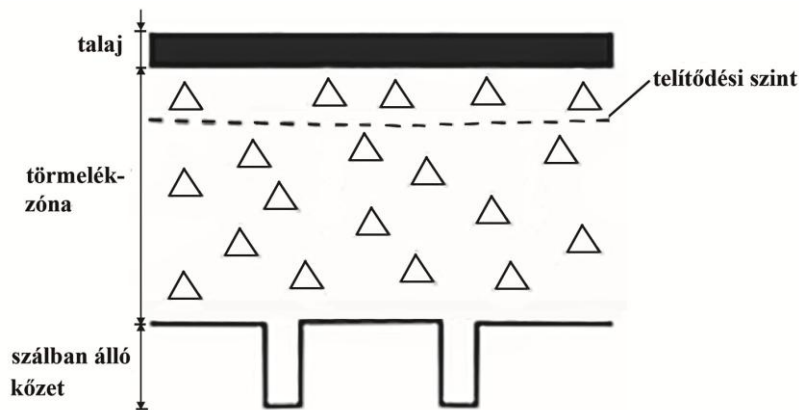


1. ábra A modell felépítése, ha a telítődésszint a szálban álló kőzet felszíne alatt van (Deák *et al.* 2017 nyomán).
Fig. 1.: Construction of the model, in case of the saturation curve is located under the bedrock's surface (after Deák *et al.* 2017)

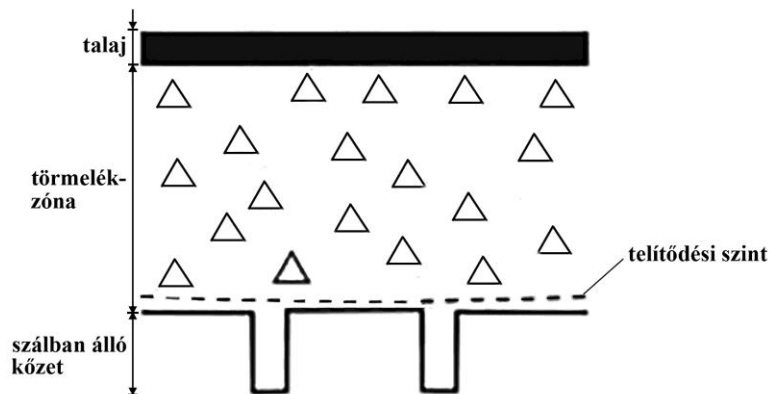
Öt féle kísérletet hoztunk létre és működtettünk. Az 1. és 2. kísérletet úgy építettük fel, hogy a kialakuló telítődési szint mélyen a szálban álló kőzet felszíne alatt legyen (1. ábra). A vizsgálat tárgya ekkor az volt, hogy a törmelékzónát és a szálban álló kőzetet mintázó modell tömege hogyan csök-

ken különböző mennyiségű csapadékokat szimuláló desztilláltvíz hatására. Ehhez 1 cm^3 nagyságú gipszkockákból 10 cm-es vastagságú törmelékzónát hoztunk létre, amely alá 2 cm vastag, 6 cm átmérőjű gipszből készült korongot helyeztünk. Az 1. kísérletben 100 dm^3 , a 2. kísérletben 50 dm^3 desztilláltvizet szivárogtattunk át azonos sebességgel (I. táblázat). Az oldószert mennyiségének különbsége választ ad majd arra, hogy annak mennyisége és így a csapadék mennyisége hogyan befolyásolja az oldódás során bekövetkező tömegvesztést.

A 3. és 4. kísérletet úgy alakítottuk ki, hogy a telítődési szint a törmelékzónában húzódjon (2. ábra).



2. ábra. A modell felépítése, ha a telítődési szint a törmelékzónában van.
Fig. 2.: The construction of the model in case of the saturation curve is located in the debris zone



3. ábra. A modell felépítése, ha a telítődési szint szálban álló kőzetet mintázó gipszkorong felületén vagy annak közelében van (Deák et al. 2017 nyomán).
Fig. 3.: The construction of the model in case of the saturation curve is located on the gypsum puck's (what represents the bedrock) surface or near of it (after Deák et al. 2017)

A 3. kísérletben 100 dm³, a 4. kísérletben 50 dm³ telített oldatot szivárogtattunk át a modell törmelék zónáján. Az átszivárogtatás ugyanolyan sebességgel történt, mint az 1. és 2. kísérlet esetében (*I. táblázat*). A kísérlet során mértük, hogy volt-e a modell anyagában tömegveszteség. A kísérlet elvégzése után (1-4. kísérletek) felvetődött, hogy vizsgáljuk meg azon esetet, mikor a telítődési szint a törmelékzóna és a szálban álló közet határában van, vagy annak közelében (*3. ábra*). Ennek vizsgálatára hoztuk létre az 5. kísérletet.

Nehézséget jelentett, hogy milyen törmelékzóna vastagságnál érkezik a víz telítetten a szálban álló közetet mintázó gipszkorong felületére. Ennek becslésére lehetőséget adott az 1. és 2. kísérlet eredményeinek értékelése. A függvény ismert tartományából extrapoláltuk az ismeretlen szakaszt. Ebből becsültük a telítődési szint mélységet. Telítődési szintnek tekintettük azt a mélységi pontot, ahol a tömegveszteség arra a mértékre hasonlított a mélység függvényében, amelyet a telített oldattal mértünk a 3. és 4. kísérletben. A telítődési szint mélysége a számításunk szerint 27 cm-nél volt.

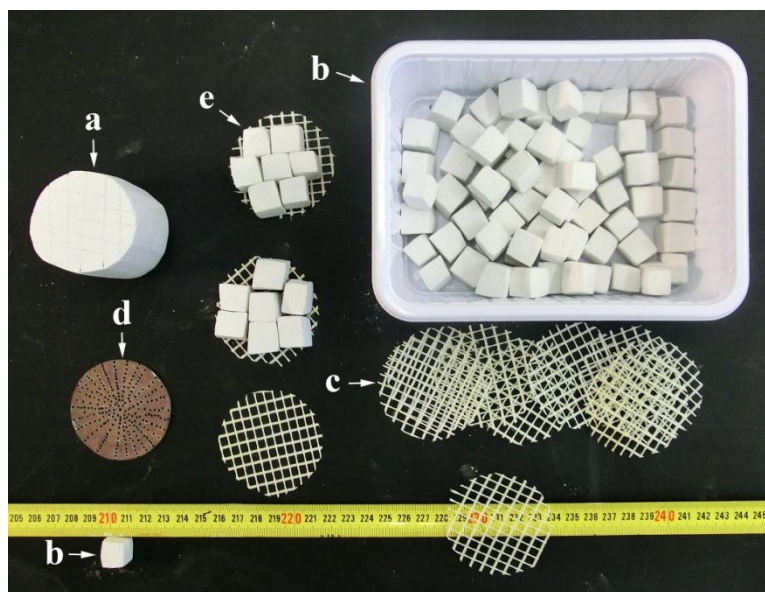
I. táblázat: a kísérletek jellemző adatai
Table I. Parameters of the experiments

kísérlet száma	telítődési szint helyzete	vízmenyiség
1	a szálban álló közetben	100 dm ³
2	a szálban álló közetben	50 dm ³
3	a törmelékzónában	100 dm ³
4	a törmelékzónában	50 dm ³
5	a szálban álló közet és a törmelékzóna határán	100 dm ³

A kísérletek kivitelezése

A modell törmelékzónáját és a szálban álló közetet szobrászati gipszből formáztuk meg. A gipsz oldhatósága a mészkő oldhatóságánál 250-szer nagyobb (*JAKUCS 1971*), bár mások ezt az értéket 100 –szoros nagyságrendben adták meg (*WHITE 1998*). A gipsz intenzív oldódása lehetővé teszi a változás detektálását. A törmelékzónát alzónákra osztottuk. A 10 cm-es zónát 10 alzónára különítettük el (*4, 5. ábrák*). Ezzel a megosztással lehetővé

vált a tömegvesztés pontos mérése mélység függvényében. Az alzónákat egymástól műanyag hálóval választottuk el (4, 5. ábrák). A műanyag háló megakadályozta, hogy a tömegükben és méretükben csökkenő kockák az egyik alzónából egy másikba kerüljenek.



4. ábra. A modell anyagai, a/ a gipszkorong, szálban álló kőzet modellje, b/ a törmelékzónát képező kockák, c/ műanyag elválasztó hálók, d/ tartó korong, e/ egy alzóna
 Fig. 4.: Material of the model, a/ gypsum puck, the model of the bedrock, b/ cubes what makes the debris zone, c/ plastic separator webs, d/ holder disc, e/ a sub-area

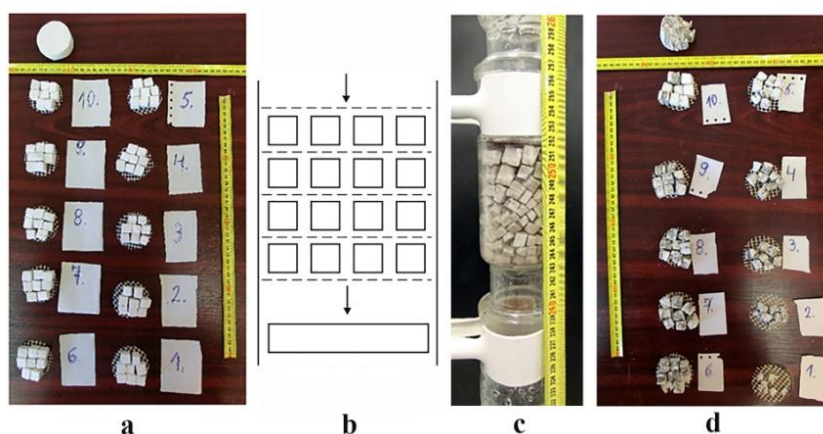
A modell felépítését az 5. ábra mutatja be. Először meghatároztuk az alzónák tömegét (5.a ábra), reakció térben elhelyeztük a sűrűn átlyuggatott rézből készült tartólemezt (4.d ábra), erre a szálban álló kőzetet mintázó korongot helyeztük (4.a ábra), majd erre a hálóval elkülönített alzónákat képző kockákat helyeztük (5.b, e ábra).

Ugyanúgy építettük, és dolgoztunk az 5. kísérlet esetében is, mint az 1. és 2. kísérlet során, azzal a különbséggel, hogy itt 40 darab alzónát alakítottunk ki. A modell működtetése desztillált víz adagolásával történt az 1. 2. és 5. kísérletben, míg a 3. és 4. kísérlet során telített gipszoldatot csepegtettünk, a 10 dm³-es Davy- palackból. A szivárogtatás sebessége 360 cm³/h volt, azaz ennyi oldószer vagy telített oldat haladt át a reakció téren egy óra alatt. A kísérlet végén, minden kísérlet esetén az áthaladó oldószerből mintát vettünk, melynek kalcium-ion koncentrációját titrimetriásan (térfogat elemzéssel, komplexometriás módszerrel) meghatároztuk (BARCZA 2009). A reakciótéren áthaladt oldószer koncentrációját a fizikai-kémiai telítettségi

koncentráció százalékában fejeztük ki. A kellő mennyiségű folyadék átszivárgtatása után a rendszert szellőztethetővé tettük. Kellő ideig tartó szikkasztás után megkezdtük a modell lebontását, vigyázva arra, hogy minél kisebb anyagvesztéset okozzunk a kockák mozgatása során. Az alzónákra elkülönített csoportokat levegőn súlyállandóságig szárítottuk, majd meghatároztuk azok tömegét (5.d ábra). A mért adatokból a tömegvesztéset százalékban számítottuk:

$$m/m\% = \frac{m_1 - m_2}{m_1} * 100,$$

ahol m_1 az alzóna tömege kezelés előtt, m_2 az alzóna tömege kezelés után.



5. ábra. A modell felépítése. a. az alzónák kezdeti, kezelés előtti állapotban ismert tömeggel, b. a modellek szerkezete c. a reakciótér, d. az alzónák állapota kezelés után, megmért tömeggel

Fig. 5.: The construction of the model. a. the sub-areas before the experiment with the known of its mass, b. the structure of the models, c. reaction chamber, d. sub-areas's state after the examination with measured mass

Eredmények és azok értékelése

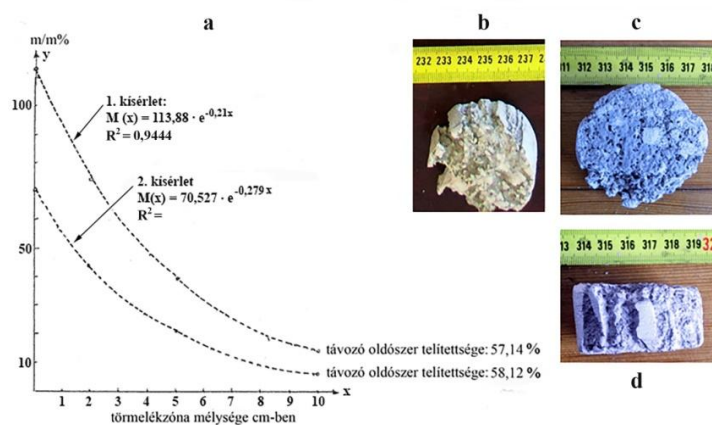
Az 1. és 2. kísérlet eredményeit a II. táblázatban foglaltuk össze. Ha a telítődési szint a számban álló közetet mintázó korong alatt van a tömegvesztés tekintélyes. Az első alzóna a 100 dm^3 oldószer hatására tömegének 83,23%-át elvesztette és csaknem megsemmisült (II. táblázat).

A tömegvesztés olyan méretcsökkenéssel járt, hogy ha az alzónákat háló nem választja el, akkor az alzóna kockái az alatta fekvő alzónába, hullanak. Az adatokból megállapítható a mélység és tömegvesztés közötti kapcsolat. Az illesztett függvény azt mutatja, hogy a tömegvesztés exponenciálisan csökken, a mélység függvényében (6.a ábra).

II. táblázat.
Table II.

Az 1. és a 2. kísérletben meghatározott tömegvesztés
The measured mass-loss in the 1. and 2. experiment

A törmelékzóna mélysége (cm)	Desztillált víz az oldószer	
	100 dm ³	50 dm ³
1 cm	88,23	44,15
2 cm	82,74	41,62
3 cm	61,25	30,75
4 cm	55,55	26,83
5 cm	33,92	16,55
6 cm	31,61	15,71
7 cm	30,62	15,09
8 cm	28,92	14,58
9 cm	15,24	8,63
10 cm	11,10	5,25



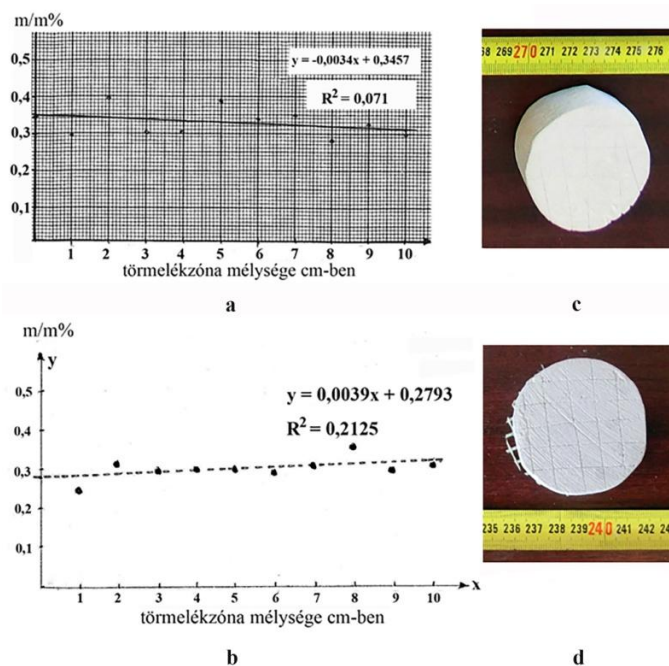
6. ábra. Az 1. és 2. kísérlet eredményeinek grafikus ábrázolása. 6. a a mérési eredményekből készített függvények, b. 1. kísérlet korongja a kezelés után; 6. c- d.; 2. kísérlet korongja kezelés után.

Fig. 6.: Graphical presentation of the results in experiment 1. and 2. 6.a, curves made of the results from the experiments, 6. b, gypsum puck after the examination used in experiment 1., 6 c-d, gypsum puck after the examination used in experiment 2.

III. táblázat
Table III.

A 3. és 4. kísérlet mérési eredményei.
Measured results in experiment 3. and 4.

A törmelékzóna mélysége (cm)	Telített oldat az oldószer	
	100 dm ³	50 dm ³
1 cm	0,266	0,251
2 cm	0,397	0,314
3 cm	0,302	0,239
4 cm	0,306	0,301
5 cm	0,385	0,299
6 cm	0,338	0,287
7 cm	0,349	0,314
8 cm	0,279	0,355
9 cm	0,324	0,289
10 cm	0,295	0,307



7.ábra. A 3. és 4. kísérlet eredményeinek grafikus ábrázolása (7.a; 7.b), a korong állapota kezdés előtt (7.c), kezdés után (7.d.)

Fig. 7.: Graphical presentation of the experiment 3. and 4. (7.a, 7.b), state of the gypsum puck before the examination, (7.c), after the experiment (7. d)

A szálaban álló kőzetet mintázó gipszkorong tömegvesztesége u8gyancsak nagy. Az 1. kísérlet esetén 48,74 m% (6/b ábra), a második kí-

sérletben 24,36 m% (6.c-d ábra) a tömegveszteség. A 100 dm³-es kezelés hatásának különbsége szemmel látható. Különös figyelmet érdemel, hogy az 1. kísérletben a törmelékzóna 10. alzónájában, amely közvetlenül érintkezik a szálban álló kőzetet mintázó modellel, a tömegvesztesége csak 11,10 m% volt. Ez a jelenség a második kísérlet során is megismétlődött. Ezen alzónában a tömegveszteség 5,25 m% míg a korong tömegvesztése 24,36 m% volt. Ez arra vezethető vissza, hogy a legalsó alzóna felülete kisebb (48.00 cm²), mint a gipszkorong (94,20 cm²) felülete. Az is látható (6. b,-,d, ábrák) a geomorfológiai modellel összhangban, hogy a szálban álló kőzetet mintázó gipszkorong felszíne és kismértékben belseje is oldódott. A kísérleti rendszerből távozó oldat koncentrációja fizikai-kémiai értelemben vett telítettségnek csak, mint egy fele volt. Ez az 1. kísérletben 57,14%-nak, a 2. kísérletben 56,74%-nak adódott. Tehát az oldószer megőrizte oldóképességét.

A 3. és 4. kísérletnek, azaz a kontroll kísérletnek az eredményeit a *III. táblázatban* mutatjuk be. Itt mind a két kísérletben a leoldott anyag mennyisége, így a tömegveszteség is igen alacsony érték, centigramm nagyságrendű. A mérési adatok jelzik, hogy a tömegveszteség független az oldószer mennyiségétől. Az eredményeket ábrázoló függvények gyakorlatilag párhuzamosak az x-tengellyel (7.a-b. ábrák). A tömegveszteséget az oldószer mennyisége nem befolyásolja, és az alzónák mélységétől független. Az R² értéke rossz. A szálban álló kőzetet mintázó modell minta, a korong tömegvesztesége a 3. kísérletnél 0,85m%, a 4. kísérlet esetében 0,79 m%. A korongon a tömegveszteség, minimális (7.c-d. ábrák), de meghaladta a telítődési szint alatti alzónák közel azonos tömegveszteségét (*III. táblázat*). A távozó oldat telítettségi koncentrációja itt is elmaradt a fizikai-kémiai koncentrációtól, ami standard körülmények között 2,39 g/dm³ (SZABÓ *et. al.* 1978). A 3. kísérletben a telítettség a fizikai-kémiai értelemben vett telítettség 92,85%-a, a 4. kísérletben annak a 95,65%-át érte el. Ez azért is érdekes, mert az átszivárgó oldat telítettsége kezdetben, a fizikai-kémiai értelemben telített volt.

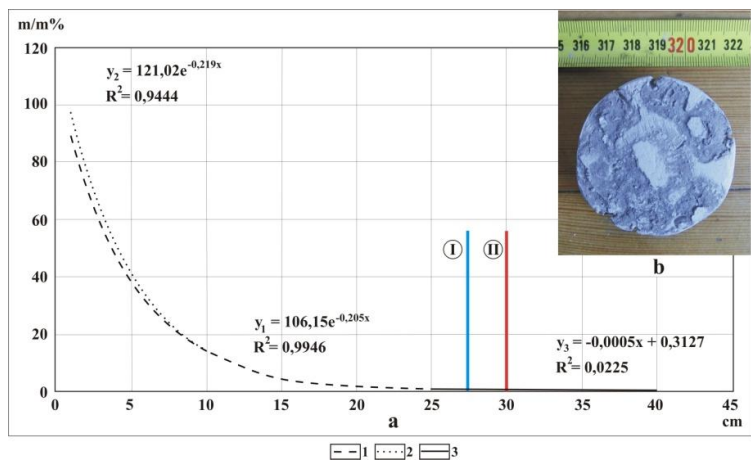
Az 5 kísérlet mérési eredményeit a 40 alzónáról a *IV. táblázatban* mutatjuk be. A *táblázat* adatai mutatják, hogy a tömegveszteség a mélység növekedésével csökken. Ez a csökkenés 28-30 cm-es mélységig tart. Ezt követően a tömegveszteség a további mélységnövekedéstől független és nagy szórással minimális, és hasonló a kontroll 3. és 4. kísérleti adataihoz (*IV. táblázat*). Ha a telítődési szint a gipszkorong felületénél van, vagy annak közelében alakul ki, (5. kísérlet), akkor a tömegveszteséget két függvénnyel lehet leírni. Egy exponenciálisan csökkenővel, amely a törmelékzónában végbemenő oldódást reprezentálja (8.a ábra) és egy lineárisal, amely

a korong anyagán végbemenő oldódást, illetve annak hiányát mutatja be (8.c ábra)

IV. Táblázat:
Table IV.

Az 5. kísérlet adatai
The parameters of the experiment 5.

Törmelékzóna mélysége (cm)	Tömegveszteség százalékban (m/m%)	Törmelékzóna mélysége (cm)	Tömegveszteség százalékban (m/m%)
1 cm	89,01	21 cm	1,52
2 cm	81,05	22 cm	1,18
3 cm	61,45	23 cm	1,01
4 cm	54,25	24 cm	0,89
5 cm	34,25	25 cm	0,71
6 cm	31,29	26 cm	0,59
7 cm	29,54	27 cm	0,41
8 cm	27,50	28 cm	0,33
9 cm	15,15	29 cm	0,30
10 cm	10,58	30 cm	0,31
11 cm	8,96	31 cm	0,29
12 cm	7,48	32 cm	0,31
13 cm	6,85	33 cm	0,28
14 cm	5,90	34 cm	0,29
15 cm	5,40	35 cm	0,29
16 cm	4,01	36 cm	0,28
17 cm	2,95	37 cm	0,29
18 cm	2,19	38 cm	0,30
19 cm	1,95	39 cm	0,28
20 cm	1,78	40 cm	0,31



8. ábra. Az 5 kísérlet eredményeinek grafikus ábrázolása, 8.a. az adatokra illesztett függvények, 8.b. a gipszkorong felülete a kezelés után

Jelmagyarázat: 1. a mért adatokból előállított függvény, 2. az extrapolálással előállított függvény, 3. a két függvény közös szakasza, I. a számított telítődési szint, II. a mért telítődési szint, y_1 a mért adatok függvény alakja, y_2 a számított adatok függvény alakja, y_3 a két függvény egymást lefedő része

Fig. 8.: Graphical presentation of the experiment 5. 8.a. data fitted curves, 8.b. gypsum puck's surface after the examination

Legend: 1. curves made from the measured data, 2. extrapolated curve, 3. collective line segments of the two curves, I. the calculated saturation curve, II. the measured saturation curve, y_1 curve shape of the measured data, y_2 curve shape of the calculated data, y_3 line segment of the curves that covers each other

Mint a 8. ábrán látható, kétféle telítődési szintet jelöltünk be. A 8.I., amely 27 cm-nél van, elméleti hely, extrapolálással számítottuk ki az 1. és 2. kísérlet adatai alapján. A mérések során (5. kísérletben) azt tapasztaltuk, hogy a telítődési szint mélysége 30 cm-nél van (8. II.). A szálban álló közetet mintázó korong tömegvesztése 0,86m%. A korong hasonlóképpen viselkedett, mint amit a 3. 4. kísérlet esetében tapasztaltunk. A korongon azonban anyag lerakódás is megfigyelhető volt (8.b. ábra). Feltételezhető, hogy a lerakódás anyaga a 40 alzónából származik, a szobrászati gipszet szennyező, vízben nem oldódó anyagait tartalmazza. Az átszivárgó oldat telítettsége 98,26% volt.

Következtetés

Ha a telítődési szint a szálban álló közetet mintázó korong felszíne alatt van, az oldószer által okozott tömegvesztés, a korong felszínéig exponenciálisan csökken. A tömegvesztés a korongokon egyenesen arányos az oldószer mennyiségével (1. és 2. kísérlet). Ha a telítődési szint a törmelékzónában van (3. és 4. kísérlet), akkor a törmelékzónában a telítődési szint alatt számottevő tömegvesztés nem alakul ki. A mérések által jelzett tömegvesztés (0,2-0,3%) olyan kis mennyiségű (0,04-0,06 g), hogy ez a tömeg-

vesztés a modell lebontásakor is keletkezhetett. Igazolja ezt a mérési eredmények nagy szórása (3. és 4. kísérlet). Ha a telítődési szint a szálban álló kőzetet mintázó korong és a törmelékzóna határára esik, vagy annak közelében van, akkor a tömegveszteség két függvénnyel írható le. A törmelékzóna felszíne és a telítődési szint közötti szakaszon exponenciálisan csökkenő függvénnyel, míg a telítődési szint alatti törmelékszakaszon az x-tengellyel párhuzamos lineáris függvénnyel (5. kísérlet) adható meg a tömegveszteség. A kísérletek (1-5 kísérlet) így igazolják, hogy a tömegveszteség a törmelékzónában, a telítődési szint helyzetétől függ. A kísérletek ezen megállapításai a karsztos felszín lepusztulási modellt is gazdagíthatják. A kísérletek azt is igazolták (1-5. kísérlet), hogy a telítődési szint koncentrációja soha nem éri el az oldószernek az adott oldandó anyagokra vonatkozó fizikai-kémiai telítődési szintjét. Ez az oka annak, hogy a telítődési szint alatt is van tömegveszteség. Ezt jelzi a modellben átszivárgott oldatok %-ban kifejezett telítettségi koncentrációja. Mivel az oldószer telítődése aszimptotikusan közelíti a fizikai-kémiai telítettséget, a telítődési szint oldatának koncentrációja változhat, és ahol a felület megnő, a tömegveszteség értéke is megemelkedik helyileg. Ezt tapasztaljuk, ha az oldószer az alsó alzónából átlép a szálban álló kőzetet mintázó korongra. Ekkor annak nagyobb felülete miatt növekszik az oldódás és így a tömegveszteség is. Ezért a karsztos felszín lepusztulási modell esetében is célszerű figyelembe venni a telítődési szint alatti oldódást, bárhol is helyezkedik el az.

A kísérlet ismétlésének lehetőségét igazolja, hogy az 1. kísérlet (8.b) és az 5 kísérlet (8.a) exponenciális függvényei majdnem fedik egymást, valamint az 1. kísérlet alapján extrapolált telítődési szint (8.d) helyzete alig különbözik az 5. kísérletben mért telítődési szinttől (8.c).

IRODALOM

- BARCZA L.* (2009): A mennyiségi kémiai analízis gyakorlati kézikönyve – Budapest, Medicina Kiadó 297 p.
- DEÁK GY., PÉNTEK K., FÜZESI I., VETÉSI-FOITH SZ., VERESS M.* (2017): A karsztosodás során kialakult törmelékzóna modellezése. *Karsztfejlődés XXII.* pp. 75. DOI:10.17701/17.61-75.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája- Akadémiai Kiadó, Budapest 310 p.
- PÉNTEK K.* (2001): Karsztosodó mészkő térszínek lepusztulásának matematikai modellje – *Karsztfejlődés VI.* pp. 13-25.
- PÉNTEK K.* (2007): A horizontális karsztosodás egyenletrendszerének levezetése elemi tárgyalással – *Karsztfejlődés XII.* pp. 53-70.

- PÉNTEK K.* (2008): A horizontális karsztosodás egyenletrendszerének egy egyszerű megoldása – *Karsztfejlődés XIII.* pp. 5-22.
- PÉNTEK K., VERESS M.* (2002): A karsztos lepusztulás sebességének kiszámítása egy törmelékes oldódási zóna adatainak felhasználásával - *Karsztfejlődés VII.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 73-86.
- SZABÓ Z., NYILASI J.* (1978): A szerves kémia alapjai – Műszaki Kiadó, Budapest, 285 p.
- SZUNYOGH G.* (1994): A horizontális karsztos lepusztulás folyamatának matematikai modellezése – *A Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei IX.* Természettudományok 4. pp. 173-201.
- VERESS M., PÉNTEK K.* (1990): Kísérlet a karsztos felszínnek denudációjának kvantitatív leírására – *Karszt és Barlang I.* pp. 19-27.
- VERESS M., PÉNTEK K.* (1996): Theoretical model of surface karstic processes – *Zeitschrift f. Geomorph 40(4)* pp. 461-476
- WAELE J.D, PICCINI L., COLUMBO A., MADONIA G., VANTANO M., CALIGARIS C., D'ANGELI I., PARISE M., CHESI M., SIVELLI V., VIGNA B., ZINI L., CHIARINI V., SAURO F.* (2017): Evaporite karst in Italy a review- *International Journal of Speleology 46(2)* pp. 137-168.
- WILLIAMS P.W.* (1966): Limestone pavements with special reference to Western Ireland – *Transactions of the Institute of British Geographers 40* pp. 155-172
- 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.
- WALTHAM A.C., FOOKES P.G.* (2003): Engineering classification of karst ground conditions – *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 36* pp. 101-118.

A SZENTGÁLI-KŐLIK FELMÉRÉSE LÉZERSZKENNERREL

SURVEY OF SZENTGÁL CAVE WITH LASER SCANNER

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 This paper deals with the surveying and mapping of the Szentgáli-kőlik, which is the largest dolomite cave in Hungary (length: 420m, deep: 42m). For the surveying we used a Leica ScanStationC10, four Leica-targets, 80 fluorescent wooden cubes, many traditional tripods and pillar-tripods of the kind Wild. We measured altogether on 38 stations. We did not measured separately each check points (this accelerated the field measurements), so that is why we could fitting the stations only manually by the pre-processing, what we have managed with the Leica Cyclon 9.1 software. The accuracy of fitting was under 10 centimetres, which was satisfactory for our purposes (cave surveying do not need a strict accuracy). For the further processing we used a Point Cloud CAD 2010 and the AutoCAD software. We prepared a ground plan, cross-sections and a section, using the official UIS (International Union of Speleology) list of cave symbols and mapping rules

Keywords: Szentgál cave, survey with laser scanner, mapping

Bevezetés

A barlangokról készített dokumentáció alapvető eleme a térkép. A felmérés végrehajtása során a hagyományos huzagolós módszer mellett ma már a mindennapok gyakorlatává vált a mérőállomások, lézershkenneres és UAV-k alkalmazása is, amennyiben használatukat a barlang morfológiája lehetővé teszi. Amíg a megelőző évtizedekben főleg hagyományos, sok esetben egyszerűsített síkbeli ábrázolások készültek a barlangokról (alaprajz, kiterített hossz-szelvény, keresztmetszetek), addig mára a modern technológia alkalmazása lehetővé tette az üregek valóságos, térben történő megjelenítését adatbázis szemléletben, azaz a különböző tudományterületek által igényelt adatok tárolásával. Jelen írásban hazánk legnagyobb dolomitbarlangjának, a Szentgáli-kőliknek a lézershkenneres felmérést és térképezését szeretném bemutatni.

Geológiai vázlat és kutatástörténet

A Szentgáli-kőlik Szentgál községtől délkeletre 1 km távolságban, a Mecsek-hegy nyugati lejtőjén nyílik 380 méter tengerszint feletti magasságban. A Déli-Bakony 4430/365 kataszteri számú barlangja. A barlang járatai a felső triász földolomit felső részét képező átmeneti, meszes dolomitrétegek tektonikus törésrendszere mentén, a keveredő karsztvizek zónájában alakultak ki. A kifejezetten erős szerkezeti preformáció (szerkezeti mozgások által kijelölt gyengeségi síkok) következtében a barlang morfológiai képének meghatározó elemei a keskeny és magas hasadékok, folyosók. Az átlagos szélesség 1 méter körüli, míg a hosszúság és a mélység néha meghaladja a 10 méteres nagyságrendet. Ahol ezek a főként vertikális járatok keresztezik egymást, ott nagyobb üregek, kisebb termek alakultak ki. A folyosók és termek térfogatának nagy részét finomszemcsés laza üledék – vörösbarna agyag, agyagos kőzetliszt és váltakozva sárga/vörös laminites kőzetliszt – tölti ki, helyenként álfenékszinteket alkotva (SCHAFER 1998-2008). Annak ellenére, hogy a Szentgáli-kőlik relatíve kevés CaCO_3 -at tartalmazó dolomitban alakult ki, a barlangban – bakonyi viszonylatban – meglepően sok és különösen sokféle a meszes kiválási forma (1. ábra). Alakgazdagságuk ellenére méreteik nem nagyok, azaz koruk – még a lassúbb kőzetoldódást figyelembe véve is – nem nagy, talán a nagyobb cseppkőbordáktól eltekintve képződésük a holocén elején bekövetkező klímajavulást követően indult meg.

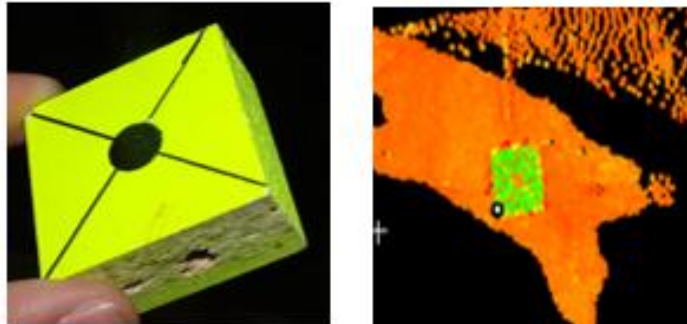


1. ábra Jellegzetes cseppköves rész a Szentgáli-kőlikban (Tarsoly)
Fig.1. Limestones in the Szentgáli-kőlik (Tarsoly)

Az akkor még csak 12 méter hosszú barlangról először Bertalan Károly emlékezett meg a Bakony barlangjairól írott kataszteri művében (*BERTALAN* 1938). 1985-ben alapították meg Veszprémben az Építők Természetjáró Egyesületnél a Heliklit Barlangkutató Csoportot azzal a céllal, hogy szervezett keretek között folytassák a nem kiépített barlangok kutatását, beleértve a közelben található Kő-likat is. A barlang feltárásával és dokumentációs munkákkal 1985 és 1998 között foglalkoztak, és munkájuk eredményeképpen a barlang hossza elérte a 300 méteres hosszúságot, mélysége pedig a 30 métert (*ÉPÍTŐK SE* 1985-1998). A barlang kutatását 1999-ben a Veszprémi Egyetemi Barlangkutató Egyesület vette át. A jól szervezett hatékony munkának köszönhetően 2003 nyarára a barlang hossza meghaladta a 300 métert, mélysége pedig elérte a 40 métert. A barlang a mai hosszúságát (420 méter) és mélységét (43 méter) 2007-ben érte el. 2008-ban elvégezték a barlang kiépítését a kalandturisztikai hasznosítás érdekében, amely a Balaton-felvidéki Nemzeti Park kezelésében még abban az évben elindult. Azóta a barlangban jelentős kutató, feltáró munkálatokat nem végeztek (*SCHAFER* 1998-2008). A barlangot kutatástörténete során többször is feltérképezték (például 1993, 2004, 2007), és róla igényes kivitelű alaprajzokat, hosszmetaszeteket és keresztmetszvényeket készítettek.

A mérés előkészítése és a felmérés végrehajtása

A Balatonfelvidéki Nemzeti Park engedélyének beszerzését követően a Bakonyi Barlangkutató Egyesületek Szövetségével közösen végeztük el a barlang felmérését. A barlang előzetes bejárása során megállapítottuk, hogy az üreget teljes terjedelmében nem fogjuk tudni felmérni lézerszkennelrel egyes járatok csekély keresztmetszete miatt. Felmérésre a Nagy-termet, a Felső-termet, az Alsó-termet, a Travi-folyosót és a Régész-járatot jelöltük ki. Az előzetes bejárást követően a pontfelhők illesztéséhez használt illesztőpontokat helyeztük ki. A rendelkezésünkre álló négy darab Leica-jeltárcsa segítségével a mérést nem tudtuk volna végrehajtani, így egyedi illesztőjeleket készítettünk. A pontjelek bútorlapból készített 4x4x1,25 centiméteres fakockák voltak, amelyeket fluoreszkáló jelölőfestéssel fűjtünk le, majd behúztuk az átlóit fekete filccel, továbbá a négyzetlapok középpontja köré egy egy centiméteres fekete kört is rajzoltunk a középpont jobb azonosíthatósága érdekében (2. ábra).



2. ábra Az illesztéshez használt fakocka és megjelenése a Cycloneban (Molnár)

Fig.2. Wooden cubes as checkpoint (left) and its representation in the Cyclone software (Molnár)

A fakockákra kis méretű „L” alakú vasakat csavaroztunk, és ütvefűrő és 6-os tipli segítségével rögzítettük őket a barlang falára (3. ábra). Ahol volt némi kitakarás, ott egy fém drót segítségével belógattuk a kockát, így akár 30 cm-t is sikerült nyerni a tökéletes összelátás érdekében. Ritkábban találtunk olyan egyenes helyeket ahol csak egyszerűen leállítottuk a kockát. Arra törekedtünk, hogy minden álláspontról legalább 3-3 pontot lehessen látni, lehetőleg egyenletesen elosztva a térben. A közel 80 illesztőpont kihelyezése egy napot vett igénybe, és a barlang turisztikai forgalmát figyelembe véve csak közvetlenül a mérés elkezdése előtt tudtuk ezt elvégezni.



3. ábra A bejárati akna mérése a falba fúrt illesztőpontokra támaszkodva (Molnár)

Fig.3. Measuring the entrance of the Szentgáli-kőlik (Molnár)

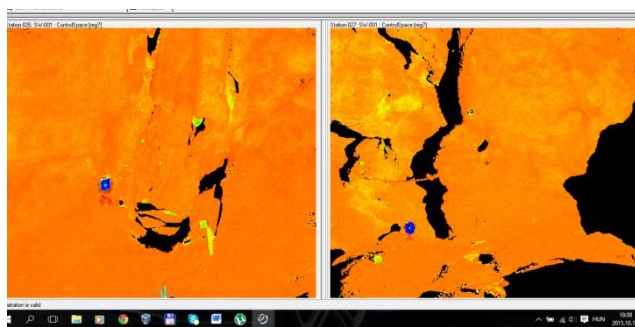
A felmérést egy Leica C10-es lézershíttérrel végeztük, gyári jel-tárcsákkal és az általunk készített illesztőjelekkel, az esetek többségében hagyományos műszerállványt alkalmazva, az alacsony részeken pedig Wild-

féle pillérállványra helyezve a műszert (4. ábra). A felmérés két napig tartott, és a munkálatok folyamatos végzése érdekében a műszer áramellátását aggregátorral biztosítottuk. A felbontás értékét a kisebb termekben 5m/1cm értékre állítottuk be, a nagyobb termekben pedig 10-15m/1cm felbontást használtunk. Nem mértünk külön a jeltárcsákra és fényképeket sem készítettünk, így egy álláspont mérése 3-5 percet vett igénybe.



4. ábra Leica C10 a Régész-járat bejáratánál (Tarsoly)
Fig.4. Leica C10 before the entrance of the Archeologist-passage (Tarsoly)

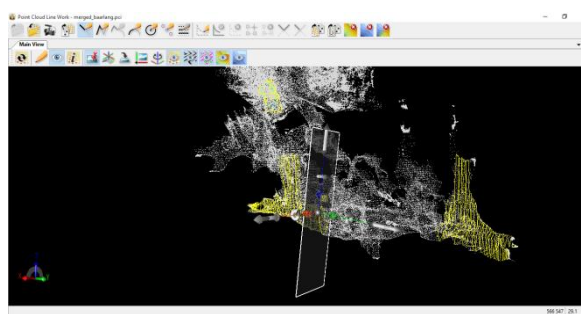
Feldolgozás és eredmények



5. ábra Jeltárcsa (bal oldal) és fakocka (jobb oldal) a pontfelhőben (Nagy)
Fig.5. Leica target (left) and wooden cube (right) in the point cloud (Nagy)

A feldolgozást Leica Cyclone 9.1 programmal végeztük. Összesen 38 álláspont adatát fűztük össze. A terepi mérés időtartamát csökkentettük azzal, hogy nem mértünk rá külön-külön minden egyes illesztőjelre, ezért a feldolgozás során az illesztést nem lehetett automatikusan elvégezni, csak kézzel (5. ábra). Ez lényegesen megnövelte a feldolgozás időtartamát. Az illesztést

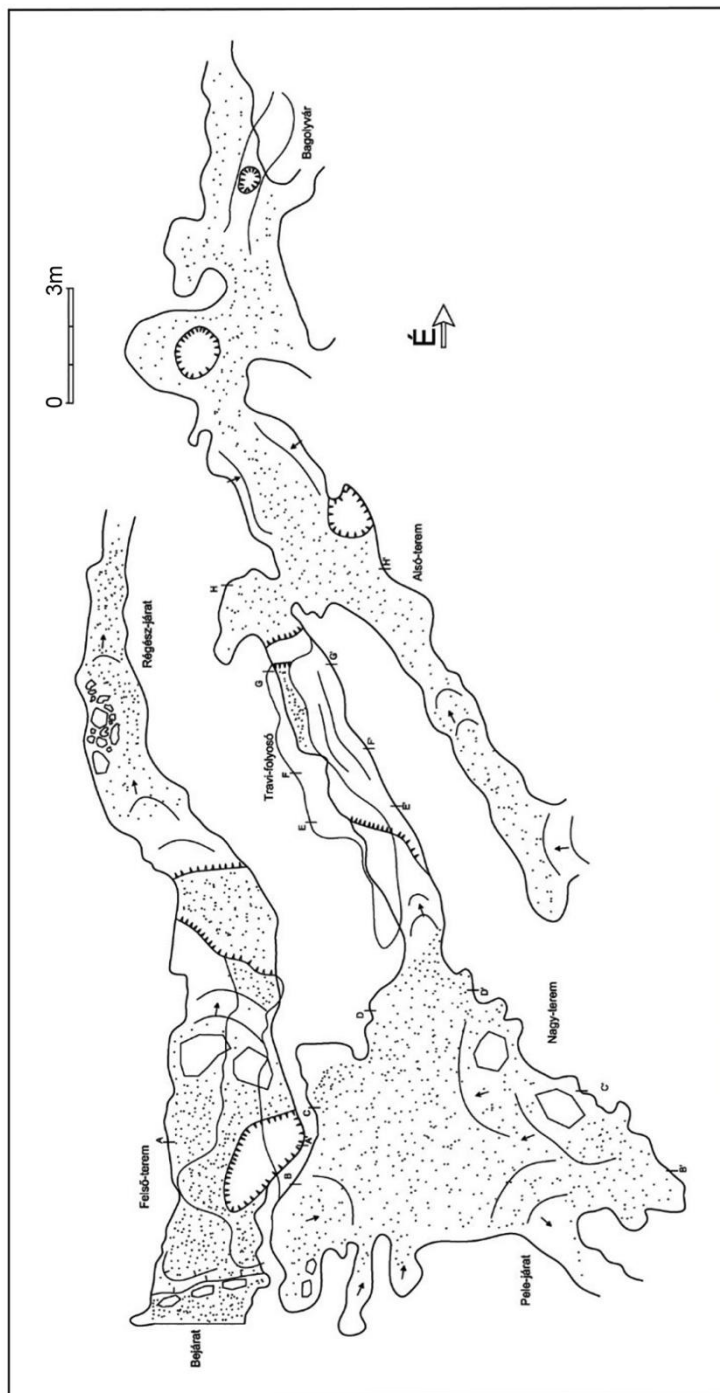
8-10 centiméteres pontossággal sikerült végrehajtani, ami természetesen nem tekinthető szabatos megoldásnak, de teljes mértékben kielégíti a barlangfelméréstől elvárt pontossági követelményeket.



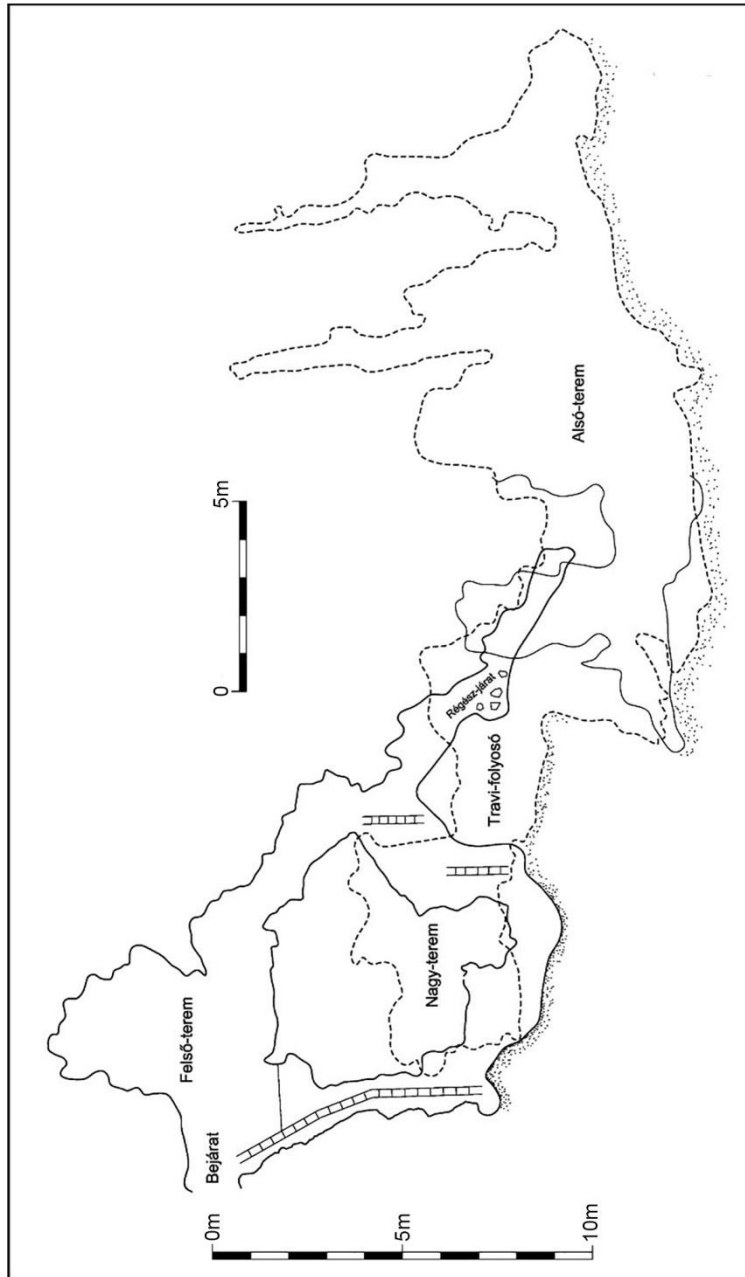
6. ábra Keresztszelvény kivágása a Point Cloud CAD programmal (Nagy)
Fig.6. Making a cross-section in the Point Cloud CAD software (Nagy)

Az összeillesztett pontfelhő feldolgozását Point Cloud CAD 2010 programmal végeztük el. Első lépésben a keresztszelvények rajzolását végeztük el olyan módon, hogy a kivágódoboz vastagságát minimalizáltuk, hogy ne legyen hullámos a határvonal (6. ábra). A barlangot 30 centiméterenként szeleteltük fel, ezzel nyújtva megfelelő alapot a későbbi tematikus kutatások számára (pl. morfológiai, földtani, biológiai kutatások stb.).

A keresztszelvényekre merőleges szelvények segítségével elkészítettük a barlang kiterített hossz-szelvényét is (8. ábra), végül pedig az alaprajzát (7. ábra). Az így előállt térképvázakat az AutoCAD program segítségével egészítettük ki a barlangtérképezések során megszokott jelkulcskészlet és szabályok alkalmazásával (CAVE SYMBOLS 2018, HEGEDŰS, SZABÓ 2014, ESZTERHÁS, TARSOLY 2015).



7. ábra A Szentgáli-kőlik alaprajza
 Fig.7. Ground plan of the Szentgáli-kőlik



8. ábra A Szentgáli-kőlik kiterített hossz-szevénye
 Fig.8. Section of the Szentgáli-kőlik

ÖSSZEFOGLALÁS

Hazánk legnagyobb dolomitbarlangja a 420 méter hosszú és 43 méter mély Szentgáli-kőlik. A barlang felmérését egy Leica ScanStation C10-es lézerszkennelvel végeztük el, összesen két mérési napon. A barlangban 38 álláspontot mértünk, illesztőjeleknek 4 darab jeltárcsát használtunk, és 80 darab bútorlapból készített, fluoreszkáló festékkel megfújt fakockát, amelyet csavarok segítségével rögzítettünk a barlang falára. Az egyes illesztőjeleket nem szkenneltük be külön-külön, így ugyan gyorsítottuk a terepi mérést, de a pontfelhők illesztését csak manuálisan tudtuk elvégezni. A pontfelhők illesztésének pontossága 10 cm lett. A feldolgozást a Cyclone 9.1-es szoftverrel és a Point Cloud CAD 2010-es verziójával készítettük. A felmérés eredményeként alaprajz, kiterített hossz-szelvény, keresztmetszetek, valamint a barlangot és a felszínt együttesen bemutató térképek készültek.

IRODALOM

- SCHAFER I.* (1998 - 2008): Kutatási jelentések a Veszprémi Egyetemi Barlangkutató Egyesület Szentgáli-kőlikben végzett munkájáról, – forrás: www.termeszetvedelem.hu
- BERTALAN K.* (1938): A Bakony-hegység barlangjai. – Turisták Lapja, 50. (4), pp 153-155, 207-208.
- Építők SE Helikopter Barlangkutató Csoport jelentései 1985-1998, – forrás: www.termeszetvedelem.hu
- Cave Symbols - The official UIS Symbol List, – forrás: http://www.carto.net/neumann/caving/cave-symbols/uis_signatures-english.pdf
- HEGEDŰS A., SZABÓ Z.* (2014): A barlangok felmérése. – Tanfolyami jegyzet. MKBT Oktatási Szakosztály, Budapest, 205 p.
- Eszterhás I., Tarsoly P. (2015): Kisméretű barlangok térképezése, – MKBT Vulkánszpeleológiai Kollektívájának évkönyve, Isztimér, pp. 39-62.

A BAKONYVIDÉK GENETIKAI AKNATÍPUSAI

THE GENETIC SHAFT TYPES OF THE BAKONY REGION

VERESS MÁRTON

ELTE SEK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Földrajz Tanszék, 9700
Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. veress.marton@sek.elte.hu

Abstract: The potential and explored lengths of the shafts of the Bakony Region were studied. Shaft patterns were distinguished with the help of shaft maps and potential shaft lengths were calculated considering preforming geological structures and the thickness of the vadose zone. The average depth and average specific length of the explored shaft lengths were calculated in some areas of the Bakony Region. It can be established that potential shaft length depends on the thickness of the vadose zone, on the spatial position of the preforming geological structures and on the length compared to each other of the shaft parts that developed along them. The explored shaft lengths may exceed the potential shaft lengths since in addition to the above mentioned things, lengths depend on the type of the shaft pattern which is affected by the water-filled state of the shafts. In the Bakony Region there are some karst areas where the value of the explored average shaft depth and of the explored average specific length is large, while these values are smaller in other areas. The first group involves those areas where the characteristic features of the karst favour more frequent shaft floods. This flood results in paragenetic shaft development. The flood may originate from surface water, karst water and from both of the simultaneously. The chance of flood of surface origin depends of the morphology of the surface. There is a great chance of karst water flood if the thickness of the vadose zone is small, the rise of the karst water level is large, and the elevation difference of the shaft floor and the karst water level is small. In the various karst areas of the Bakony Region, shafts can be put into three types according to their genetics: surface flood development type, karst water and surface flood development type and the tectonic development type. The type of shaft development is determined by the characteristics of the block bearing the karst area.

Keywords: Bakony Region, vadose zone, shaft, paragenetic shaft development, surface flood shaft development type, karst water and surface flood shaft development type

Bevezetés

E tanulmány célja, a Bakonyvidék aknáinak, a potenciális-és tényleges aknahosszak és aknamintázatok figyelembevételével, a genetikai tipizálása, majd e típusok fejlődésének a bemutatása.

Az aknahossz lehet potenciális-, tényleges-, feltárt- és fajlagos hossz. Potenciális hossz alatt értjük azt a számítással meghatározható hosszt, amelyet egy akna elméletileg elérhet fejlődése (növekedése) során, adott vadózus zóna vastagságnál és adott preformáló földtani szerkezetnél. A tényleges hossz az akna jelenlegi hossza, míg a feltárt hossz az akna ismert hossza. Ha az aknaképződés a preformáló szerkezet mentén a vadózus zóna teljes kiterjedésében végbemegy, amelyhez megfelelő hosszúságú és intenzitású aknaképződés szükséges, az akna tényleges hossza megegyezik a po-

tenciális aknahosszal. A fajlagos aknahossz az 1 m-es függőleges irányú mélység növekedéshez tartozó aknahossz, amely az összhossz és a mélység hányadosából képezhető. Ez lehet potenciális-, tényleges- és feltárt fajlagos hossz.

Amikor a potenciális aknahosszt vizsgáljuk, akkor a feltárt aknahosszak adatai állnak rendelkezésre. Ezen adatok azt mutatják, hogy a vizsgálatba vont bakonyvidéki aknák fajlagos feltárási hosszai igen különbözőek (*I. táblázat*). Alább arra keresünk választ, hogy az eltérő fajlagos feltárási hosszakat néhány tényező (vadózus zóna vastagsága, a preformáló földtani szerkezet térbeli helyzete, az akna szerkezete) hogyan befolyásolja.

A barlangképződés és üregkialakulás a karszton a vadózus-, ill. a freatikus zónában történhet. A vadózus zóna barlangjai az aknák, amelyek vertikális kiterjedése nagy, a horizontális viszonylag kicsi.

Az aknák kialakulhatnak oldódással, vagy eróziósan (*FORD, WILLIAMS 2007*). Utóbbiak már meglévő freatikus járatok továbbfejlődése során (*FORD, WILLIAMS 2007*). Az aknák a kőzetek folytonosságát megszakító felületek mentén képződnek, amelyeknél a létrejövő aknák falain a lefelé mozgó vízfilm lassan telítődik és oldóképességét nagy mélységig lejutva megőrzi (*WHITE 1988*). Az aknák képződését elősegítik a nyitott törések (*WILLIAMS 2008*), valamint a tartós, folyamatos vízutánpótlás. Ilyen vízbepótlási mód lehet pl. a gleccserek olvadékvize (*FORD 1984*), az aknák hó kitöltésének olvadékvize (*VERESS et al. 1996*), a mérsékeltövi oldásos dolinák talpára áramló, hó eredetű olvadékvíz (*SÁRVÁRY 1970*).

A hegyvidéken csupasz-, talajos-, rejtett-, eltemetett karszt egyaránt előfordul mozaikos elterjedésben. Eltemetett és allogén karszt a Kab-hegyi bazalttakarós térszín. Eltemetett karszt a bazalttakaró belseje, ahol a bazalt kivékonyodik, ahol azonban a mészkő előbukkan (a bazalttakaró pereménél és egyes helyeken a belsejében), allogén típusú.

A hegységben a rejtett karszt a legnagyobb kiterjedésű (leggyakoribb) és a legjellegzetesebb. Legjelentősebb rejtett karsztos területei: Tési-fennsík, Kab-hegy (a bazalttakarótól mentes térszínnek), Márvány-árok környéke, Som-hegy és a Száraz-Gerence völgy közötti terület, Hárskúti medence és a Középső-Kréta mészkővekből (Zirc Mészkő Formáció) felépült rögök (Mester-Hajag, Égett-hegy). A felsoroltak a hegyvidék összesítésünk szerint mintegy 691 db utánsüllyedékes dolinájából 535 db-ot hordoznak.

Felszíni karsztformák rejtett karszton az utánsüllyedékes dolinák (főleg a szuffóziósak), bazalttakaró eltemetett karsztján az átöröklődékes dolinák, a bazalttakaró pereménél a víznyelők.

A hegyvidék karsztvize főkarsztvízre és karsztvízemeletekre különíthető. A főkarsztvíz felett lokális vízzáróknál alakultak ki a hegyvidék

karsztvízemeletei. A főkarsztvíz szintje, a hegység peremén a hegységperemi karsztforrások és karsztlápok magassági adatainak a figyelembevételével 117-220 m (az Északi-Bakony É-i peremén 140-180 m, míg a hegység DK-i részén 200 m fölé emelkedett) közé tehető (PAPP 1941, SZÁDECZKY-KARDOSS 1941, 1948). Miután a karsztvízszint a hegység belseje felé emelkedik, a rekonstruált karsztvízszint elérte a 290 m-es, maximális magasságot (BÖCKER et al. 1983), ill. a 260-280 m-t (CSEPREGY 2007). A karsztvízszint ingadozás és így az epifreatikus zóna vastagsága jelentős lehet. BÖCKER (1972) adatai szerint meghaladhatja a 100 m-t (Hárskút közepén) is. Karsztvízemelet (magaskarsztvíz) alakult ki a Pénzesgyőr környéki kréta és eocén mészköves rögökben (például Mester-Hajag), valamint a Kab-hegyen.

I. táblázat
Table I.

Néhány feltárt akna fajlagos hossza a Bakonyvidéken
Specific lengths of some explored shaft in the Bakony Region

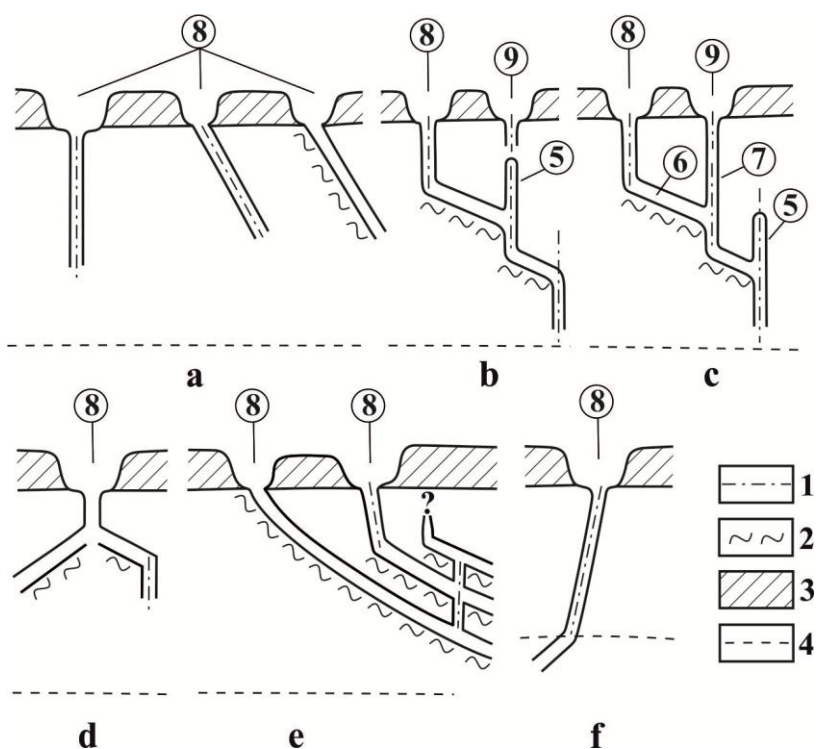
[www.fs.z.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm.2018.05.10.](http://www.fs.z.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm.2018.05.10)

Barlang neve	előfordulási hely	hossza (m)	mélysége (m)	fajlagos hossza
AlbaRegia-barlang	Tési-fennsík	3600,00	200,20	17,98
Alba Regia-barlang Főága	Tési-fennsík	406,25	200,20	2,03
Csengő-zsomboly	Tési-fennsík	230	133,9	1,72
Háromkürtő-zsomboly	Tési-fennsík	360,00	105,00	3,43
Jubileumi-zsomboly	Tési-fennsík	223,00	121,00	1,84
Tábla-völgyi-barlang	Tési-fennsík	350,00	78,00	4,49
Gombás-pusztai-barlang (G-5/a jelű depresszió aknája)	Hárskúti-medence	70,00	25,00	2,80
Homód-árki barlang (Ereszes-zsomboly)	Hárskúti-medence	28,00	16,00	1,75
Kisharaszti-zsomboly	Hárskúti-medence	20,00	12,00	1,67
Bujó-lik	Kab-hegy	208,00	39,50	5,27
Fenyér-hegyi-zsomboly	Kab-hegy	4,50	4,50	1,0
Öreg-Köves víznyelőbarlang	Kab-hegy	378,00	59,00	6,41
Kessler-Hubert-barlang	Keszthelyi-hegység	2000	200	10,00

Az aknák oldódásos eredetűek, kialakulásukban az erózió szerepe alárendelt. A feltárt aknák száma (az inaktívakkal együtt) a hegyvidéken több mint 100 db. Az aknák előfordulhatnak utánsüllyedéses dolinák (pl. Tési-fennsík, Hárskúti-medence), víznyelők (Kab-hegy) és egykori víznyelők ma már utánsüllyedéses dolinákká átalakult depressziók (Tési-fennsík) alatt.

A hegyvidék aknái méréseink, ill. az aknák térképeinek (KÁRPÁT 1981, 1982) elemzése szerint törés (vető), vagy/és réteglap mentén alakultak

ki. Az aknákat különböző aknaelemek (főakna, mellékakna, vakakna) építik fel. A főakna az akna hosszabb aknaeleme. A mellékakna az akna rövidebb, de a felszínt elérő része. A vakakna az akna felszínt el nem érő alkotó eleme. A különböző aknaelemek kombinációjával különböző aknaszerkezetek jöhetnek létre. Elsősorban a földtani szerkezet által preformált aknaszerkezet az alábbi lehet (1. ábra).

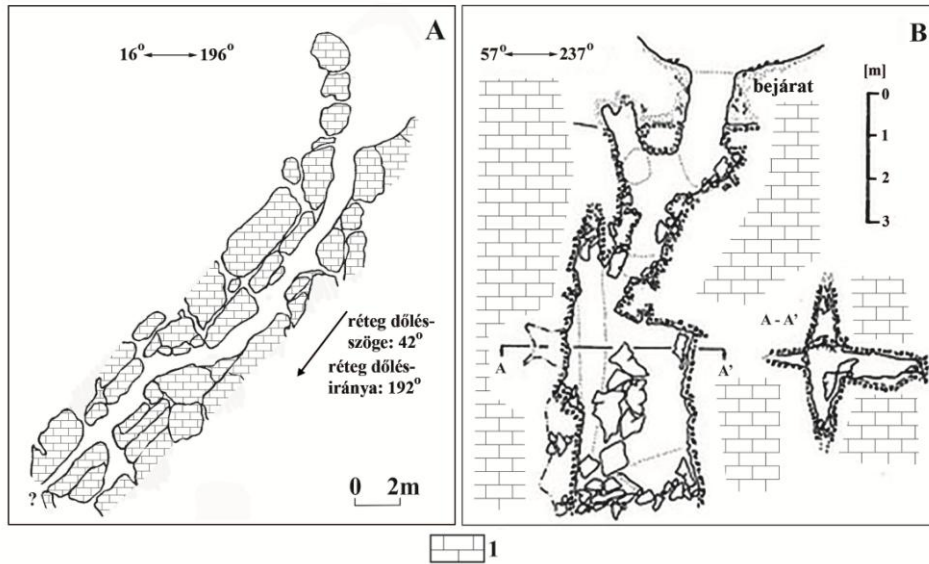


1. ábra: Aknatípusok

Jelmagyarázat: a. egyszerű akna, b. összetett akna, c. aknarendszer, d. szétágazó akna, e. emeletes akna, f. akna, freatikus járatrészsel, 1. törés, 2. réteglap, 3. fedő (löss), 4. karstvízszint, 5. paragenetikus vakakna, 6. főakna, 7. mellékakna, 8. fődolina, 9. mellékdolina

Fig. 1: Shaft types

Legend: a. simple shaft, b. complex shaft, c. shaft system, d. bifurcating shaft, e. storied shaft, f. shaft with a phreatic passage part, 1. fracture, 2. bedding plane, 3. cover (loess), 4. karst water level, 5. paragenetic blind shaft, 6. main shaft, 7. tributary shaft, 8. main doline, 9. tributary doline

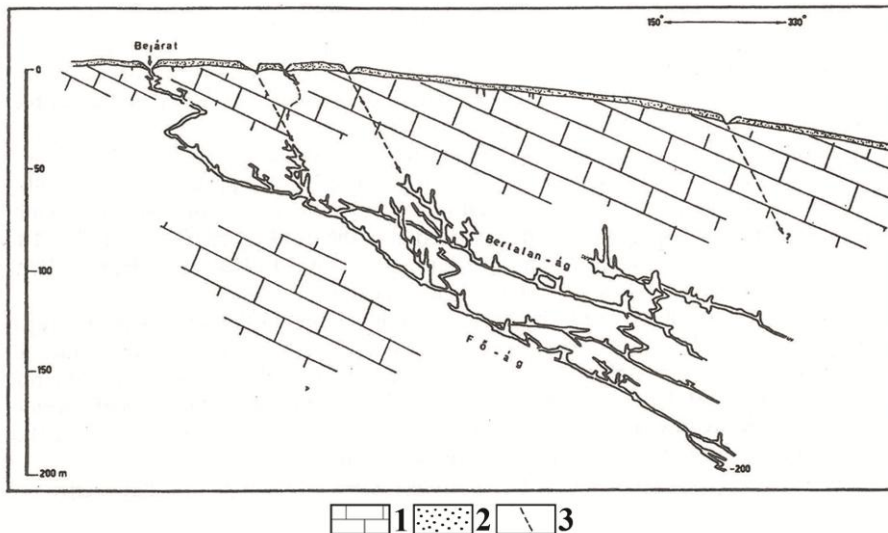


2. ábra: Egyszerű aknák: réteglap mentén kialakult akna (A. G-5 jelű dolina aknája, Veress 2000), törés mentén kialakult akna (B. Csillag-zsomboly, www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4info/mol/bakony/tes.htm)

Jelmagyarázat: 1. mészkő

Fig. 2: Simple shafts: shaft that developed along bedding plane (A. the shaft of the doline marked G-5, Veress 2000), shaft that developed along fracture (B. Csillag shaft, www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4info/mol/bakony/tes.htm)

Legend: 1. limestone

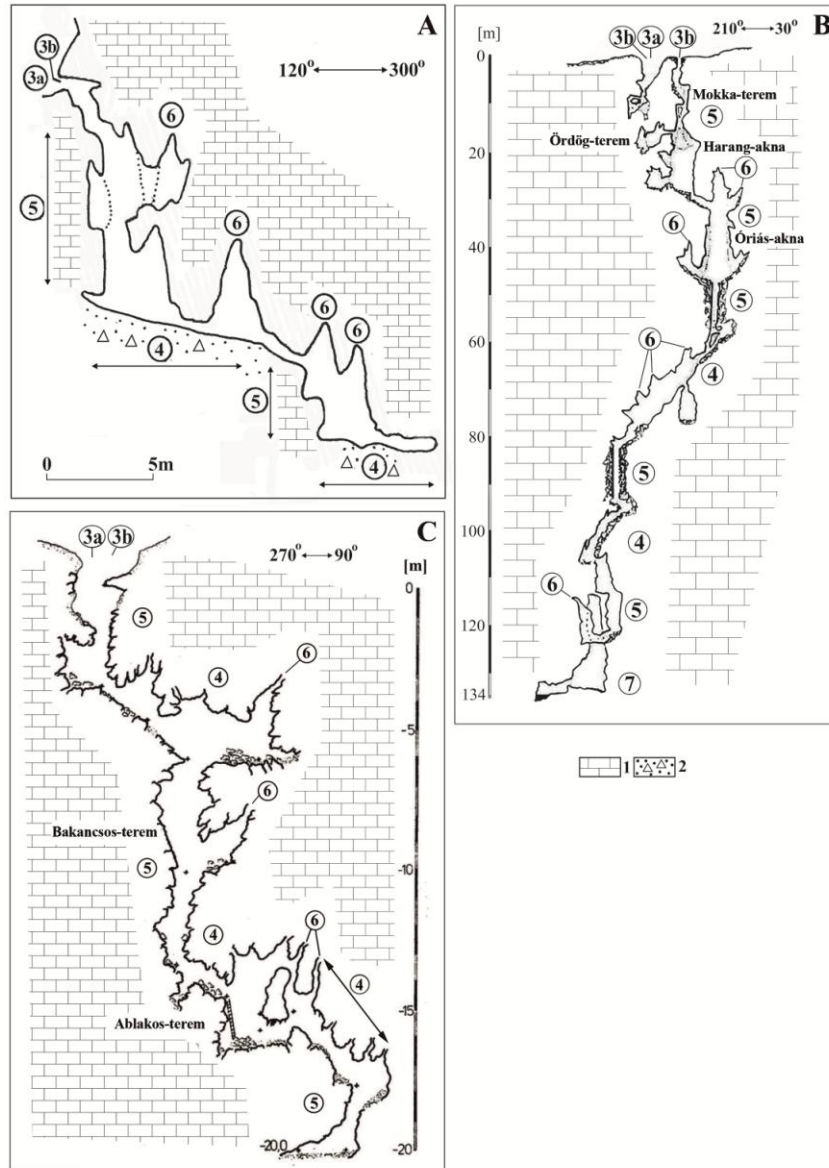


3. ábra: Emeletes akna: Alba Regia-barlang (KÁRPÁT 1982)

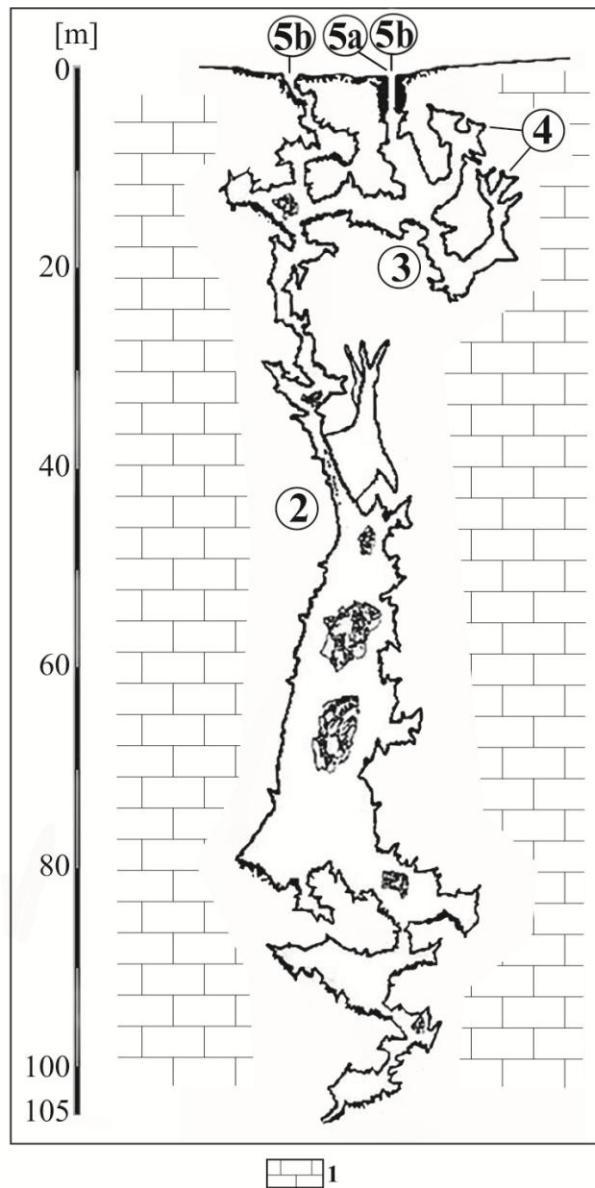
Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. fedő, 3. törés

Fig. 3: Storied shaft: Alba Regia cave (KÁRPÁT 1982)

Legend: 1. limestone, 2. cover, 3. fracture

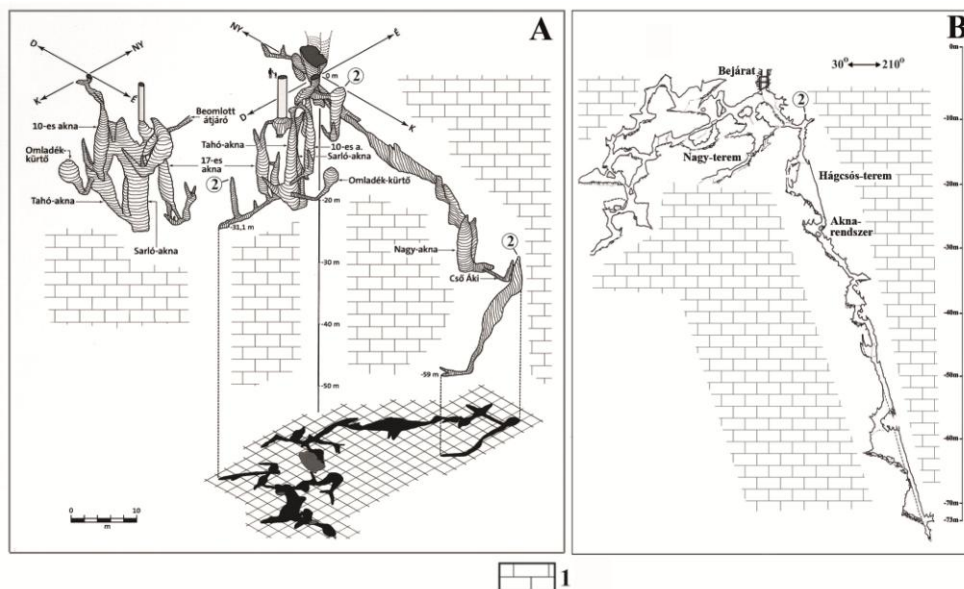


4. ábra: Összetett aknák: Homód-árki barlang (A), (VERESS 2000), Csengő-zsomboly (B, www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm), Egérfogó-barlang (C, www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm)
 Jelmagyarázat: 1. bezáró kőzet, 2. bemosott talaj, kőzettörmelék, 3a. utánsüllyedékes dolina, 3b. bejárat, 4. réteg-lap mentén kialakult szakasz, 5. törés mentén kialakult szakasz, 6. paragenetikus vakakna, 7. szifon
 Fig. 4: Complex shafts: the cave of Homód Valley (A), (VERESS 2000), Csengő shaft (B, www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm), Egérfogó cave (C, www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm)
 Legend: 1. host rock, 2. washed-in soil, debris, 3a. subsidence doline, 3b. entrance, 4. section that developed along bedding plane, 5. section that developed along fracture, 6. paragenetic blind shaft, 7. siphon



5. ábra: Aknarendszer (Háromkürtő-akna, www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm)
 Jelmagyarázat: 1. bezáró kőzet, 2. főakna, 3. mellékakna, 4. paragenetikus vakakna, 5a. utánsüllyedéses dolina, 5b. bejárat

Fig. 5: Shaft system (Háromkürtő shaft, www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm)
 Legend: 1. host rock, 2. main shaft, 3. tributary shaft, 4. paragenetic blind shaft, 5a. subsidence doline, 5b. entrance



6. ábra: Sztágazó akna: (Öreg-Köves víznyelő barlangja (A) (VERESS 2016), Tábla-völgyi-barlang (B), www.fsz.bme.hu/mts/barlang/4info/mol/bakony/tes.htm)

Jelmagyarázat: 1. bezáró kőzet, 2. vakakna

Fig. 6: Bifurcating shaft: (cave of the Öreg-Köves ponor (A) (VERESS 2016), the cave of Tábla Valley (B), www.fsz.bme.hu/mts/barlang/4info/mol/bakony/tes.htm)

Legend: 1. host rock, 2. blind shaft

- Egyszerű akna, amely vagy törés (vető), vagy réteglap mentén alakult ki. Egyszerű akna a G-5/a jelű utánsüllyedéses dolina aknája (2A. ábra) és a Csillag-zsomboly (2B. ábra).
- Emeletes akna, amelynek az egyes részei egymás feletti rétegek réteglapjai mentén képződtek (az egyes aknák nem feltétlenül egymás felett vannak), de ezek összekapcsolódtak. Ilyen emeletes akna pl. az Alba Regia-barlang (I-44 jelű depresszió aknája, 3. ábra).
- Összetett akna az olyan akna, amelynek egyes szakaszai törések (vetők) mentén képződtek, más szakaszai réteglapok mentén. Utóbbi szakaszok az előzők mentén kialakult aknákat kötik össze. E típus aknáinál gyakoriak a vakaknák. Összetett akna a Homód-árki barlang (Ho-1 jelű depresszió aknája, 4A. ábra), a Gyenespusztai-Zsivány-barlang, az Egérfogó-barlang (4C. ábra, I-66/b jelű depresszió aknája), a Csengő-zsomboly (I-110 jelű depresszió aknája, 4B. ábra).
- Aknarendszernek fő- és mellékaknái vannak, de rendelkeznek vakaknákkal is. A mellékaknák a főaknához kapcsolódnak. Aknarendszer a Háromkürtő-akna (I-12 jelű depresszió aknája, 5. ábra), s a Kisharaszti-zsomboly (a Gy-12 jelű utánsüllyedéses dolina aknája).

- Szétágazó akna esetén a karsztos depresszió alatt az akna szétágazva, fűr-tős rendszert képez. E típusnál fő-, mellékaknák és vakaknák is előfordul-nak. Ilyen pl. az Öregköves víznyelő aknája (6B. ábra, Veress 2016), a Táb-la-völgyi-barlang (6A. ábra).
- Akna freatikus járatrészrel jön létre, ha a vadózus zóna aknája rá-, vagy összekapcsolódik az alatta elhelyezkedő freatikus járattal. Ilyen akna a Keszthelyi-hegységben a Kessler Hubert-barlang (SZILAJ 2014).

Módszer

A potenciális aknahossz a vadózus zóna vastagságával egyenlő, ha az akna függőleges helyzetű preformáló szerkezet mentén alakul ki, és ha az akna képződése a karsztvízszintig történhet, míg ha nem függőleges a képződési felület, annál nagyobb is lehet. Értéke az alábbi módon számítható, a függő-legestől eltérő helyzetű akna esetén, mivel ekkor az akna, továbbá a bejára-tától húzott függőleges egyenes, valamint az aknatalp és a függőleges egye-nes között meghúzott egyenes derékszögű háromszöget alkot (7a. ábra):

$$\sin \alpha = \frac{h}{L}$$

$$L = \frac{h}{\sin \alpha}$$

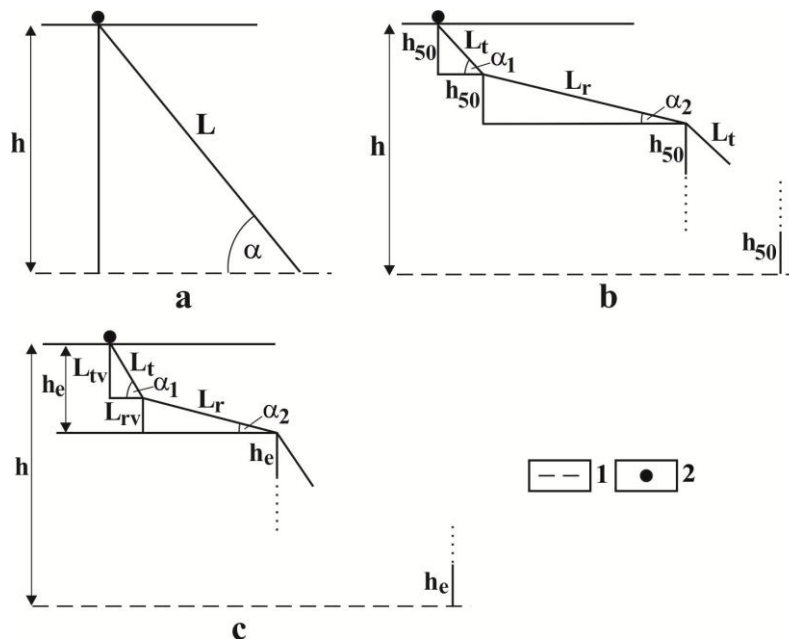
ahol L a potenciális aknahossz,

h a vadózus zóna vastagsága,

α azon törés (vető), vagy réteg dőlése, amely mentén az akna kialakult.

A vadózus zóna vastagsága (8. ábra) függ az aknát hordozó rög fel-színének a magasságától, és a karsztvízszint magasságától. A vadózus zóna kiterjedése (h) megadható, ha az akna bejáratot hordozó rög felszín és a hegység erózióbázisa (a hegységperemi karsztforrás) közti magasságkül-önbséget vesszük, amit a hegység vadózus zónájának nevezünk (h_1). Meg-adható úgy is, hogy a rög felszín magasságot a rögben húzódó fő karsztvíz-szinthez viszonyítjuk. Ez a lokális vadózus zóna (h_2). Végül ott, ahol a rög-ben karsztvízemelet van (a betelepült nem karsztos összletek miatt) értéke a rögfelszín magasságának és a karsztvízemelet szintjének a magasságkülönb-ségével képezhető, amit karsztvízemelet feletti vadózus zónának nevezünk (h_3). Miután az aknák többsége valószínűleg nem éri el a hegység peremet (ha csak nincsenek ahhoz nagyon közel) az értéke inkább függ a hordozó rögben kialakult karsztvízszint magasságától (h_2). Így pl. a hegység legma-gasabb dolinacsoportjánál (Eleven-Förtési töbör csoport) a h_1 értéke 535-495 m, miután a töbör csoport magassága 675 m és a közelében a hegység É-i ré-

szén a karsztvízszint előbukkanása 140-180 m közötti (PAPP 1941). A rög alatti karsztvízszinthez képest, ahol a karsztvízszint 230 m (BÖCKER et al. 1983) viszont értéke (h_2) kisebb, 445 m. Valószínű, hogy a hegyvidéken a h_2 értékek a mérvadók. A h_2 értékek meghatározásához szükséges főkarsztvízszint adatokat a Dunántúli-középhegység karsztvízszint térképéről (BÖCKER et al. 1983) leolvasható rekonstruált karsztvízfelszín megadó magassági értékek (szintvonalak) leolvasásával kaptuk. A maximális lokális vadózus zóna vastagság értéknek az 500 m-t vettük. De figyelembe véve, hogy a dolinák többsége ennél lényegesen alacsonyabban van, 100 m-es léptetéssel 400, 300, 200, 100 m-es értékekkel is számoltunk a h_2 értéket.



7. ábra: Potenciális aknahosszak számítása

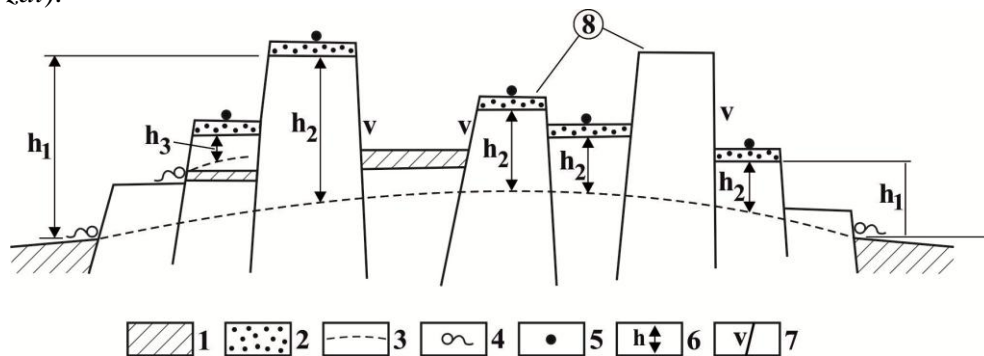
Jelmagyarázat: 1. karsztvízszint, 2. karsztos depresszió, h : vadózus zóna, L : aknahossz, α : akna dőlése, L_t : törésmentén kialakult aknaszakasz 50 m-es kőzetvastagságnál, L_r : réteglap mentén kialakult aknaszakasz 50 m-es kőzetvastagságnál, α_1 : törés menténi aknaszakasz dőlése α_2 : réteglap menténi aknaszakasz dőlése, L_{tv} : a törés menténi aknaszakasz függőleges vetülete, L_{rv} : réteglap menténi aknaszakasz függőleges vetülete, h_e : függőleges vetületek összege, a. teljes vadózus zónánál egyszerű akna potenciális aknahossza, b. 50-50 m-es vastagságok esetén adott vadózus zónánál az összetett akna potenciális aknahossza, c. adott törés menténi és adott ismert réteglap menténi szakaszoknál adott vadózus zónához tartozó összetett akna potenciális aknahossza

Fig. 7: Calculation of potential shaft lengths

Legend: 1. karst water level, 2. karstic depression, h : vadose zone, L : shaft length, α : shaft inclination, L_t : a shaft section that developed along fracture in case of a rock thickness of 50 m, L_r : shaft section that developed along bedding plane in case of a rock thickness of 50 m, α_1 : inclination of a shaft section that developed along fracture α_2 : inclination of a shaft section that developed along bedding plane, L_{tv} : vertical projection of a shaft section that developed along fracture, L_{rv} : vertical projection of a shaft section that developed along bedding plane, h_e : sum of vertical projections, a. potential shaft length of a simple shaft in case of a complete vadose zone, b. potential shaft length of a complex shaft in case of a given vadose zone and a thickness of 50-50 m, c. potential shaft length of a complex shaft belonging to a given vadose zone in case of sections along a given fracture and a given known bedding plane

A rétegdőlések a földtani térképek, de a saját méréseink szerint is nem nagyok a hegységben. (A legnagyobb általunk mért dőlés 42° -os volt, de a térképek adatai szerint 10° - 20° közötti dölések a legjellemzőbbek). Ezért 10° -os léptetéssel 10° , 20° , 30° , 40° -os rétegdőléshez számítottuk a réteglapok mentén kialakult aknahosszakat. A törés (vető) dőlésszögek a földtani térképek szerint 30° - 90° között fordulnak elő. Ennek megfelelően a törés (vető) menténi aknahosszakat 30° , 40° , 50° , 60° , 70° , 80° , 90° -os dőlésszög figyelembevételével számítottuk.

Számításokat végeztünk olyan egyszerű aknahosszakra, amelyek 100 m és 500 m közötti vadózus zóna vastagságoknál 10° - 40° közötti dőlésű rétegek réteglapjai mentén, valamint 30° - 90° dőlésű törések (vetők) mentén alakulnak ki (II. táblázat). Az összetett aknák hosszát megadtuk 100 m-es és 500 m közötti vadózus zóna vastagságokra úgy, hogy önkényesen 50-50 m-es vertikális kiterjedésű kőzetösszletekhez számítottuk a réteglap, ill. a törés (vető) mentén képződött aknák hosszát (a fentebb megadott törés- és réteglap dölésekkel), majd ezen értékeket összegeztük (7b. ábra, III, IV. táblázat).



8. ábra: Vadózus zóna vastagság változatok a hegyvidéken

Jelmagyarázat: 1. nem karstos vízzáró (részben vízzáró) kőzet, 2. vízáteresztő fedő (lösz), 3. karstvízszint, 4. karstforrás, 5. karstos depresszió, 6. vadózus zóna (h_1 : a hegység vadózus zónája, h_2 : lokális vadózus zóna, h_3 : karstvízemeletfeletti vadózus zóna), 7. vető, 8. rög

Fig. 8: Varieties of vadose zone thickness in the mountains

Legend: 1. non-karstic impermeable (partly impermeable) rock, 2. permeable cover (loess), 3. karst water level, 4. karst spring, 5. karstic depression, 6. vadose zone (h_1 : the vadose zone of the mountains, h_2 : local vadose zone, h_3 : vadose zone above karst water storey), 7. fault, 8. block

Ehhez meghatároztuk a vadózus zóna 50 m-es vastagságú zónájához (h_{50}) tartozó α_1 dőlésű, törés (vető) mentén kialakult akna hosszát (L_L), majd a vadózus zóna ugyancsak 50 m-es zónájához (h_{50}) tartozó α_2 dőlésű réteglap mentén kialakult akna hosszát (L_T).

$$\sin\alpha_1 = \frac{L_{s0}}{L_t}$$

$$L_t = \frac{L_{50}}{\sin\alpha_1}$$

$$\sin\alpha_2 = \frac{L_{50}}{L_r}$$

$$L_r = \frac{L_{50}}{\sin\alpha_2}$$

Összetett akna esetén a potenciális akna összhosszúság az alábbi módon számítható.

$$L = \frac{h}{100} (L_t + L_r)$$

Számítottuk az összetett aknahosszt (100 m-es vadózus zóna vastagságnál és adott dőlés szögeknél) megadott, egyenlő értékű, majd különböző értékű aknahosszakra (7c. ábra, V. táblázat). Ezekhez a törésmenti (L_t) és a réteglap menténi (L_r) hosszakhoz tartozó függőleges vetületi értékeket (L_{tv} és L_{rv}) határoztuk meg:

$$L_{tv} = L_t \cdot \sin\alpha_1$$

$$L_{rv} = L_r \cdot \sin\alpha_2$$

Az L_{tv} és az L_{rv} összege a h_e lesz. Ennek ismeretében egy hányados képezhető (A), amely megadja, hogy a megadott aknahosszak (L_t és L_r) hányszorosa foglalja el az adott vadózus zóna szélességet. Ezért az A az alábbi módon képezhető:

$$A = \frac{h}{h_e}$$

Az A ismeretében adott szélességű vadózus zónához tartozó összetett akna potenciális hosszát az alábbi módon számítjuk:

$$L = A(L_t + L_r)$$

Számítható mind egyszerű, mind összetett aknákra a potenciális fajlagos aknahossz, valamint a feltárt fajlagos aknahossz. Előző úgy, hogy a potenciális aknahossz és a hozzá tartozó vertikális érték hányadosát vesszük. Utóbbi úgy, hogy a feltárt aknahossz és az ehhez tartozó vertikális érték hányadosát képezzük (I. táblázat). Miután az aknák a feltárt szakaszon

túl is folytatódnak (és ez utóbbi hossz nem ismert), természetesen a tényleges fajlagos aknahossz nem adható meg.

Összehasonlítottuk a Bakonyvidék néhány karsztos területén a feltárt aknák adatait, így azok átlagos vertikális méretét, átlagos fajlagos hosszát, valamint az aknatalpak és a karsztvízszintnek a magasságkülönbségét a hegyvidék barlangkataszteri adatbázisában szereplő aknák adatainak (www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm) a felhasználásával. Ehhez a hegyvidék 83 db feltárt aknájának adatait használtuk fel. A feldolgozásból kimaradt néhány, a vizsgálatba nem bevont rejtett karsztos terület aknája (pl. Porvai-medence) és a Tési-fennsík néhány olyan barlangja, amelyről nem volt megállapítható az adatbázis alapján, hogy aknának tekinthető-e.

Eredmények

Egyszerű aknáknál a vadózus zóna vastagságának a növekedésével (növelésével), valamint az aknák dőlésének a csökkenésével a potenciális aknahosszak nőnek (*II. táblázat*). Kicsi, 10° -os dőlésű aknáknál 100 m-es vastagságú vadózus zónánál a maximális potenciális aknahossz 588,23 m, 500 m-nél 2941,18 m. Azonos térbeli helyzetű aknáknál a vadózus zóna vastagságának a növekedésével a hossz növekedés mértéke ugyanakkora: ahányszorosra nő a vadózus zóna vastagsága, annyiszorosra nő a potenciális aknahossz. Így pl. 30° -os térbeli helyzetű (dőlésű) aknák potenciális hossza 200-200 m-rel nő, ahogy a vadózus zóna vastagsága 100-100 m-rel növekszik. Minél kisebb dőlésű az akna, annál nagyobb a növekedés mértéke a vadózus zóna növekedése során. Így függőleges helyzetű aknánál az aknahossz növekedés mértéke 100 m-es vadózus zóna növekedése során 100-100 m. 10° -os dőlésű aknáknál viszont a növekedés mértéke 588,24 m. Kicsi, 100 m-es vadózus zóna vastagságnál, az aknák térbeli helyzetének a változásával az aknahossz változása 294,13 m (10° és 20° dőlésváltozásnál) és 2,04 m közötti (80° és 90° dőlésváltozásnál), de a dőlés csökkenésével a hossz egyre nagyobb mértékben nő. Egyre nagyobb vadózus zóna vastagságnál az aknadőlés csökkenésével egyre nagyobb az aknahossz növekedése. Így 500 m-es vadózus zóna vastagságnál, ha az akna dőlés 30° -ról 20° -ra csökken a potenciális hossz változás 470,59 m, míg 100 m-es vadózus zónánál, ha a dőlés 30° -ról 20° -osra csökken a hossz változás, csak 94,11 m. Ugyanakkora vadózus zóna vastagságnál az akna térbeli helyzetének változásával a hossz változás mértéke valamivel nagyobb, mint ugyanakkora térbeli helyzetű aknáknál, de változó vastagságú vadózus zónánál. Így ugyanakkora vastagságú vadózus zónánál a legkisebb dőlésű és legnagyobb

dőlésű aknahossz hányadosa 5,88 (100 m-es vastagságú vadózus zónánál a 10°-os és 90°-os dőlésű hosszak hányadosa), míg ugyanakkora dőlésű aknánál, de eltérő vadózus zóna vastagságnál (100 m, ill. 500 m) a hossz hányadosok értéke 5,00.

II. táblázat
Table II.

Potenciális aknahosszak egyszerű aknáknál eltérő vastagságú vadózus zóna esetén
Potential shaft lengths of simple shafts in case of a vadose zone with various thickness

α_1	α_2	h(m)	f.a.h.	h(m)	f.a.h.	h(m)	f.a.h.	h(m)	f.a.h.	h(m)	f.a.h.
		100		200		300		400		500	
-	0°	-		-		-		-		-	
-	10°	588,23	5,88	1176,47	5,88	1764,70	5,88	2352,94	5,88	2941,18	5,88
-	20°	294,11	2,94	588,23	2,94	882,35	2,94	1176,47	2,94	1470,59	2,94
30°(60°)	30°	200,00	2,00	400,00	2,00	600,00	2,00	800,00	2,00	1000,00	2,00
40°(50°)	40°	156,25	1,56	312,5	1,56	468,75	1,56	625,00	1,56	781,25	1,56
50°(60°)		129,87	1,30	259,74	1,30	389,61	1,30	519,48	1,30	649,35	1,30
60°(30°)		114,94	1,15	229,89	1,15	344,83	1,15	459,77	1,15	574,71	1,15
70°(20°)		106,38	1,06	212,77	1,06	319,15	1,06	425,53	1,06	531,91	1,06
80°(10°)		102,04	1,02	204,08	1,02	306,12	1,02	408,16	1,02	510,20	1,02
90°(0°)		100,0	1,00	200,00	1,00	300,00	1,00	400,00	1,00	500,00	1,00

Megjegyzés

h: a vadózus zóna vastagsága

α_1 : törés, vető dőlése

α_2 : réteg dőlése

f.a.h.: fajlagos aknahossz

Zárójelben lévő szám a függőlegestől való eltérés nagyságát jelöli

Notice:

h: thickness of the vadose zone

α_1 : inclination of the fracture and fault

α_2 : bed inclination

f.a.h.: specific shaft length

The number in brackets refers to the degree of the deviation from vertical.

A 10°-os dőlésű egyszerű aknák kivételével az összetett aknák hossza nagyobb, mint az egyszerű aknáké, 100 m-es vadózus zóna vastagságnál. Egyszerű, 20°-os dőlésű aknánál a potenciális aknahossz 294,11 m, míg összetett aknánál, ha a réteglapos szakasz dőlése 10°-os, a törésmenteni akna szakasz 30°-os dőlésű, akkor a potenciális aknahossz már 394,00 m (II, III. táblázatok). 500 m-es vadózus zóna vastagságnál azonban az összetett akna hossza, 40°-os dőlésű rétegmenti szakaszoknál csak akkor hosszabb, mint az egyszerű akna hossza, amikor az összetett akna törésmenteni akna-részeinek a dőlése nagyobb, mint 50° (Egyszerű aknánál 50°-os dőlésnél a hossz 649,35 m, összetettnél 715,30 m). Tehát, ha az egyszerű aknák dőlése kicsi, akkor az összetett aknák hosszát és fajlagos hosszát is meghaladja az egyszerű aknák hossza és fajlagos hossza. Az összetett aknáknál ugyanakkora dőlésű törésmenti szakaszoknál ahogy nő a réteglap menteni szakasz

meredeksége, úgy csökken az összhosszuk. Így 100 m-es vadózus zóna vastagságnál, ahogy a réteglap mentén kialakult aknaszakasz meredeksége 10°-ról 40°-ra nő, ha a törés menténi szakaszok 30°-os dőlésűek a potenciális összhossz 394,00 m-ről 178,12 m-re csökken (III. táblázat). Hasonlóképpen csökken az össz aknahossz, ha a törés mentén kialakult aknarészek meredeksége nő. Ekkor azonban a csökkenés mértéke kisebb. Amikor a törés menti szakaszok lesznek egyre meredekebbek (30°-tól 90°-ig) és a réteglap menti szakaszok meredeksége 10°, a potenciális aknahossz csökkenése 100 m-es vadózus zónánál csak 50 m.

III. táblázat
Table III.

Potenciális aknahosszak összetett aknáknál 100 m-es vastagságú vadózus zónánál, ha a réteglap és törés menténi aknaszakaszok 50-50 m-es vastagságú zónában alakultak ki
Potential shaft lengths of complex shafts in case of a vadose zone thickness of 100 m if the shaft sections along bedding plane and fracture developed in a zone with a thickness of 50-50 m

α_1	α_2	f.a.h.	α_2	f.a.h.	α_2	f.a.h.	α_2	f.a.h.
	10°		20°		30°		40°	
30°	394,00	3,94	247,06	2,47	200	2,00	178,12	1,78
40°	372,12	3,72	225,18	2,25	178,12	1,78	156,24	1,56
50°	358,94	3,59	212,00	2,12	164,94	1,65	143,06	1,43
60°	351,47	3,51	204,00	2,04	157,47	1,57	135,59	1,36
70°	345,55	3,46	200,25	2,00	151,55	1,52	129,67	1,30
80°	345	3,45	198,08	1,98	151,02	1,51	129,14	1,29
90°	344	3,44	197,06	1,97	150,00	1,50	128,12	1,28

Megjegyzés:

α_1 : törés, vető dőlése

α_2 : réteg dőlése

f.a.h.: fajlagos aknahossz

Notice:

α_1 : inclination of fracture and fault

α_2 : bed inclination

f.a.h.: specific shaft length

A vadózus zóna vastagság növekedése határozza meg ugyanolyan helyzetű aknarészeknél az összetett aknáknál is az akna összhossz növekedését. Ahányszorosra nő a vadózus zóna vastagsága, annyiszorosra nő az összhossz. Így 10°-os réteglap menténi és 30°-os törés menténi aknaszakaszoknál 394,00 m az összhossz, míg 500 m-es vadózus zónánál 1970,59 m (III, IV. táblázatok).

A fajlagos potenciális aknahossz értékek változnak, ahogy a törés-, ill. dőlés menti aknaszakaszok meredeksége változik, de értékük a vadózus zóna vastagságának változásától nem függ (II, III, IV. táblázatok).

IV. táblázat.

Table IV.

Potenciális aknahosszak összetett aknáknál 100 m-es vastagságú vadózus zónánál, ha a réteglap és törés menténi aknaszakaszok 50-50 m-es vastagságú zónában alakultak ki

Potential shaft lengths of complex shafts in case of a vadose zone thickness of 500 m if the shaft sections along bedding plane and fracture developed in a zone with a thickness of 50-50 m

α_1	α_2		α_2		α_2		α_2	
	10°	f.a.h.	20°	f.a.h.	30°	f.a.h.	40°	f.a.h.
30°	1970,59	3,94	1235,29	2,47	1000,00	2,00	890,62	1,78
40°	1861,21	3,72	1125,91	2,25	890,62	1,78	781,24	1,56
50°	1795,27	3,59	1059,97	2,12	824,68	1,65	715,30	1,43
60°	1757,95	3,51	1022,65	2,04	787,36	1,57	677,98	1,36
70°	1736,55	3,46	1001,25	2,00	765,56	1,52	656,58	1,30
80°	1725,69	3,45	990,35	1,98	755,10	1,51	645,72	1,29
90°	1720,59	3,44	985,29	1,97	750,00	1,50	640,62	1,28

Megjegyzés:

α_1 : törés, vető dölése

α_2 : réteg dölése

f.a.h.: fajlagos aknahossz

Notice:

α_1 : inclination of fracture and fault

α_2 : bed inclination

f.a.h.: specific shaft length

Adott dőlésszögeknel az összetett aknák potenciális hossza, amikor az egyes aknarészek egyenlő hosszúak, ha a lépcsőzöttség mértéke nő (ekkor az aknarészek hosszát változtatjuk, de hasonló mértékben) nem változik (V. táblázat). Akkor azonban, ha a különböző aknaszakaszok hossza egymáshoz képest változik, az aknák potenciális hossza és a fajlagos potenciális aknahossza is változik (VI. táblázat). Az össz aknahossz akkor nő, ha a kisebb dőlésű aknarész hossza nő, a nagyobb dőlésű aknarészhez képest.

V. táblázat.

Table V.

Potenciális aknahosszak összetett aknáknál 100 m-es vadózus zónánál törés- és réteglapok mentén kialakult egyenlő és eltérő aknaszakaszok esetén, ha a törés 80°-os, a réteg 10°-os dőlésű

Potential shaft lengths of complex shafts in case of a vadose zone thickness of 100 m in case of equal and different shaft sections that developed along fractures and bedding planes, if the fracture has an inclination of 80° and the dip of the bed is 10°

törés mentén kialakult aknaszakasz hossza	réteglap mentén kialakult akna hossza	teljes aknahossz	fajlagos aknahossz	vadózus zóna eltérése a megadott (100 m-es) szélességtől
5,0	5,0	180,0	1,73	4,22
10,0	10,0	180,0	1,73	4,31
20,0	10,0	150,0	1,40	7,65
10,0	20,0	240,0	2,25	6,56

VI. táblázat

Table VI.

A hegyvidék aknacsoportjai karszterület szerinti bontásban és képződési környezetük néhány jellemzője
The shaft groups of the mountains according to karst areas and some characteristics of their development environment

Karszterület	karszt típusa jelenleg	felszín tengerszint feletti magassága (m)	karsztvíz-szint tengerszint feletti magassága (m)	lokális vadózus zóna vastagsága (m)	karsztos depressziók száma	feltárt aknák átlagos mélysége ¹	feltárt aknák átlagos fajlagos akna-hossza	aknák genetikája
Kab-hegy	rejtett és allogén karszt	400-450	350	50-100	40 ²	23,53(11)	3,89	karsztvíz- és felszíni elöntéses aknafejlődés
Tési-fennsík	rejtett karszt	420-480	200	220-280	137	30,13(46)	2,73	
Hárskúti-medence	rejtett karszt	460-500	250	210-250	60	12,07(7)	2,04	gyenge felszíni elöntéses és karsztvízes aknafejlődés
Eleven-Förtési dolinacsoport	rejtett karszt	675	230	445	9	10,25(4)	1,00	felszíni elöntéses aknafejlődés
Márvány-árok környéke	rejtett karszt	410-620	180	230-440	120	7,17(3)	1,20	
Som-hegy és Száraz-Gerence völgy között	rejtett karszt	500-600	250	250-350	76	14,00(5)	1,43	
Keszthelyi-hegység	csupasz-, vagy rejtett karszt	400-420	115	285-305	20 ²	62,7(7)	42,64	kis mértékű felszíni vízbepótlásnál tektonikus aknáknál

Megjegyzés:

¹ zárójelben a figyelembevett aknák darabszáma, a Tési-fennsík kivételével ez adott terület összes aknája

² becült adat

Notice: ¹ In brackets the number of the shafts taken into consideration, with the exception of the Tési plateau this is the total number of the shafts in a given area

² estimated data

A hegyvidék különböző karsztos területeire megadtuk a h₂ (lokális vadózus zóna vastagságokat) értékeket (VI. táblázat). Látható, hogy ez az Eleven-Förtési dolinacsoportnál nagyobb, mint 400 m. Valószínű azonban itt is kisebb az értéke, miután itt a mészkő vastagságot a közeli dolomit előbukkanás rétegdőlésének felhasználásával 339 m-nek számítottuk. Ugyanis a mészkő fekjét képező dolomit üregesedése kisebb és így e közetben az

aknaképződés esélye is kisebb. Ezért a h_2 érték megadásánál csak a mészkő vastagságát vettük figyelembe.

Ezért a Bakonyvidék különböző karsztos területei alatt a lokális vadózus zóna vastagsága 200-400 m közöttire tehető. Ennél kisebb a Középső Kréta mészkő rögökön (pl. Mester-Hajag, Égett-hegy) és a Kab-hegyen.

Így a Mester-Hajagon (felszínének magassága 450-503 m közötti) a rög peremi források (a legmagasabb helyzetű 482 m tengerszint feletti magasságú) magasságának a figyelembevételével a karsztvízszint magassága elérheti a 482 m-t, míg a Kab-hegyen *KÁLMÁN, PETHŐ* (1950) szerint 350 m körüli. (Ezért előző esetben a vadózus zóna vastagsága kb. 21-68 m, utóbbi esetben 50-100 m.) Mindkét esetben a helyi vízzáró betelepülések miatt karsztvízemeletek jöttek létre.

Egyszerű aknákat feltételezve 20°-os dőlésű preformáló szerkezet esetén és 200 m-es vadózus zónánál 588,23 m 400 m-nél 1176,47 m közötti a potenciális aknahosszak értéke. Kab-hegy esetén ugyanilyen helyzetű preformáló szerkezet esetén viszont 100 méteres vadózus zónával számolva 294,11 m. 70°-os dőlésű preformáló szerkezetnél 200-400 m közötti vadózus zónánál a potenciális aknahosszak 212,77– 425,53 m közöttiek (Kab-hegyen 100 m-es vadózus zónával számolva ez 106,38 m). Összetett aknák kialakulása esetén 200 m-es vastagságú vadózus zónánál 70°-os törés és 20°-os réteglap mentén kialakult egyenlő hosszúságú aknarészek esetén 400,5 m, 400 m-es vadózus zónánál 801,00 m a potenciális aknahossz. 100 m-es vadózus zónánál (Kab-hegy) ugyanilyen helyzetű aknarészeknél ez 200,25 m.

A potenciális aknahosszakat korlátozza a hegyvidék rögeinek kicsi laterális kiterjedése is. Ahhoz pl., hogy egy 1000 m-es hosszúságú, 30°-os dőlésű egyszerű akna létrejöjjön valamely rögben, utóbbinak az akna irányában legalább 866 m kiterjedésűnek kell lennie. A hegyvidék rögeinek a többsége néhány 100 m és 1-2 km közötti kiterjedésű. A rögök közül nagyobb kiterjedésű csak a Tési-fennsík (É-D-i irányban 8 km, K-Ny-i irányban 16 km) és a Kőrös-hegy (É-D-i és K-Ny-i kiterjedése kb. 6-6 km). A Kab-hegy területe viszonylag jelentős kiterjedésű, de zömét bazalt fedi.

Ha a Bakonyvidék különböző karsztterületeinek feltárt aknahosszait tekintjük, akkor átlagos mélységük, az aknatalpaknak a karsztvízszinthez képesti helyzete, számuk és az átlagos feltárt fajlagos hosszuk szerint az alábbi csoportokba sorolhatók (*VI. táblázat*).

- Ahol az aknák átlagos mélysége, átlagos fajlagos hossza nagy és a hordozó területen az aknák gyakorisága viszonylag ugyancsak nagy. E területeken a vadózus zóna vastagsága, és az aknák aknatalpainak (vagy azok egy részé-

nek) és a karsztvíznek a magasságkülönbsége kicsi. Ide sorolható a Kab-hegy és a Tési-fennsík. E két karsztterület átlagos, feltárt fajlagos akna hossza 3,31. A vertikális méret és a fajlagos hossz között kapcsolat van. Így, ha a Tési-fennsík 50 m-nél mélyebb aknáit tekintjük azok átlagos fajlagos hossza 5,32, míg a fennsík összes vizsgált aknájánál ez 2,73.

- Ahol az aknák átlagos mélysége, átlagos fajlagos hossza kicsi és a hordozó területen az akna gyakoriság is kicsi. E területeken a vadózus zóna vastagsága és az aknatalpaknak (vagy azok egy részének) és a karsztvízszintnek a magasságkülönbsége viszonylag nagy. Ide sorolható a Kőrös-hegy (Márvány-árok környéke, Eleven Förtési dolina-csoport), valamint a Kőrös-hegy környéke (Som-hegy és Száraz-Gerence közti terület). E karsztterületeken az aknák átlagos fajlagos hossza 1,21. E csoportba sorolható még több rejtett karsztos terület, amelyek vadózus zónájában egyáltalán nem tártak fel aknákat (pl. a középső kréta mészköves Égett-hegy), valamint az olyanok, ahol előfordul, de az csekély mélységű (Középső-Hajag), vagy azok már nem aktívak és csak néhány méter mélységűek (Mester-Hajag ugyancsak középső kréta röge).

Átmenetet képeznek a Hárskúti-medence aknái a két csoport között. Itt az aknák átlagos fajlagos hossza viszonylag nagy, a mélységük kicsi, de a vadózus zóna vastagsága is kicsi. Extrém fajlagos hosszak és vertikális értékek vannak a Keszthelyi-hegységben. Itt viszont a vadózus zóna vastagsága nagy.

Megvitatás

A potenciális aknahossz akkor nagy, ha vastag és vízzáróval nem megszakított a vadózus zóna és, ha nagy az esélye az összetett aknák létrejöttének. Utóbbinak kedvez, ha a töréssűrűség nagy és a kőzet jól rétegzett. Hosszú, vagy egyre hosszabb összetett aknák létrejöttének az esélyét növeli, ha a törés (vető) és a rétegdőlés kicsi. A nagy aknahosszúság további feltétele a hordozó rögök nagy oldalirányú kiterjedése. A vertikális méret akkor nagy, ha az aknák hosszú időn keresztül, gyakran kapnak nem túlzottan sok vizet (vízfilm kialakulás a falakon) és az aknafejlődés hosszú ideje tart. A kicsi, de tartós vízbepótlásnak kedvez a dolina részleges feltöltöttsége, miután ilyenkor a víz elvezetése fékezett, valamint a depresszió fedőüledékének időszakos forrásai (VERESS 2016), és az akna felső részének a kitöltöttsége bemosott fedővel vagy omladékkal.

A feltárt aknaszakaszok akár elérhetik, vagy meghaladhatják a potenciális aknahosszt. Ez emeletes-, szétágazó aknáknál, valamint aknarendszereknél várható. Erre jó példa az Alba Regia-barlang, amelynek a hossza

3600 m (3. ábra). A barlangnál a potenciális aknahossz 400 m, 200 m-es vastagságú vadózus zónával és 30°-os réteg dőléssel (KÁRPÁT 1982) számolva (ez megfelel a feltárt hosszának, miután a Fő-ág kiterjedése 406,25 m).

Potenciális aknahosszt meghaladó feltárt (vagy tényleges aknahossz) kifejlődésére akkor lehet számítani, ha az akna paragenetikusan fejlődik. Paragenetikus aknafejlődés, miután az aknák a karsztvízszint felett vannak, akkor történik, ha az akna rendszeresen kitöltődik (elárasztódik) vízzel (VERESS 2016). A paragenetikus hatás annál intenzívebb, ha az aknák vízzel való elöntése minél hosszabb idejű és minél gyakoribb.

A paragenezis felfele irányuló üregképződés (BRETZ 1942, RENAULT 1968), amelyet számos kutató vizsgált (FORD, EWERS 1978, LAURITZEN, LAURITSEN 1995, FORD 2000, FARRANT 2004, FORD, WILLIAMS 2007, SKOGLUND, LAURITZEN 2010, FARRANT, SIMMS 2011, FARRANT, SMART 2011). A folyamat során a már meglévő üreg felett, vagy üregben oldódás történik, mivel a felhalmozódó üledék a vizet felfelé nyomja (PASINI 2009, FARRANT 2004). A paragenezis végbemehet a freatikus zónában (RENAULT 1968, SLABE 1995, FORD, WILLIAMS 2007), az epifreatikus zónában (SLABE 1995) és a vadózus zónában (FARRANT 2004). Utóbbi esetben úgy is, hogy a feltöltött járat a karsztvízszint süllyedése miatt freatikus környezetből vadózusba kerül (Bočič et al. 2012). A paragenezis során kialakuló formák között említik a freatikus kanyonokat (FARRANT 2004, PASINI 2009), a mennyezeti csatornákat (BRETZ 1956, RENAULT 1968, PASINI 2009), az anasztomózisokat (BÖGLI 1978, FARRANT 2004), a féltubusokat (FARRANT 2004), a mennyezeti pendantokat (BRETZ 1956, RENAULT 1968, SLABE 1995), a színlöket (FARRANT 2004).

Az aknák időszakos vízzel kitöltöttségét jelzik a depressziók időszakos tavai (VERESS 1987, 2000), amikor azok olyan depressziókban alakulnak ki, amelyekben az akna bejárata nincs üledékkel elfedve. De a vízzel kitöltöttséget bizonyítják az akna falak üledék- és növény hulladék bevonatai is (VERESS 1982), mivel a nem, vagy nagyon lassan mozgó vízből a lebegtetett üledék és növény hulladék a különböző felületekre (és így az aknafalakra) tapad.

Az akna vízzel kitöltöttsége visszavezethető az akna sajátosságaira (az akna szűk, dőlése kicsi, alsóbb részei részben kitöltöttek), felszíni, valamint felszín alatti okokra. Felszíni kiváltó ok az intenzív csapadék esemény, a felszín megfelelő morfológiája (a depresszió völgytalpi helyzetű, vagy hozzá víz összegyűjtő és vízvezető forma, pl. völgy kapcsolódik, vagy viszonylag nagy a vízgyűjtője).

Felszín alatti ok a megemelkedő karsztvízszint, amely megközelítheti, elérheti az aknatalpat, sőt meghaladhatja a talp magasságát, részben kitöltve az aknát. Különösen az utóbbi esetben a felszínről befolyó víz nem, vagy csak kismértékben (oldalirányban) képes elvezetődni. Így a karsztvízszint elősegítheti, hogy a felszíni vizek kitöltsék az aknarészeket. A karsztvíz jelentős 100 m-t meghaladó megemelkedéséről már korábban szoltunk. A mérési helyen (Hárskút közelében) a karsztvízszint süllyedése igen lassú. Amíg az emelkedése fentebb említett helyen 1,87 m/nap volt, addig a süllyedése 0,28 m/napnak adódott (BÖCKER 1972). A lassú süllyedés az aknában a karsztvízzel kitöltöttséget tartósan fenntarthatja. Az akna karsztvízzel elöntése és annak időtartama számos tényezőtől függ. Az elöntés esélye akkor nagy, ha a karsztvízszint és az akna bejárat magasságkülönbsége kicsi (tehát a vadózus zóna vastagsága kicsi), a karsztvízszint emelkedésének mértéke nagy (ezt a közet üregesedtségének mértéke szabályozza), az aknatalpak mélyen lenyúlnak a vadózus zónába. (Ez utóbbi akkor következik be, ha az aknafejlődés már hosszú ideje végbemegy, továbbá ha intenzív.)

Kisebb üregesedtség kedvez a karsztvízszint nagyobb mértékű megemelkedésének. Ennek a hegyvidéken ott nagyobb az esélye, ahol a mészkő fekjét földolomit képezi.

Az aknák vízzel kitöltöttsége főképpen aknarendszerek kialakulásához járulhat hozzá. A hegyvidék aknáiban gyakoriak a vakaknák (VERESS 2016), amelyek az aknákból ágaznak ki. Változatos helyzetűek, hosszúságúak, egyenesek, vagy ívesek. Nem érik el a felszín, hanem a bezáró közetben végződnek el (4, 5, 6. ábrák). A vakaknák alulról felfelé fejlődését, tehát paragenetikus genetikáját bizonyítja, hogy a hordozó aknákhöz kapcsolódó, függőleges helyzetű, felfelé elkeskenyedő, felül zártan végződő formák.

Aknarendszerek kialakulása akkor lehetséges, ha az aknának paragenetikus vakaknái vannak, amelyek felfelé növekedve, elérve a felszín mellékaknává fejlődhetnek. A vízzel elárasztás szintje, és így a paragenetikus üregképződés szintje, ha azt részben (vagy teljesen) felszíni vízbefolyások okozzák, elérheti annak a karsztos depresszióknak a magasságát, ahonnan a vízbepótlás történik. Így a paragenetikus vakaknák megközelíthetik, vagy elérhetik a felszín, ha a vakaknák felett a felszín magassága kisebb, mint a vízbevezető depresszióknál (VERESS 2016). A paragenetikus vakaknák felfelé a felszín irányába növekedve mellékaknákká fejlődnek a mennyezetüknek szorított oldóképes víz hatására. Aknarendszer jön létre az egyszerű-, vagy összetett aknából. Gyakran tapasztalható, hogy a paragenetikus vakakna felett a felszínen nincs utánsüllyedéssel dolina (3. ábra, Bertalan-ág felett, 4A. ábra). Ekkor a felfelé fejlődő vakakna mellék-

aknává fejlődése során valószínűleg hozzájárulhat újabb dolina kialakulásához. Utóbbi létrejötte tovább növeli az aknarendszer vízzel kitöltöttségének mértékét és időtartamát.

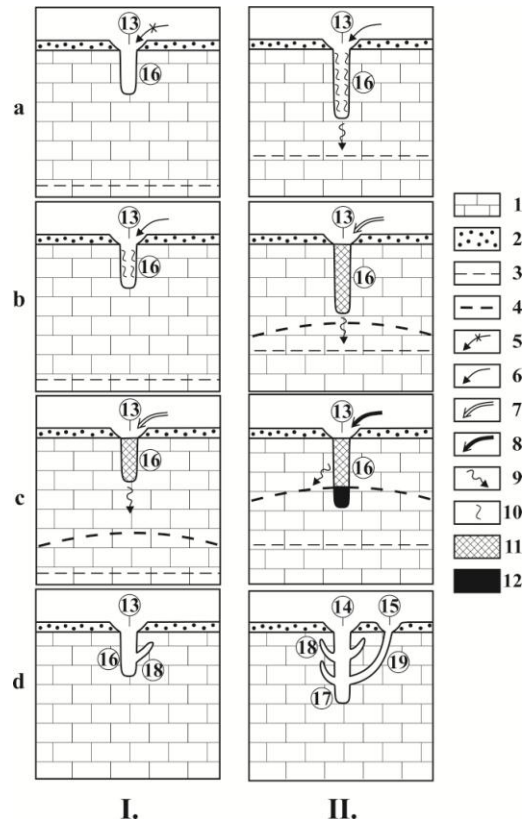
Alább elemezzük, hogy a hegyvidék különböző karszterületein az aknák vízzel kitöltődésének az esélyei miért eltérőek. Kisebb felszíni vízbefolyás esélyére utal, ha az utánsüllyedéses dolinához nem kapcsolódik vízvezető forma (völgy, vízmosás, eróziós árok). Utal a vízbefolyás mennyiségére az utánsüllyedéses dolinák vízgyűjtőjének a mérete is. Minél nagyobb valahol a dolinasűrűség, annál kisebb dolina vízgyűjtőre lehet ott számítani.

A Mester-Hajag és a Márvány-árok környékén egyetlen utánsüllyedéses dolinához sem kapcsolódik vízvezető forma. Ezzel szemben a Hárskúti medence mintegy 60 db utánsüllyedéses dolinájából 5 db-hoz igen és 4 db völgytalpi helyzetű. A Kab-hegyen az összes aknával rendelkező depresszióhoz vízvezető forma kapcsolódik. A Tési-fennsík K-i részén egy jól körülhatárolható területen mintegy 20 db depresszió van. Közülük 16 db van völgytalpon (többhöz eróziós meder is kapcsolódik), 1 db-hoz eróziós árok vezet és mindössze 4 db van sík felszínen, amelyekhez vízvezető forma sem kapcsolódik. Tehát a felszín morfológia szerint a Kab-hegyen, a Tési – fennsíkon és a Hárskúti- medence területén nagyobb a vízbefolyás esélye a karsztos depresszióba, mint a Mester-Hajagon, vagy a Márvány-árok környéki területen.

A Mester-Hajag egy $0,076 \text{ km}^2$ kiterjedésű területén a dolina sűrűség $1,12 \text{ db}/100 \text{ m}^2$, a Márvány-árok környéki egy $1,28 \text{ km}^2$ kiterjedésű területén $0,5 \text{ db}/100 \text{ m}^2$, míg a Hárskúti-medence egy $3,00 \text{ km}^2$ kiterjedésű területén $0,2 \text{ db}/100 \text{ m}^2$. Tehát a Hárskúti-medence területén nagyobb a vízbefolyás esélye a karsztos depressziókba, mint a másik kettő esetében.

A karsztvízzel elöntés esélye függ (egyéb, fentebb már említettek mellett) a vadózus zóna vastagságától is. Hasonló mélységű 4-4 db aknát kiválasztva, eltérő vastagságú vadózus zónánál megállapítható, hogy a Tési-fennsík esetében az átlagos fajlagos aknahossz $2,39$, míg az Eleven-Förtési dolinacsoport aknáinál $1,0$. Bár az Eleven-Förtési dolinacsoport aknáit függőleges helyzetűek, míg a Tési-fennsík 4 db aknája közül csak 1 db, amely már önmagában kicsi fajlagos hosszt eredményez. Eltérő mélységű aknákat kiválasztva, a Tési-fennsík 50 m -nél mélyebb aknáinál (6 db) az átlagos fajlagos aknahossz $5,32$, míg az Eleven-Förtési dolinacsoport aknáinál $1,0$. Előző területen az aknatalpak és a karsztvízszint átlagos magasságkülönbsége $124,9 \text{ m}$, utóbbinál $434,75 \text{ m}$ (VII. táblázat). A Tési-fennsík aknáinál azonban a fajlagos aknahosszak akkor is nagyobb, ha a hasonló térbeli helyzetű aknákat hasonlítjuk össze. A Tési-fennsík függőleges törések mentén kialakult aknáit tekintve (a 6 db-ból 4 db) az átlagos fajlagos hossz $2,37$ (a

nagyobb fajlagos a hosszt a réteglap mentén kialakult szakaszok okozzák), nagyobb, mint az Eleven-Förtési dolinacsoport aknáinak átlagos fajlagos hossza.



9. ábra: Az akna elárasztást befolyásoló tényezők és az elárasztások hatása az aknafejlődésre
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. fedő, 3. alacsony (nyugalmi) karsztvízszint, 4. magas karsztvízszint, 5. nincs vízbepótlás, 6. kis hozamú vízbepótlás, 7. közepes hozamú vízbepótlás, 8. nagy hozamú vízbepótlás, 9. vízelvezetés az aknából, 10. vízfilm az aknafalon, 11. vízkötés az aknában, felszínről származó vízből, 12. vízkötés karsztvízből, 13. utánsüllyedékes dolina, 14. utánsüllyedékes fődolina, 15. utánsüllyedékes mellékdolina, 16. akna, 17. főakna, 18. paragenetikus vakakna, 19. mellékakna, I. a felszín morfológiája nem kedvez a jelentős vízbepótlásnak az aknába, az aknától és a karsztvízszint magasságkülönbsége nagy II. a felszín morfológiája kedvez a jelentős vízbepótlásnak, az aknától és a karsztvízszint magasságkülönbsége kicsi, a. kevés csapadék van, nincs vízbefolyás (Ia.) vagy az kis vízhozamú (IIa.), b. több csapadék van a vízbefolyás kevés (Ib.), vagy közepes (IIb), c. sok csapadék van hosszú időn keresztül a vízbefolyás közepes (Ic), vagy nagy (IIc), d. aknamintázatok

Fig. 9: Factors influencing shaft flood and the effect of floods on shaft development
 Legend: 1. limestone, 2. cover, 3. low (standstill) karst water level, 4. high karst water level, 5. no water input, 6. water input of low yield, 7. water input of medium yield, 8. water input of high yield, 9. seepage from the shaft, 10. water film on the shaft wall, 11. water fill in the shaft, originating from surface water, 12. water fill originating from karst water, 13. subsidence doline, 14. subsidence main doline, 15. subsidence tributary doline, 16. shaft, 17. main shaft, 18. paragenetic blind shaft, 19. tributary shaft, I. the morphology of the surface does not favour significant water input into the shaft, the elevation difference of the shaft floor and the karst water level is great II. the morphology of the surface favours significant water input, the elevation difference of the shaft floor and the karst water level is small, a. there is little precipitation and no water inflow (Ia.) or it is of low yield (IIa.), b. there is more precipitation, water inflow is little (Ib.), or medium (IIb), c. there is a lot of precipitation for a long period, water inflow is medium (Ic), or large (IIc), d. shaft patterns

Nagyon kicsi vadózus zóna vastagságok vannak, tehát a karsztvizes előntés esélye nagyobb a középső kréta mészkőrögökön (Mester-Hajag). Viszonylag kicsi vadózus zóna vastagságok fordulnak elő a Kab-hegyen, a Tési-fennsíkon és a Hárskúti-medencében. Nagy vadózus zóna vastagságok (ill. tág határok között változik a vastagságuk) vannak, vagyis a karsztvizes előntés esélye kisebb a Som-hegy és Száraz-Gerence közötti, a Márvány-árok környéki karsztos területen, az Eleven-Förtési dolinacsoportnál, valamint a Keszthelyi-hegységben.

Ugyancsak nagy az előntés esélye ott, ahol az aknák mélysége nagy. Nagy átlagos aknamélység jellemzi a Tési-fennsík, a Kab-hegy, valamint a Keszthelyi-hegység aknáit (Utóbbi területen azonban a vadózus zóna vastagsága viszonylag nagy és ez nem kedvez a karsztvizes előntésnek).

A fentiek figyelembevételével a hegyvidék aknafejlődési típusai az alábbiak (9. ábra):

- Felszíni előntéses aknafejlődési típus: az aknák mélyülése kis intenzitású és/vagy az akna kialakulás fiatal, ezért az aknák mélysége kicsi. Különösen akkor, ha a vadózus zóna vastagsága viszonylag nagy és a karsztvízszint ingadozásának a mértéke kicsi az aknákat nem vagy ritkán, de ez esetben is kismértékben önti el a karsztvíz. Ezért az aknák vízzel kitöltöttsége kevésbé következik be (ritka és rövid idejű). Az aknák nem fejlődnek aknarendszerekké, szétágazó, vagy emeletes aknákká. Ilyen aknafejlődés jellemzi a Márvány-árok környéke, az Eleven Förtési dolinacsoport, a Som-hegy és a Száraz-Gerence közti terület rejtett karsztjainak aknáit. A feltárt, vagy tényleges aknahosszak a potenciális aknahosszak által meghatározottak és azoknál kisebbek. Még kisebb felszíni bepótlás az egyszerű- és összetett aknák fejlődésének sem kedvez. De a vadózus zóna nagyon kicsi (néhányszor 10 m-es) vastagsága sem. Kis mélységű, néhány m-es aknák fejlődhetnek ki (vagy egyáltalán nincsenek aknák) a középső kréta mészkőrögökön. Ennek oka, hogy az utánsüllyedéssel nem kapnak elegendő vizet (vízgyűjtőjük nagyon kicsi, nincsenek hozzájuk kapcsolódó vízmosások), de az is, hogy a fedő lepusztulása miatt (mivel a rög kiemelt helyzetű, kis területű és völgyekkel határolt) vízgyűjtőjüket gyorsan elveszítik. Valószínűleg az akna fejlődést az is gátolja, hogy a karsztvízemeletek vize megközelíti a felszínt csapadékos időben, ami gátolja a felszíni vízbevezetést a karsztba. A karsztvízszint ilyen mértékű megemelkedésére utal, hogy a Mester-Hajag egyik exhumált mészkő kúpjának a felszínéhez közel, egy vízszintes helyzetű (tehát freatikus) járat van.

VII. táblázat
Table VII

Aknatalpak és karsztvízszint magasságkülönbségei a hegyvidék két karszterületén
Elevation differences between shaft floors and karst water level in two karst areas of the mountains

Akna neve	akna mélysége (m)	aknatalp és karsztvízszint magasságkülönbsége (m)	feltárt fajlagos hossz	aknatípusa	helyzete (α)
Eleven-Förtési dolinacsoport 1 jelű depressziójának aknája ¹	5,0(675,0)	440,0	1,0	egyszerű	90 ^{o3}
Eleven-Förtési dolinacsoport 2 jelű depressziójának aknája ¹	13,0(675,0)	432,0	1,0	egyszerű	90 ^{o3}
Eleven-Förtési dolinacsoport 7 jelű depressziójának aknája ¹	19,0(675,0)	426,0	1,0	egyszerű	90 ^{o3}
Dózeros depresszió aknája ¹	4,0(675,0)	441,0	1,0	egyszerű	90 ^{o3}
átlag	10,25(675,0)	434,75	1,0	---	---
Alba Regia barlang ²	200,2(453,0)	52,8	17,98	emeletes	20°-30° között ⁴
Csengő-akna ²	133,9(480,0)	146,1	1,72	összetett	90 ^{o3}
Csipkés-akna ²	72,5(413,0)	140,5	2,48	összetett	90 ^{o3}
Háromkürtő-akna ²	105,0(442,0)	137,0	3,43	aknarendszer	90 ^{o3} (mind a fő- mind a mellék akna)
Jubileumi-akna ²	121,0(410,0)	89,0	1,84	összetett	90 ^{o3}
Tábla-völgyi-akna ²	78,0(462,0)	184,0	4,49	szétágazó	30°-50° ⁴ közötti, 70 ^{o3}
átlag	118,43(433,3)	124,9	5,32	---	---

Megjegyzés:

- A Tési-fennsík aknái közül az 50 m-nél mélyebb aknák kerültek be a feldolgozásba,
- karsztvízszint magassága a VI. táblázatban látható
- A zárójelben szerepel az aknabéjárat tengerszint feletti magassága
- ¹Eleven-Förtési dolinacsoport aknája,
- ²Tési-fennsík aknája,
- ³akna törésmenti része,
- ⁴akna réteglap menti része,
- α : akna vízszintessel bezárt szöge
- az aknák méretbeli adatait a www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm-ből nyertük

Notice:

- The shafts deeper than 50 m on Tési Plateau were taken into consideration
- the elevation of karst water level can be seen in Table VI
- The numbers in brackets refer to the altitude of the shaft entrance
- ¹the shaft of the Eleven-Förtés doline group
- ²the shaft of Tési Plateau,
- ³shaft section along fracture,
- ⁴shaft section along bedding plane,
- α : shaft angle to the horizontal
- we got the data of shafts from www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm

- Karsztvíz- és felszíni elöntéses aknafejlődési típus: az aknamélyülés intenzív, vagy hosszabb ideje tart, az egyszerű- és az összetett aknák mélyebbek.

Viszonylag kisebb vastagságú a vadózus zóna és/vagy nagyobb mértékű a karsztvízszint ingadozás. A fentiek miatt az aknákat nagyobb eséllyel, gyakrabban és tartósabban önti el a karsztvíz, továbbá azokat gyakrabban és több felszíni vizet kapnak. Nő az előtér hossza és így az aknafejlődés hatékonysága, amikor a felszínről származó vízkitöltés karsztvíz elárasztással párosul. Az egyszerű- és összetett aknák nagyobb eséllyel fejlődnek aknarendszerré, emeletes- és szétágazó aknákká. A feltárt- vagy tényleges aknahosszak a potenciális aknahosszak által kevésbé meghatározottak. Ilyen aknafejlődés jellemzi a Tési-fennsík és a Kab-hegy aknáit, vagy azok egy részét. Különösen a Tési-fennsíkon kedvezőek a feltételek hosszú aknák és változatos aknamintázatok létrejöttének. A kedvező feltételek közt említhető a fennsík viszonylag nagy laterális kiterjedése, a lefolyástalansága és a hegység többi részéhez képest viszonylag hosszú idejű karsztosodása, a bőséges felszíni vízbefolyások (erre utalnak, hogy sok depresszióhoz vízmosások vezetnek, ill. mások völgytalpi helyzetűek). A Kab-hegyen az ilyen típusú aknafejlődésnek kedvezett a vadózus zóna kicsi vastagsága, valamint a kedvező morfológiai sajátosságok. Ugyanis a bazalttakaró vizei vakvölgyeken keresztül a karsztperemi víznyelőkbe jutnak (VERESS, UNGER 2015, MÓGA, NÉMETH 2005).

- Tektonikus aknafejlődési típus: az aknamélyülés csak részben függ a felszíni víz beáramlástól, az aknák részben, vagy teljes mértékben tektonikus (egyreszeik karsztvízszint alattiak) eredetűek. Mivel az aknák kismennyiségű felszíni vizet kaptak még a tektonikus eredetre utaló formaelemek is megmaradhatnak. A tektonikus eredet és a freatikus járatok kedveznek a nagy fajlagos aknahosszak létrejöttének. Azonban a vadózus zóna vastag (a karsztvízszint mélyen van), ezért mély aknák alakulhatnak ki. Emiatt a feltárt aknahosszak nagyok, meghaladják a potenciális aknahosszakokat. Ilyen aknák jellemzik a Keszthelyi-hegységet.

Következtetések

Az aknák potenciális hossza függ a vadózus zóna vastagságától, a kialakuló aknák, ill. aknarészek térbeli helyzetétől, a kialakuló aknarészek egymáshoz képesti hosszától, de nem függ az összetetté fejlődőknél a lépcsőzottság mértékétől. A vadózus zóna adott vastagságánál a preformáló földtani szerkezet gyakorisága és térbeli helyzete van hatással a potenciális hossza.

A feltárt aknahossz elérheti, sőt meghaladhatja a potenciális hosszt az aknarendszereknél, a szétágazó aknáknál és az emeletes aknáknál. Tehát a feltárt aknahossz függ az akna mintázatától. A tényleges aknahosszra (és így a feltártra is) a fentebb említettek mellett hatással van a karsztvízszint

ingadozásának a mértéke (amely függ a kőzet üregesedettségtől), az aknatalp és a karsztvízszint magasságkülönbségtől, a felszíni vízbepótlás mértékétől és időtartamától.

A Bakonyvidéken a karszterületek feltárt aknáinak gyakorisága, átlagos mélysége, feltárt átlagos fajlagos hossza eltér. Előfordulnak nagy aknagyakoriságú, nagy átlagos mélységű, nagy átlagos fajlagos hosszúságú aknákkal rendelkező, viszonylag kicsi vadózus zónájú karszterületek és olyanok, ahol az átlagos aknamélység, az átlagos fajlagos hossz kicsi, a vadózus zóna vastagsága viszonylag nagy. Az előző csoport aknáinak fejlődésében (vagy egy részükben) az elárasztások nagyobb szerepet játszanak, mint az utóbbiakéban. Az elárasztások gyakorisága, időtartama ott nagyobb (Kab-hegy, Tési-fennsík), ahol a felszíni vízbepótlások jelentősebbek, az aknatalpak és a karsztvízszint magasságkülönbsége viszonylag kicsi, a karsztvízszint ingadozások jelentősek. Az aknafejlődést így sok tényező befolyásolja. Ezért az aknák fejlődése egyedi és még egy karszterületen belül is az aknák méretének, mintázatának és fajlagos hosszának a változatlansága nagy.

A Bakonyvidék karszterületeinek aknái különböző fejlődési típusokba tartoznak (felszíni elöntéses fejlődési-, karsztvizes-felszíni elöntéses fejlődési- és a tektonikus fejlődési típus). Egy karszterület aknáinak genetikai típusa a hordozó rög tulajdonságaitól függ. Így a rögben a karsztvízszint magasságától és a rög felszínének a morfológiájától.

Bár a Bakonyvidék akna mélységei és aknahosszai felszínének karsztosodásához képest számottevő, a potenciális – és a feltárt aknahosszak más, főleg magashegységi karszterületekhez (Alpok, Dinári-hegység, Pireneusok, Kaukázus, stb.) viszonyítva azonban nem jelentősek. Ebben szerepe van a vadózus zóna viszonylag kicsi vastagságának és a hegyvidék erőteljes tektonikai feldaraboltságának (kicsi a rögök mérete).

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 (Velebit Mt., Croatia). *Zeitschrift für Geomorphologie* Vol. 56(4) pp. 409–433.

BÖGLI A. (1978): Die wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen – Karst processes and relevant landforms. International Speleological Union, Commission on Karst denudation. Department of Geography, Philosophical Faculty, University of Ljubljana, Ljubljana, pp. 141–149

BÖCKER T. (1972): A karsztvizek mozgásviszonyai természetes körülmé-

- nyek között. In: Szádeczky-Kardoss E. (szerk.), II. Anyag- és energiaáramlási anket, Akadémia Kiadó, Budapest, pp. 107-121.
- BÖCKER T., LIEBE P., LORBERER A., MAUCHA L., MIKE K., RÁDAI Ö., SZÉKELY F.* (1983): A Dunántúli középhegység karsztvízszint térképe – Vízgazdálkodási Tudományos Központ, Budapest
- BRETZ J.H.* (1942): Vadose and Phreatic features of limestone caverns – *Journal of Geology*, 50(6): pp. 675-811.
- BRETZ J.H.* (1956): Caves of Missouri – *Geological Survey and Water Resources*, 2(39): Rolla, Missouri, 491 p.
- CSEPREGI A.* (2007): A karsztvíz kiemelés hatása a Dunántúli-középhegység vízháztartására – In: Alföldi A.-Kapolyi L. (szerk.): Bányászati karsztvízszint süllyesztés a Dunántúli-középhegységben, MTA, Földrajztudományi Kutatóintézete pp. 77-112.
- ESZTERHÁS I.* (1983): Az Alba Regia barlang a Bakony legnagyobb ismert barlangja – *A Bakonyi Természettudományi Múzeum Közleményei* 2. pp. 7-28.
- FARRANT A.* (2004): Paragenesis – In: Gunn J. (szerk.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York – London: pp. 569 - 571.
- FARRANT A.R., SIMMS M.J.* (2011): Ogof Draenen: speleogenesis of a hydrological see – saw from the karst of South Wales – *Cave and Karst Science* 38, (1) pp. 31-52.
- FARRANT, A.R., SMART, P.L.* (2011): Role of sediment in speleogenesis: sedimentation and paragenesis – *Geomorphology* 134. pp. 79-93.
- FORD D.C.* (1984): Karst groundwater activity and landform genesis in modern permafrost regions of Canada – In: LaFleur RG (szerk.): *Groundwater as a Geomorphic Agent*, Allen&Unwin, London, pp. 340-350.
- FORD D.C.* (2000): Speleogenesis Under Unconfined Setting – In : Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N. & Dreybrodt W. (szerk.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama pp. 319-324.
- FORD D. C., EWERS R.O.* (1978) The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth – *International Journal of Speleology*,10(3-4) pp. 213-244.
- FORD D.C., WILLIAMS P.W.* (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology* – John Wiley & Sons, Chichester, 561 p.
- KÁLMÁN GY., PETHŐ J.* (1950): Úrkút és Ajka környékének részletes karsztvíz térképe – *Hidrológiai Közlöny*, XXX (1-2) pp. 175-178.
- KÁRPÁT J.* (1981): Újabb feltárások a Bakonyban – *Karszt és Barlang* I-II. pp. 56-57.

- KÁRPÁT J.* (1982): Alba Regia barlang – Magyarország barlangtérképei 22, Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Budapest
- LAURITZEN S.-E., LAURITZEN A.* (1995) Differential diagnosis of paragenetic and vadose canyons – *Cave and Karst Science*, 21(2) pp. 55–59.
- LÁNG S.* (1962): A Bakony geomorfológiai vázlata – *Karszt és Barlangkutató Tájékoztató* 7. pp. 86-91.
- MÓGA J., NÉMETH R.* (2005): The morphological research of the basalt and loess covered plateaus in the Bakony Mts. (Transdanubian middle mts.-Hungary) – *Acta carsologica* 34(2) pp. 397-414.
- PAPP F.* (1941): Dunántúl karsztvizei és a feltárás lehetőségei Budapesten – *Hidrológiai Közlöny* 21 (7-12) pp. 146-196.
- PASINI G.* (2009): Terminology matter: paragenesis, antigravitátive erosion or antigravitational erosion? – *International Journal of Speleology* 38(2) pp. 129-138.
- RENAULT Ph.* (1968): Contribution à l'étude des action mécanique et sédimentologiques dans la spéléogénèse – *Annales de spéléologie* 23(3) pp. 529-596.
- SÁRVÁRY I.* (1970): A zombolygenetika kérdéseiről – *Karszt és Barlang* I. pp. 5-12.
- SLABE T.* (1995): Cave Rocky Relief – *Znanstvenaraziskovalni Center Sazu, Ljubljana*. 128
- SKOGLUND, R.O., LAURITZEN, S.E.* (2010): Morphology and speleogenesis of Okshola, Fauske, northern Norway: example of a multi-stage network cave in a glacial landscape – *Norwegian Journal of Geology*, 90. pp. 123-139.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.* (1941): A Dunántúli középhegység karsztvizeinek néhány problémájáról – *Hidrológiai Közlöny* 21 (7-12) pp. 67-92.
- SZÁDECZKY-KARRDOS E.* (1948): A Dunántúli-középhegység karsztvíz térképe – *Hidrológiai Közlöny* 28 (1-4) pp. 2-3.
- SZILAJ R.* (2014): Kessler Hubert-barlang – In: Sliz Gy (szerk.): *Felfedezések a föld alatt. Magyarország új barlangjai 2003-2013*, Szent Özséb Barlangkutató Egyesület, Budapest pp. 16-19.
- VERESS M.* (1982): Adatok a Hárskúti-fennsík morfogenetikájához – *Karszt Barlang* I pp. 71–82.
- VERESS M.* (1987): Karsztos mélyedések működése bakonyi fedett karszton – *Földrajzi Értesítő* 36(1–2) pp. 91–114.
- VERESS M.* (2000): Covered karst evolution Northern Bakony mountains, W-Hungary – *A Bakony Természettud. Kut. Eredményei*, 23, Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, 167 p.
- VERESS M.* (2016): *Covered Karst* – Springer, Berlin, Heidelberg, New

York 536 p. DOI 10.1007/978-94-017-7518-2

VERESS M., HORVÁTH E.T., ZENTAI Z. (1996): Egy magashegységi karszterület vertikális karsztformáinak vizsgálata (Totes Gebirge, Ausztria) – A BDTF Tud. Közl. X. Természettudományok 5. pp. 141-157.

VERESS M., PUSKÁS J. (2007): Adalékok az Eleven-Förtési töbör csoport (Bakony-hegység) karsztosodásához – Karsztfejlődés XII pp. 171-192.

VERESS M., UNGER Z. (2015): Kab Mountain: Karst Under a Basalt Cap – In: Lóczy D (szerk.): Landscapes and Landforms of Hungary – Springer, Heidelberg, New York, Dordrent, London, pp. 55-62.

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

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.

www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4tinfo/mol/bakony/tes.htm

**A MESTER-HAJAG FEDETT KARSZTOS FORMÁINAK
MORFOMETRIAI VIZSGÁLATA**

**MORPHOMETRIC ANALYSIS OF THE COVERED KARST OF
MESTER-HAJAG BLOCK**

VETÉSI-FOITH SZILÁRD

PTE-TTK Földtudományok Doktori Iskola, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6.
szilard.vetesi@gmail.com

Abstract: In this study we have done karstmorphometric analyses on a covered karst field vigorously divided by limestone cones on the Mester-Hajag block (Bakony Mountain). Several parameters of the subsidence dolines of this area were examined. We distinguished five observation sites, these are the followings: subsidence dolines by a less- and strongly exhumed limestone cone rows (I-II.), subsidence dolines between scattered cones (III.), subsidence dolines in a cone-less area (IV.), and subsidence dolines in a valley (V.). We analysed the maximum- and minimal diameter, depth, elongation, and the shape of the dolines. To study the previous parameters, bins were performed. Our goal was to find out whether there are any relation between the doline bearing areas and the morphology of the subsidence dolines. The data suggests that the morphological environment determines the development of the subsidence dolines. Especially the size of the limestone cones (or the lack of them), the fractures and the slope of the area has the biggest influencing role in the morphology and development of subsidence dolines.

Keywords: Bakony Mountains, covered karst, subsidence doline, morphometric analysis, orientation

Bevezetés

A tanulmányban a Mester-Hajag (Bakony-hegység) utánsüllyedékes dolinával foglalkozunk. E tanulmány célja annak bemutatása, hogy a Mester-Hajagon a hordozó felszín morfológiája hogyan hat a felszíni karsztos formák tulajdonságaira és fejlődésére.

A Bakony-hegység (magassága 150-700 m) a tágabb értelemben vett Bakonyvidék része. A Bakony-hegység két kistáj csoportra (Északi-Bakony, Déli-Bakony) különül. A hegység jelenlegi helyére a miocénben került a Dunántúli-középhegység tagjaként (Alpaca nagyszerkezeti egység) (STEGENA *et al.* 1975, CSONTOS, VÖRÖS 2004). E nagyszerkezeti egység az Ausztro-Alpi takarórendszer legfelső nem metamorf tagja (BUDAI, KONRÁD 2011). Fő felépítő kőzete a triász földolomit (Földolomit Formáció), amelynek vastagsága a Dunántúli-középhegységben helyenként az 1500 m-t is meghaladhatja (HAAS 1993). A földolomitra helyenként többnyire kis vastagságban triász dachsteini (Dachsteini Mészke Formáció),

jura, kréta és eocén mészkő települ. Ezek vastagsága a néhányszor 10 m-től néhány száz m-ig terjedhet. A hegység fő sajátossága szerkezetének aszimmetrikus kifejlődése. ÉNy-on és DK-en idős triász karbonátos kőzetek jellemzők, de ÉNy-on a triásznál idősebb kőzetek a mélybe süllyedtek. A hegység középső részén jura-korú nyílt tengeri, valamint kréta és eocén korú sekélytengeri környezetben kialakult karbonátos kőzetek települnek a lokális mélyedést formáló triász aljzatra (LÁNG 1962, BUDAI, KONRÁD 2011).

A Bakony-hegység krétavégi trópusi karsztos tönkfelszíne tektonikusan, már az eocénben feldarabolódott (SZABÓ 1956, 1968; BULLA 1968). Emiatt az oligocénvégi-miocén eleji deltakavics elborítás (Csatka-i Kavics Formáció) már egy tagolt felszínre érkezett (KORPÁS 1981). E kavicsstakarónak ma már csak foltjai vannak meg, de a hegység egyes részeiről (pl. Tési-fennsík) már teljesen lepusztult. Nem karsztos fedő még a hegységben a pannon agyag és az egész hegységre jellemzően nagy kiterjedésben előforduló lösz.

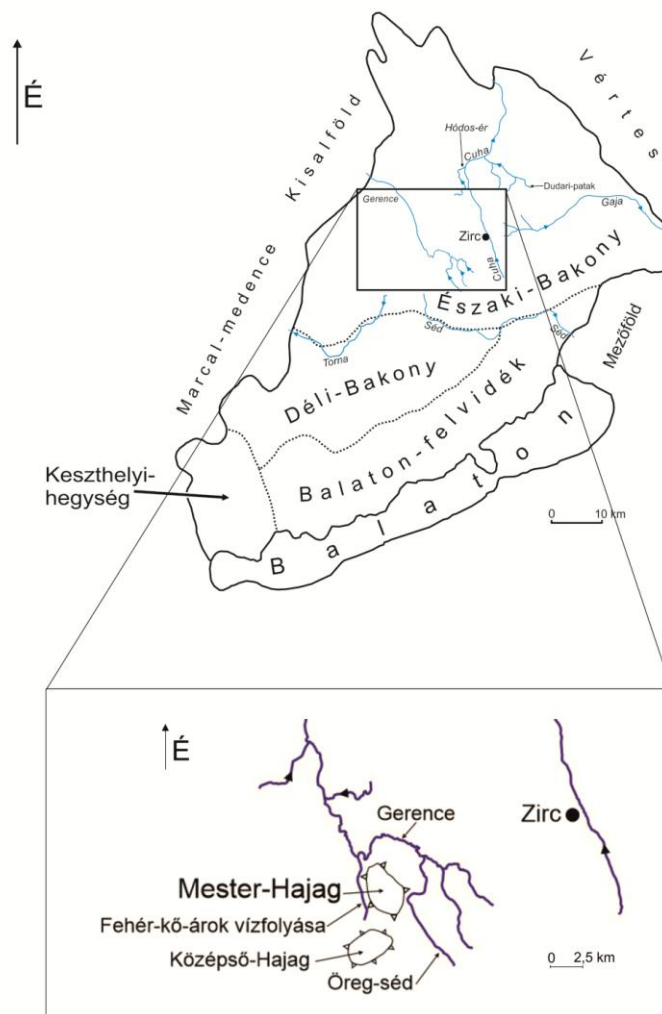
A Bakony-hegység karsztja a hazai karszterületek között az egyik legkutatottabbnak számít. A XX. század harmadik felétől egészen napjainkig jelentek meg különböző tanulmányok, melyek a hegység barlangjait (BERTALAN 1938, 1955, 1958; ESZTERHÁS 1981, 1983), ehhez kapcsolódóan a hegység karsztvizét (PAPP 1942; SZÁDECZKY, KARDOSS 1941, 1948; BÖCKER 1972, CSEPREGI 2007, CSEPREGI *et al.* 2014) vizsgálta. A hegység karsztosodásának általános kérdéseit LÁNG (1948, 1958, 1962), LEÉL-ÓSSY (1960), JAKUCS (1977), HEVESI (1991a, 1991b), VERESS (2000, 2016) vizsgálta. A hegység paleokarsztjával VADÁSZ (1946), SZABÓ (1956, 1966), PATAKI (1983), a felszíni fedett karsztos formakincsével GERGELY (1938), RÉVÉSZ (1947), LÁNG (1948, 1958, 1962), VERESS (1982, 2000) és HEVESI (1991a, 1991b) foglalkozott.

A hegység különböző magasságú és fejlődéstörténetű rögökre különül. A magasabb helyzetű rögök – ezek egyike az általunk vizsgált Mester-Hajag is – hegyeket, az alacsonyabb helyzetűek medencéket és árkokat alkotnak. A nem karsztos fedő főleg az utóbbiakban van jelen, de foltokban az előzőekben is előfordul. Ott, ahol a fedő vízáteresztő, fejlődtek ki a hegység fedett karsztjai. A Mester-Hajag területe is – miután kisebb-nagyobb foltjai vannak a vízáteresztő fedőnek – részben fedett karszt.

A hegység karsztvize főkarsztvízre és karsztvíz emeletekre különül. A főkarsztvíz amelyet főleg a földolomit tároz, a hegység peremén 117-220 m magasságok közötti (PAPP 1942, SZÁDECZKY, KARDOSS 1941, 1948), míg a hegység belsejében 290 m magasságú (BÖCKER *et al.* 1983). A karsztvíz emeletek a kréta és eocén felépítésű felépítésű rögökben fejlődtek ki a vízzáró betelepülések felett. Karsztvíz emelete van a Mester-Hajagnak is. A

rög peremi források magasságának figyelembevételével annak szintje mintegy 480 m magasságú.

Kutatási területünk a Mester-Hajag az Északi- vagy más néven Öreg-Bakonyban található. Északról a Sötét-árok, keletről az Öreg-Séd völgye, nyugatról a Fehér-kő-árok, délről a Szekrényes-kő-árok határolja (1. ábra). A Mester-Hajag átlagos tengerszintfeletti magassága mintegy 500 m. A Mester-Hajag kiterjedése hozzávetőlegesen 1 km². E kis kiterjedés és a völgyek általi körülzártsága miatt a fedő lepusztulása nagymértékű volt. Felszíne ÉNy-i irányban kb. 9°-os dőléssel rendelkezik.



1. ábra: A Mester-Hajag elhelyezkedése a Bakony-hegységben
Fig. 1.: Mester-Hajag Mountain's position in the Bakony Mountain

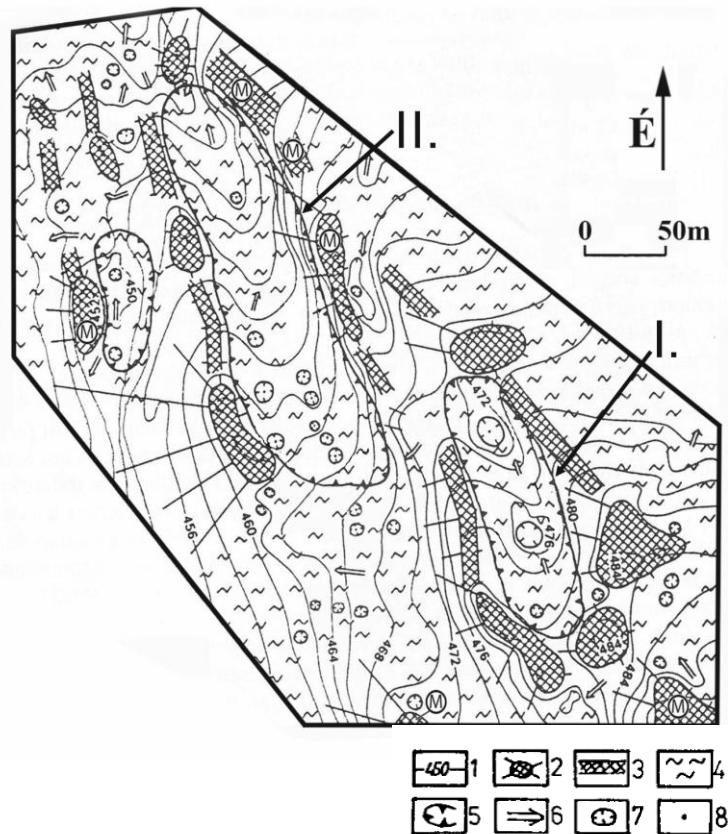
Fő felépítő kőzetei középső kréta mészkövek (Zirci Mészkő Formáció), melyek fentről lefelé haladva az alábbiak: orbitolinás mészkő, requieniás mészkő, valamint munériás agyag. Felszínét fedetlen, eltérő mértékben exhumált mészkő magaslatok tagolják, amelyek között fedőüledékes felszínek találhatók. A Mester-Hajag É-i részén a magaslatok ÉNy-DK irányban megnyúltak és a fenti irányba sorokat képeznek. D-i részén a magaslatok kevésbé megnyúltak és nem képeznek sorokat. A magaslatok kitakaródását a fedő elszállítódása tette lehetővé. A magaslatok között azonban a fedő részben megmaradt. A fedőüledékes felszínek alakját a kúpcsoportok mintázata szabja meg. Ennek megfelelően a fedőüledékes felszínek É-on ÉNy-DK irányban megnyúltak, D-en inkább szabálytalan alaprajzúak (2. ábra). E felszínek hordozzák a Mester-Hajag utánsüllyedéses dolináit.

Eszközök és módszer

A Mester-Hajag utánsüllyedéses dolináit hasonlítjuk össze morfológiai elemzéssel. A dolinák méreteit, megnyújtottságát, mélysége és átmérője közötti kapcsolatot *WILLIAMS* (1971, 1972a, 1972b), felszíni kiterjedésük és mélységük kapcsolatát *JENNINGS* (1975) vizsgálta. A legközelebbi szomszéd index paraméterét, mely a dolinák térbeli eloszlását, azok „random” jellegét, azaz véletlenszerűségüket tükrözi, *CLARK* és *EVANS* (1954) tanulmányozta. A felszíni karsztos depressziók matematikai függvényekkel történő leírását *VERESS, PÉNTEK* (1987, 1988, 1989) és *PÉNTEK et al.* (2000) adta meg.

A morfológiai elemzéshez rendelkezésre álló 1:500 méretarányú domborzatrajzi (*VERESS* 1982) és morfológiai (*VERESS* 2016) térképek adatainak felhasználásával történt. A rög utánsüllyedéses dolináinak hordozó térszíneit a fenti térképtípusok figyelembevételével az alábbi morfológiai környezet típusokba soroltuk:

- Kevésbé exhumálódott kúpokból álló kúpsor környezetében lévő fedett karszt (I.)
- Exhumálódott kúpokból álló kúpsor környezetében lévő fedett karszt (II.)
- Szabálytalan elrendezésű kúpok környezetében lévő fedett karszt (III.)
- Kúpmentes területen lévő fedett karszt (IV.)
- Völgytalpi fedett karszt (V.)



2. ábra: A Mester-Hajag északi részének morfológiai térképe
 Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. félig exhumált kúp, 3. exhumáló kúp, 4. exhumálódásos maradványtérzsin, 5. áldepresszió, 6. anyagátalmozódás, 7. karsztos mélyedés, 8. vízelvezető járat karsztos mélyedésben (Veress 2000 nyomán)

Fig.2.: Morphological map of the eastern side of Mester-Hajag
 Legend: 1. contour line, 2. half exhumed limestone cone, 3. exhuming cone, 4. exhumed remnant relief, 5. pseudo depression, 6. material redeposition, 7. karstic depression, 8. drainage channel in a karstic depression (after Veress 2000)

Az e területeken lévő utánsüllyedékes dolinák és a kiemelkedések paramétereinek vizsgálatához az alábbi módszereket alkalmaztuk.

- Adatgyűjtés a morфомetriai elemzéshez

- A dolinák adatainak felmérését a már fentebb említett 1:500 méretarányú domborzatrajzi térképekről nyertük. Az öt mintaterületen összesen 55 db. utánsüllyedékes dolina adatainak leolvasására került sor. A dolinák az alábbi paramétereit mértük a térképekről:

- a hosszabbik tengely mérete és annak az északi iránnyal bezárt szöge,
- a rövidebbik tengely mérete,
- a dolina mélysége.

- A fenti paraméterek felhasználásával az utánsüllyedékes dolinák az alábbi morfometriai jellemzőit számítottuk Williams (1971, 1972a, 1972b) munkáinak felhasználásával:

- megnyújtottsági arány (D), mely a dolina leghosszabb és legrövidebb átmérőjének hányadosa
- Alak (O), mely a dolina leghosszabb átmérőjének és mélységének hányadosa

- A különböző területeken elhelyezkedő dolinák jellemzésére e két paraméternek az osztályközeit hoztuk létre, melyek az alábbiak:

Megnyúltság (D) szerint a dolina lehet:

- kevésbé megnyúlt, ha $1,0 < \mathbf{D} < 1,5$
- közepesen megnyúlt, ha $1,5 < \mathbf{D} < 2,0$ –
- erősen megnyúlt, ha $\mathbf{D} > 2,0$.

Mivel a dolina alakját megadó érték a dolina oldallejtőinek meredekségével áll kapcsolatban, ezért alak (O) érték szerint a dolina lehet:

- nagyon meredek, ha $0 < \mathbf{O} < 5$
- meredek, ha $5 < \mathbf{O} < 10$
- közepes meredekségű, ha $10 < \mathbf{O} < 15$
- lankás, ha $15 < \mathbf{O} < 20$
- nagyon lankás, ha $\mathbf{O} > 20$

Minden mintaterületen vizsgáltuk továbbá a kis- és nagyméretű dolinák egymáshoz viszonyított arányát, amit K-val jelöltünk és úgy kaptunk, hogy a kisméretű dolinák darabszámát elosztottuk a nagyméretű dolinák darabszámával. Így, ha „K” értéke 1-nél kisebb, akkor a nagyméretű dolinák vannak többségben, ha értéke 1, akkor számuk ugyanakkora, ha 1-nél nagyobb, akkor a kisméretű dolinákból van több. Kisméretűnek tekintettük azokat a dolinákat, amelyek mélysége fél méternél kisebb, nagyméretűek, amelyek ennél mélyebbek.

- Iránygyakorisági vizsgálat: ábrázoltuk a típusterületek megnyúlt utánsüllyedékes dolináinak és megnyúlt magaslatainak a hosszabbik tengelyeik felhasználásával az iránygyakoriságát. Az így kapott ábrákon az elemzés céljából feltüntettük a hordozó területek lejtésirányát és törésirányait (FUTÓ 1984)

Eredmények

Az öt típusterületen található utánsüllyedékes dolinák morfometriai adatait az I. táblázatban foglaltuk össze.

I. táblázat

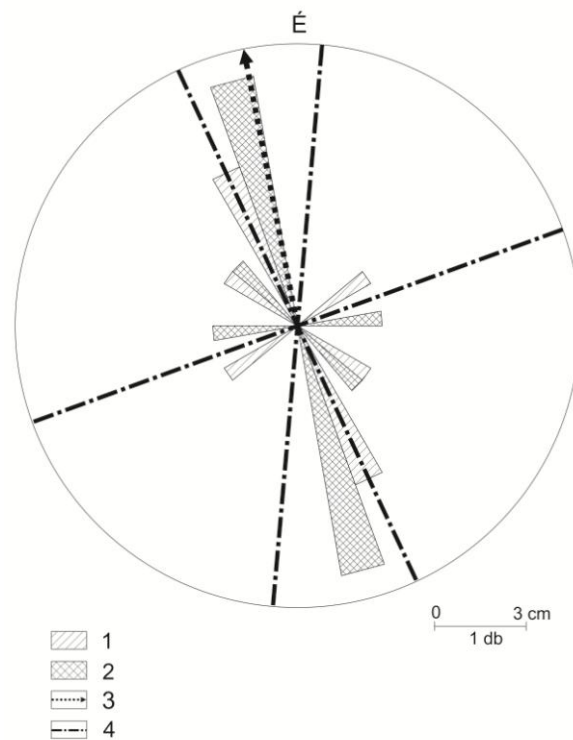
Table I.

A típusterületek utánsüllyedéses dolináinak morfológiai paramétereit
Morphometric parameters of the subsidence dolines on the observation sites

A típusterületek jele	n	d1 (m) átlaga	d2 (m) átlaga	m (m) átlaga	D átlaga	O átlaga	K
I.	4	27,3	13,1	2,2	1,9	12,5	0
II.	16	7,3	5,2	0,8	1,4	14,5	1
III.	14	8,8	5,4	0,9	1,7	11,6	0,3
IV.	7	10,1	4,8	0,7	1,8	22,2	1,3
V.	14	6,8	2,9	0,6	2,3	16,5	1,8

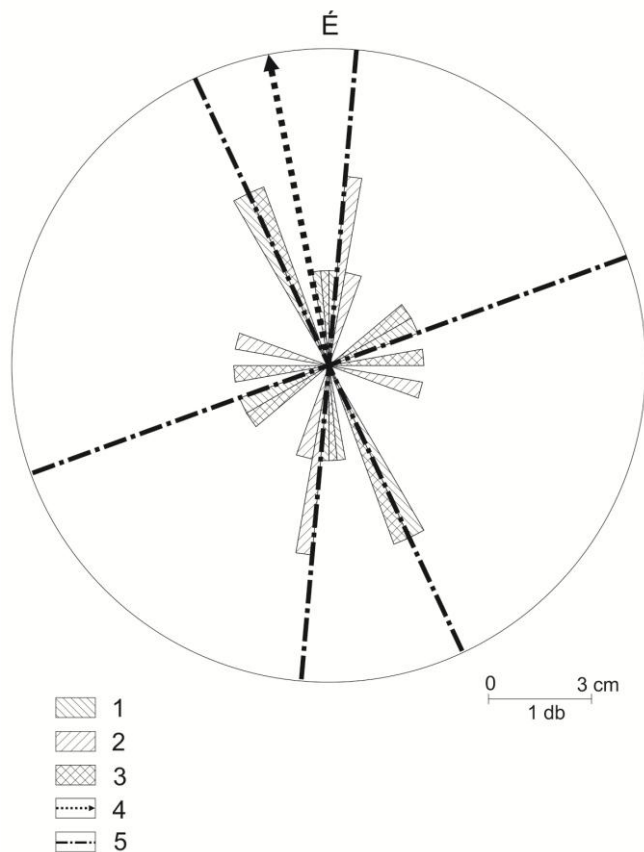
- Az I jelű típusterület jellemzése

Az itt található dolinák a Mester Hajag dolináihoz és általában az utánsüllyedéses dolinák méretéhez képest nagyméretűek, mind horizontális-, mind vertikális kiterjedésben.



3. ábra: Az I. jelű terület megnyúlt képződményeinek iránygyakorisági ábrája
Jelmagyarázat: 1. nagyméretű utánsüllyedéses dolina, 2. mészkőkúp, 3. lejtésirány, 4. törésirány
Fig. 3.: Orientation of the elongated formations on the area I.
Legend: 1. large size subsidence doline, 2. limestone cone, 3. inclination of the surface, 4. fracture

Az I. jelű terület dolináinak az átlagos megnyúltsága a 2-es értéket nem haladja meg, tehát a közepesen megnyúlt osztályközbe sorolandók. Az alak értékek átlaga arra enged következtetni, hogy hossz tengelyeik méretéhez képest mélységük kicsi (I. táblázat), ezért a közepes meredekségű oldal-lejtők által határolt utánsüllyedéses dolinák csoportjába tartoznak.



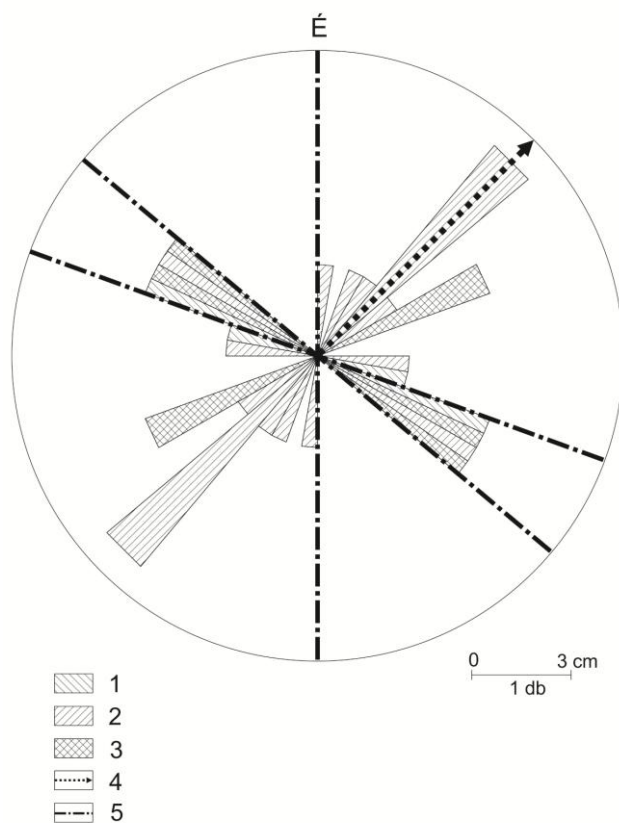
4. ábra: A II. jelű terület megnyúlt képződményeinek iránygyakorisági ábrája
Jelmagyarázat: 1. kisméretű utánsüllyedéses dolina, 2. nagyméretű utánsüllyedéses dolina, 3. mészkőkúp, 4. lejtésirány, 5. törésirány

Fig. 4.: Orientation of the elongated formations on the area II.
Legend: 1. small size subsidence doline, 2. large size subsidence doline, 3. limestone cone, 4. inclination of the surface, 5. fracture

Az I jelű terület képződményeinek iránygyakorisági ábrájáról leolvasható, hogy a kúpok és a dolinák orientációja a törésirányokkal, illetve a lejtésiránnyal jó egyezést mutatnak (3. ábra).

- A II. jelű títusterület jellemzése

E területen a mélyedésekre, ugyancsak a kis méretek jellemzők. Átlagos mélységük nem haladja meg az 1 m-t. Megnyúltságuk alapján a kevésbé megnyúlt kategóriába tartoznak. Alak értékeik átlagai alapján, a közepes meredekségű oldallejtővel rendelkező dolinák csoportjába sorolandók. A vizsgált területre jellemző K érték 1, így itt a kis- és nagyméretű utánsüllyedéses dolinák egyenlő arányban fordulnak elő.



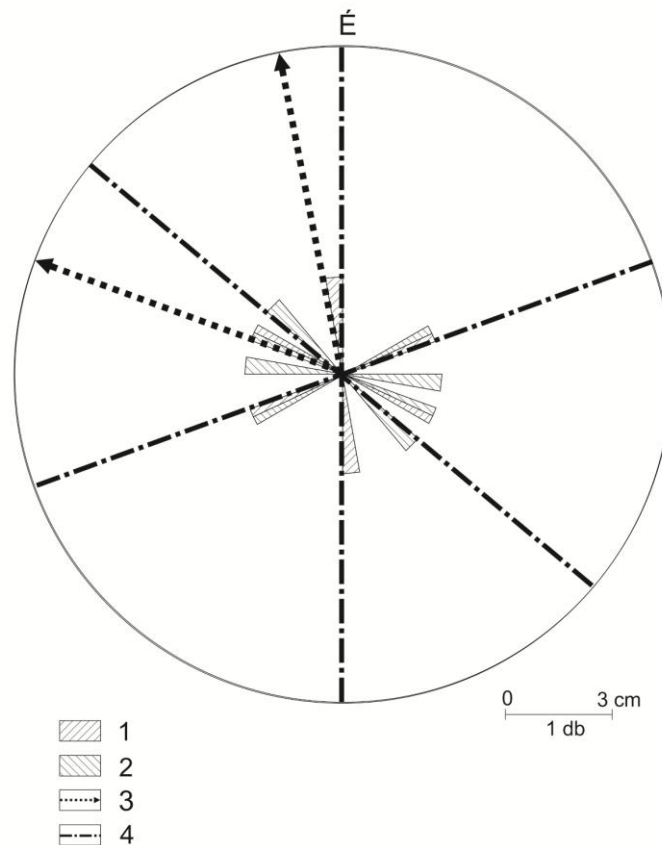
5. ábra: A III. jelű terület megnyúlt képződményeinek iránygyakorisági ábrája
Jelmagyarázat: 1. kisméretű utánsüllyedéses dolina, 2. nagyméretű utánsüllyedéses dolina, 3. mészkőkúp, 4. lejtésirány, 5. törésirány

Fig. 5.: Orientation of the elongated formations on the area III.
Legend: 1. small size subsidence doline, 2. large size subsidence doline, 3. limestone cone, 4. inclination of the surface, 5. fracture

Az iránygyakorisági ábra szerint, a kis- és nagyméretű dolinák, valamint a kúpok megnyúltsága e mintaterületen is jó egyezést mutatnak a törésirányokkal és a lejtésiránnyal (4. ábra).

- A III. jelű títusterület jellemzése

Itt 11 db nagyméretű, 3 db kisméretű utánsüllyedéses dolina és 6 db mészkőkúp található. A dolinák, azok horizontális és vertikális kiterjedése alapján közepes méretűek. Megnyúltságuk szerint a közepesen megnyúlt kategóriába, alak értékük szerint a közepes meredekségű oldallejtőjű dolinák csoportjába tartoznak. Az e területen mért K érték 1-nél kisebb, ami a nagyméretű utánsüllyedéses dolinák többségére utal.



6. ábra: A IV. jelű terület megnyúlt képződményeinek iránygyakorisági ábrája
Jelmagyarázat: 1. nagyméretű utánsüllyedéses dolina, 2. kisméretű utánsüllyedéses dolina, 3. lejtésirány, 4. törésirány

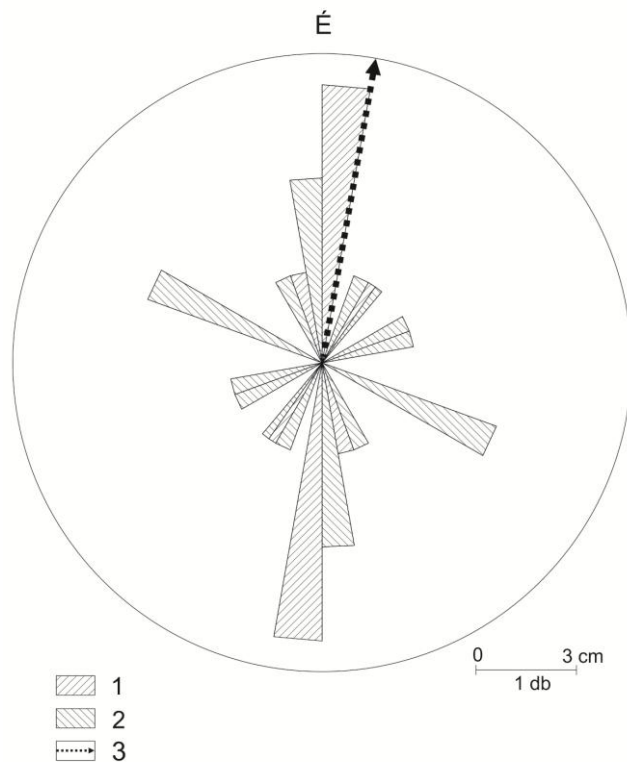
Fig. 6.: Orientation of the elongated formations on the area IV.
Legend: 1. large size subsidence doline, 2. small size subsidence doline, 3. inclination of the surface, 4. fracture

Az e területre jellemző törésirányok az alábbiak: 0° , 110° , 130° , a lejtésirány 50° . Itt a kúpok többsége a 110° és a 130° -nál található törésirányok közé esik. Megállapítható, hogy a magaslatok iránya a törésirányok-

kal, míg a nagyméretű utánsüllyedéses dolinák orientációi a terület lejtésirányával mutatnak jó egyezést (5. ábra).

- A IV. jelű típusterület jellemzése

A IV. jelű területnek két előfordulása van. Így a két típusterületen összesen 4 db kisméretű és 3 db nagyméretű utánsüllyedéses dolina van. Itt a dolinák darabszáma kicsi, mivel a Mester-Hajagon kevés és kis kiterjedésű kúpmentes terület található. A dolinák horizontális kiterjedésük alapján nagyméretűnek számítanak, viszont mélységük ezen értékekhez képest kicsi. Ebből következik, hogy az itt található dolinák, alak értéküket figyelembe véve a nagyon lankás oldallejtőjű dolinák csoportjába tartoznak. Megnyúltsági értékük szerint a közepesen megnyúlt kategóriába sorolandók. A területek K értéke 1-nél nagyobb, így a kisméretű dolinák vannak többségben.



7. ábra: Az V. jelű terület megnyúlt képződményeinek iránygyakorisági ábrája
Jelmagyarázat: 1. nagyméretű utánsüllyedéses dolina, 2. kisméretű utánsüllyedéses dolina, 3. lejtésirány
Fig. 7.: Orientation of the elongated formations on the area V.

Legend: 1. large size subsidence doline, 2. small size subsidence doline, 3. inclination of the surface

E morfológiai típusnak két előfordulása van. Ezért a 6. ábrán két felszín dőlésirányt tüntettünk fel. A két mintaterületen összesen 4 kis- és 3 nagyméretű dolina került felmérésre. Mindkét terület esetében a dolinák irányultságát főként a lejtésirány befolyásolja (6. ábra).

- A V. jelű típusterület jellemzése

A V. jelű típusterületen 5 db nagy- és 9 db kisméretű mélyedés van. A dolinák horizontális és vertikális kiterjedése egyaránt kicsi. Az itt található dolinák átlagos mélysége éppen meghaladja a fél métert. Átlagos megnyúltságuk rendkívül nagy, az erősen megnyúlt kategóriába tartoznak. Átlagos alak értékük alapján a lankás oldallejtőjű dolinák csoportjába tartoznak. A területre jellemző K érték elég magas, csaknem kétszer annyi kisméretű utánsüllyedéses dolina található e mintaterületen, mint nagyméretű.

A dolinák megnyúltsági iránya a hordozó térszín (a völgy) lejtésirányával egyezik meg (7. ábra).

Az öt típusterület (I., II., III., IV., V.) utánsüllyedéses dolinák különböző értékeinek nagyságát az I. táblázatban mutattuk be. Legrövidebb hosszanti átmérővel a völgytalpon illetve annak oldallejtőjén kialakult utánsüllyedéses dolinák rendelkeznek. A leghosszabb hosszanti átmérő a kevésbé exhumálódott kúpok környezetében lévő dolinákra jellemző. Legkisebb kereszt-átmérővel ugyancsak a völgy utánsüllyedéses dolinái rendelkeznek. A leghosszabb kereszt-átmérőjük ugyancsak a kevésbé exhumálódott kúpsor környezetében kialakult dolinákra van. Legkisebb mélységgel a völgy utánsüllyedéses dolinái rendelkeznek. Legnagyobb mélység azokra a dolinákra jellemző, amelyek kismértékben exhumálódott kúpsor környezetében jöttek létre. Legkisebb megnyúltsággal az exhumálódott kúpsor környezetében lévő utánsüllyedéses dolinák rendelkeznek. Legnagyobb megnyúltság a völgy talpán illetve annak oldallejtőjén kialakult utánsüllyedéses dolinákra jellemző. Legmeredekebb oldallejtővel az elszórtan elhelyezkedő kúpok között lévő utánsüllyedéses dolinák rendelkeznek. A kúpmentes területen található dolinák oldallejtői a legkisebb meredekségűek.

Megvitatás

A dolinák méretet tekintve megállapítható, hogy a morfológiai környezet hatással van a dolinák nagyságára. A völgy utánsüllyedéses dolinái rendelkeznek a legkisebb méretekkel, míg a kevésbé exhumálódott kúpokból álló kúpsor környezetében lévő dolinák a legnagyobbakkal. A többi típusterület dolináinak méretei ezek közé esnek. Ennek lehetséges magyarázata, hogy a völgyben kialakult utánsüllyedéses dolinák esetében a beszivárgó csapadékvíz a völgy lejtésirányát követve szivárog el, így ennek hatása nem a dolinák

méretében, hanem a dolinák megnyúltságában tükröződik. A kevésbé exhumálódott kúpsor környezetében lévő (I. és III. jelű területek valamint a kúpmentes térszín) dolinák viszont azért rendelkeznek nagy felszíni kiterjedéssel és mélységgel, mivel a fedő lepusztulásának mértéke kicsi. A II. jelű területen viszont a dolinák kisebb méretét a fedő nagyobb mértékű lepusztulásával magyarázzuk. Részben azért, mert a fedő lepusztulása miatt a dolinák peremi része lecsonkolódik, részben azért, mert a lepusztulással újjákepződött felszínen a dolinák kialakulási kora viszonylag fiatal.

A megnyúltsági (D) és az alak (O) paramétert vizsgálva arra lehet következtetni, hogy a morfológiai környezet nem csak a dolinák méreteire van hatással, hanem azok megnyúltságára és oldallejtőik meredekségére is. Völgy esetében a felületére hulló csapadékvíz a völgytalpra koncentrálódik, ahol a lejtésirányt követve szivárog el. Emiatt az utánsüllyedéses dolinák megnyúltsága nagy lesz. De egy terület dolináinak megnyúltságát befolyásolhatja a terület lejtésének nagysága, valamint a hordozó forma szélessége is. A hordozó forma szélessége ha kicsi, akkor a felszíni vízlefolyás jobban koncentrálódik, mint akkor, amikor a hordozó forma szélessége nagy. Legkevésbé megnyúltak az exhumálódott kúpok környezetében található dolinák, mivel ez esetben nagy a hordozó forma szélessége, így a felszíni vízlefolyás kevésbé irányított, mint a völgy esetében. Amíg a völgy (eróziós árok) szélessége 35 m addig az exhumálódott kúpoknál a fedőüledékes felszín szélessége az 50 m-t is meghaladja. Ugyanezen okok miatt a hordozó forma szélessége a dolinák alakjára is hatással lehet. A hordozó felszín szélessége ha kicsi, akkor a hordozó felszíni formára hullott csapadékvíz kisebb eséllyel szivárog el a dolinán kívül. A dolinába jutott több víz több fedőüledéket szállíthat a karsztba miáltal a dolina mélyülése intenzívebb lesz. Így a kis szélességű hordozó felszínen kialakult dolinák mélyebbek, ezáltal oldallejtőik meredekebbek, mint a nagyobb kiterjedésű hordozó felszínen kialakult dolináké. Bár a völgy szélessége is kicsi, az itt lévő dolinák kicsi mélysége a nagyobb lejtőn történő dőlésiránnyal megegyező elszivárgással magyarázható. Itt a hosszabb elszivárgás miatt a völgytalpról az anyag elszállítása hosszabb szakaszon történhet, így itt a dolinák mélyülése kisebb mértékű lesz.

A területen uralkodnak a megnyúlt dolinák. Ezek törések mentén alakultak ki. A felszínre érkező csapadék a fekére jutva törés mentén kialakuló megnyúlt járatokat hoz létre. Miután a fedőből az anyagszállítást a fekére kialakult forma határozza meg, utóbbi formája a fedőre is átöröklődik.

A Mester-Hajagon a leggyakoribb törésirányok az alábbiak: 0° , 5° , 70° , 290° , 310° , 335° . Ezek közül a 0° -os irány mentén 2 db, a 5° -os irány mentén vagy ahhoz közel 3 db, a 70° -os irány mentén 2 db, a 290° -os irány

mentén 3 db, a 310°-os irány mentén 3 db, a 355°-os irány mentén 4 db dolina alakult ki. (A dolinákat akkor tekintettük törésirány mentén kialakultnak, ha a két irány eltérése 10°-nál kisebb volt.) Ha a lejtésirányba és attól eltérő törésirányban kialakult dolinák számát tekintjük, az látható, hogy lejtésirányban 14 db dolina, törésirányban 17 db dolina fordul elő a Mester-Hajagon. Továbbá azon dolinák száma, amelynek hosszabbik tengelye egybeesik mind a lejtés, mind valamelyik törésiránnyal 7 db. Ez utóbbi csoportba tartozó dolinák előfordulása az I. és II. jelű területen jelentősebb.

A dolinák többségénél a hordozó felszín dőlésirányának, ill. ennek és a törésiránynak jutott nagyobb szerep, de az adatok arra utalnak, hogy a dolinák egy részének kialakulásában csak a törésirány játszott szerepet. Véleményünk szerint ez úgy lehetséges, hogy ezen dolinák egy korábban létező, a maitól eltérő dőlésirányú, magasabb felszínen alakultak ki és nem a jelenlegi felszín dőlés mentén jöttek létre. A fedő lepusztulása miatt a kúpok közötti felszínek lejtésviszonyai megváltoztak, míg a már kialakuló dolinák iránya nem változott.

Következtetések

Az utánsüllyedéssel kialakulásának helyét, méretét és tulajdonságait nem csak a fekvő szerkezete (törések helye és iránya) határozza meg, hanem a felszín tulajdonságai is. Az utánsüllyedéssel kialakuló dolinák a felszín morfológiája által meghatározott víz-összefolyási helyeken alakulnak ki. A dolinák méretét a kitakaródás mértéke szabja meg.

A felszín morfológiája nem csak a dolinák helyét, hanem méreteit, orientációját, oldallejtőinek meredekségét is befolyásolja. Ezt bizonyítja, hogy különböző morfológiai környezetben (nem exhumálódott mészkőkúpokból álló kúpsor, exhumálódott mészkőkúpokból álló kúpsor, elszórtan kialakult kúpok, kúpmentes terület, völgy) a dolinák eltérő paraméterekkel rendelkeznek.

Befolyásoló tényező lehet a különböző mészkőkúpok környezetében kialakult dolinák paramétereinek esetében az exhumálódottság mértéke, a kúpok elrendeződése, de akár hiányuk is, továbbá a kúpok közötti fedett térszínnek nagysága, illetve az itt végbement áthalmozódás és lepusztulás. A kúpok mintázata hatással van a fedőüledékes felszín méretére, dőlésére és így a felszínek vízfolyási viszonyaira és az ott lezajló karsztosodás sajátosságaira.

IRODALOM

- BERTALAN K.* (1938): A Bakony hegység barlangjai – Turisták Lapja 50, pp. 153-155., pp. 207-208.
- BERTALAN K.* (1955): Kiegészítés a bakonyi barlangok ismeretéhez – Földrajzi Értesítő 4, pp. 55-62.
- BERTALAN K.* (1958): Magyarország nem karsztos eredetű barlangjai – Karszt és Barlangkutató Tájékoztató, pp. 12-27.
- BÖCKER T.* (1972) A karsztvizek mozgásviszonyai természetes körülmények között – In: SZÁDECZKY-KARDOSS E. (ed.), II. Anyag- és energiaáramlási anket, Akadémia Kiadó, Budapest, pp. 107-121.
- BÖCKER T., LIEBE P., LORBERER A., MAUCHA L., MIKE K., RÁDAI Ö., SZÉKELY F.* (1983): A Dunántúli-középhegység karsztvízszint térképe. – Vízgazdálkodási Tudományos Központ, Budapest
- BUDAI T., KONRÁD GY.* (2011): Magyarország földtana – Pécsi Tudományegyetem, Pécs 102 p
- BULLA B.* (1968): A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai, az új-harmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában. Válogatott természeti földrajzi tanulmányok – Akadémia Kiadó, Budapest, pp. 90-104.
- CLARK, P. J., EVENS F. C.* (1954): Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relationships in populations – Ecology 35, pp. 445-453.
- CSEPREGI A., IZÁPY G., ÁGOTAI GY.* (2014): A Dunántúli-középhegység karsztvízszint térképe (2014. január 1-i állapot) – Középdunántúli Vízügyi Igazgatóság
- CSEPREGI I.* (2007): A karsztvízkiemelés hatása a Dunántúli-középhegység vízháztartására – In: ALFÖLDI L., KAPOLYI L. (szerk.): Bányászati Karsztvízszint-süllyesztés a Dunántúli-középhegységben, Magyar Tudományos Akadémia, Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest pp. 77-112.
- CSONTOS L. - VÖRÖS A.* (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. – Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 210, pp. 1-56.
- ESZTERHÁS I.* (1981): A Burok-völgy karsztmonográfiája – A Veszprém megyei Múzeumok Közleményei 16, pp. 15-30.
- ESZTERHÁS I.* (1983): Az Alba Regia-barlang, a Bakony legnagyobb ismert barlangja – A Bakonyi Természettudományi Múzeum (BTM) Közleményei 2, pp. 7-28.

- FUTÓ J.* (1984): A Mester-Hajag ÉNy-i és DK-i részének földtani térképe. – Cholnoky Jenő Barlangkutató Csoport 1984. évi jelentése, MKBT Dokumentációs Osztály, Budapest
- GERGELY F.* (1938): Geomorfológiai megfigyelések az Északi-Bakony területén – Bölcsészdoktori Értekezés, Kézirat
- HAAS J.* (1993): A Budaörsi Dolomit Formáció, Fődolomit Formáció, Kössen Formáció – In: HAAS J. (szerk): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász, Földtani Intézet kiadványa, Budapest
- HEVESI A.* (1991a): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse I. – Földrajzi Közlemények CXV pp. 25-35.
- HEVESI A.* (1991b): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse II. - Földrajzi Közlemények CXV pp. 99-120.
- JAKUCS L.* (1977): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai – Karszt és Barlang I-II. pp. 1-16.
- JENNINGS, J. N.* (1975): Doline Morphometry as a Morphogenetic Tool: New Zealand Examples - New Zealand Geog, 31, pp. 6-28.
- KORPÁS L.* (1981) A Dunántúli-középhegység oligocén-alsó-miocén képződményei – MÁFI Évkönyve, Budapest, 140 p.
- LÁNG S.* (1948): Karszttanulmányok a Dunántúli-középhegységben – Hidrológiai Közöny 28, pp. 49-52.
- LÁNG S.* (1958): A Bakony geomorfológiai képe – Földrajzi Közlemények 6 pp. 325-343.
- LÁNG S.* (1962): A Bakony geomorfológiai vázlata – Karszt és Barlangkut. Táj. 7. pp. 86-91.
- LEÉL-ŐSSY S.* (1960): Magyarország karsztvidékei – Földrajzi Értesítő 9 (1-4) pp. 480-494.
- PAPP F.* (1942): Dunántúl karsztvizei és a feltárás lehetősége Budapesten – Hidrológiai Közöny 21 pp. (7-12) pp. 146-196.
- PATAKI A.* (1983): Karsztmorfológiai megfigyelések a nyirádi és az iharkúti bauxit-előfordulás területén – MÁFI Évi Jelentés az 1983. évről pp. 121-133.
- PÉNTEK K. - VERESS M. - SZUNYOGH G.* (2000): Karsztos formák matematikai leírása függvényekkel – Hidr. Közl. 80 (4) pp. 197-206.
- RÉVÉSZ T.* (1947) Adatok az Északi-Bakony karsztosodásának ismeretéhez – Bölcsészdoktori értekezés, Kézirat
- STEGENA L. - GECZY B. - HORVÁTH F.* (1975) Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. Tectonophysics, 26 pp. 71-90.
- SZABÓ P Z.* (1968): A magyarországi karsztosodás fejlődéstörténeti vázlata – Dunántúli Tud. Gyűjtemény, pp. 13-25.

- SZABÓ P. Z.* (1956): Magyarországi karsztformák klímátörténeti vonatkozásai – Dunántúli Tud. Gyűjtemény pp. 183-189.
- SZABÓ P. Z.* (1966): Újabb adatok és megfigyelések a magyarországi őskarsztjelenségek ismeretéhez – Dunántúli Tud. Gyűjtemény, Budapest, Series Geographical 31. pp. 65-102.
- SZÁDECZKY, KARDOS E.* (1941): A Dunántúli középhegység karsztvizeinek néhány problémájáról – Hidrológiai Közöny 21 (7-12) pp. 67-92.
- SZÁDECZKY, KARDOS E.* (1948): A Dunántúli-középhegység karsztvíz térképe – Hidrológiai Közöny 28 (1-4) pp. 2-3.
- VADÁSZ E.* (1946): A magyar bauxit-előfordulások földtani alkata - MÁFI Évkönyve 37.
- VERESS M.* (1982): A Cholnoky Jenő Barlangkutató Csoport 1982. évi jelentése – kézirat, MKBT Dokumentációs Osztály
- VERESS M.* (1982): Adatok a Hárskúti-fennsík morfofenetikájához – Karszt és Barlang II pp. 71-82.
- VERESS M.* (2000): Covered karst evolution Northern Bakony mountains, W-Hungary. – A Bakony Természettud. Kut. Eredményei 23, Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, 167 p
- VERESS M.* (2016): Covered karsts – Springer DOI10.1007/978-94-017-7518-2, 536 p.
- VERESS M., PÉNTEK K.* (1987): Felszíni karsztos formák vizsgálata matematikai módszerekkel – Oktatási Intézmények Karszt- és Barlangkutató Tevékenységének II. Országos Tudományos Konferenciája, Szombathely; pp. 21-24.
- VERESS M., PÉNTEK K.* (1988): Kísérlet néhány bakonyi karsztos terület matematikai modellekkel történő leírására - BDTF Tudományos Közleményei VI. Természettudományok I. Szombathely; pp. 179-203.
- VERESS M., PÉNTEK K.* (1989): Cartographic Representation of the Extension of Karstification – 10. International Congress Speleology, Budapest, Proceedings I. pp. 162-164.
- WILLIAMS, P. W.* (1971): Morphometric analysis of karst with examples from New Guinea – Z. Geomorph 15 pp. 46-61.
- WILLIAMS, P. W.* (1972a): Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea – Bulletin of the Geological Society of America, 83, pp. 761-796. Geol. Soc. of America Bulletin
- WILLIAMS, P. W.* (1972b): The analysis of spatial characteristics of karst terrains – In: Spatial analysis in geomorphology, R. J. Chorley (ed) London: Methuen pp. 136-163.

**A MELEDIC-FENNSÍK (ROMÁNIA) SÓKARSZTOS FELSZÍN-
FORMÁINAK VIZSGÁLATA**

**INVESTIGATION OF THE SALT KARST LANDFORMS OF THE
MELEDIC PLATEAU (ROMANIA)**

MÓGA JÁNOS¹ – STRAT, DANIELA² – MARI LÁSZLÓ¹ –
GHEORGHE, IULIANA FLORENTINA³ – LIPPMANN LÁSZLÓ⁴ –
BÓDAI BARBARA¹

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

²Bukaresti Egyetem, Faculty of Geography, 1, Nicolae Bălcescu Avenue
Bucharest, Romania

³Faculty of Ecology and Environmental Protection, Ecological University of
Bucharest, Blvd. Vasile Milea 1 G, Bucharest, Romania

⁴Földmérési és Távérzékelési Intézet (FÖMI), 1149
Budapest, Bosnyák tér 5.

Abstract: In this study, we have summarised the results of the salt karst landforms of Meledic Plateau (Romania). For the morphometric examination of dolines, we used field measurements and drone images which were evaluated by photogrammetric analyses. In addition to field imagery/photographing, we also used drone images to examine the typical plant communities/vegetation formations of the wetlands (doline lakes) of the salt karst. We examined the change in the surface coverage based on satellite images, according to the Corine method. We carried out hydrochemistry examinations on the samples taken from karst springs and cave streams, and we studied secondary salt precipitations.

keywords: saltkarst, karst geomorphology, covered karst, karst landuse, fotogrammetry, GIS, salt cave, secondary salt precipitations, Meledic plateau

Bevezetés

A vizsgálatunk tárgyát képező Meledic-sókarszt a Bodza-folyó mentén jelenleg szerveződő geopark (Buzau Geopark) területéhez kapcsolódik. A Geopark a Keleti-Kárpátok Szubkárpátoknak nevezett zónájában helyezkedik el, ami egyedülálló földtani-morfológiai értékeket (sókarsztok, iszapvulkánok, homokkő sziklaalakzatok, geológiai alapszelvények stb.), nagy biológiai diverzitást és jelentős kulturális örökséget őrzött meg területén (IRIMIA – IRIMUS 2012, ROMANESCU et al., STOICA et al. 2017). A

geopark területe a Tarkői-takarórendszer töréses, gyűrt harmadidőszaki rétegeiből, a Szubkárpati- takarórendszerhez tartozó miocén márga, homokkő, só és gipsz, molassz típusú üledékeiből, valamint a Belső Előtérsüllyedék tengeri homokkő, márga, továbbá tavi, delta és folyóvízi környezetben lerakódott rétegeiből épül fel. A Slanic-völgy (Slănicul de Buzău) mentén emelkedő Meledic-sókarszton jól megfigyelhetők a Messinai sókrízisnek nevezett földtani esemény képződményei (STOICA et al. 2017, 1. ábra). A Meledic-fennsík sódiapírján a jól oldódó sókőzet felszínén látványosan jelennek meg a sókarsztos felszínformák, amelyet a hagyományos gazdálkodás, a geológiai sokféleség és a sajátos élőhelyi adottságok mellett biológiai sokszínűség is jellemez.

Tanulmányunkban a Meledic-fennsíkon az utóbbi két évben végzett sókarsztos kutatásaink eredményeiből adunk összefoglalást. A szabálytalan négyszög alakú kb. 600 m magas és mintegy 4 km² kiterjedésű, részben fedett sófennsík meredek lejtőkkel emelkedik ki a szomszédos völgyekből, tetején és a lejtőkben nagy változatosságban felszíni és felszín alatti sókarsztos formák alakultak ki. A sótestben nyíló számos barlang (víznyelőbarlangok, forrásbarlangok) közül méretével kiemelkedik az 1980-ban feltárt 6S-barlang, amely akkoriban a Föld leghosszabb sóbarlangja volt. Terepbejárásaink során a Meledic-fennsík fedett és nyíltkarsztos térszínein (utóbbi 0,32 km², a fennsík teljes területének 7,6%-a) kialakult felszínformáit egyaránt tanulmányoztuk. A felszínformák morfometriai vizsgálatához drón felvételeket használtunk.

Célok és módszerek

Kutatásunk fő célja a Meledic-fennsík fedettkarsztos és nyíltkarsztos felszínformáinak morfológiai, morfometriai vizsgálata volt, továbbá a sókarszton lejátszódó gyors felszínformáló folyamatok megismerése, a hatótényezők feltárása és követése. A sódolinák típusainak meghatározására, ill. a kisebb felszínformák morfometriai jellemzőinek vizsgálatára, a terepen végzett mérésekhez geológus kompaszt használtunk, amit quadrokopterrel készített légi felvételek kiértékelésével egészítettünk ki. Ez a módszer alkalmas arra, hogy a vizsgálni kívánt felszíni formákat lokalizálni, modellezni és mérni tudjuk. A földrajzi vetületbe illesztés terepen mért GPS pontok alapján történt. Az átfogó geomorfológiai, morfometriai vizsgálatokhoz a Google Earth által a területről elérhető műholdképeket használtuk fel, a méréseket Global Mapper 17. szoftverrel végeztük.

A sókarszti felszínformáinak kialakulásában a földtani felépítés, éghajlati és vízrajzi sajátosságok mellett az utóbbi évszázadok során a hagyo-

mányos gazdálkodásnak is szerepe volt. A természetes növénytakaró átalakítása, részben kipusztítása, a rét és legelőgazdálkodás, és az azt követő talajerózió jelentős hatást gyakorolt a karsztos vízhálózatra és a felszíni, ill. talajtakaró alatt lejátszódó oldási folyamatokra. Az ökológiai folyamatok és a sókarsztos mélyedésekben kialakult vizes élőhelyek közötti kölcsönhatást a dolinátavak növénytársulásainak terepi felvételezésével, ill. drón felvételek kiértékelésével vizsgáltuk. Műhold felvételek alapján készítettük el a sókarszt felszínborítás térképét a Corine módszer alapján. A forrásokból és csepegő vizekből vett néhány mintán vízkémiai vizsgálatot végeztünk, és elkezdtük a másodlagos sókiválások tanulmányozását a barlangokban és a felszínen.

Irodalmi áttekintés

A sóközetek (gipsz, anhidrit, kősó) elterjedése a Földön jóval kisebb, mint a többi jól oldódó kőzeté, de ahol a felszín közelében vannak, hasonló felszínformák alakulnak ki, mint a karbonátos kőzetekből álló karsztokon, különböző karrformák, víznyelők, dolinák, vakvölgyek és poljék egyaránt előfordulhatnak. Szinte minden sókarsztokkal foglalkozó tanulmány hangsúlyozza, hogy az evaporit karsztokon kialakult formák gyorsabban fejlődnek, és hamarabb elpusztulnak, mint a klasszikus karsztvidékeken. A formák hasonlósága miatt a sókarsztos formák nevezéktana lényegében megegyezik a karbonátos kőzeteknél használt nevekkel és kifejezésekkel (*BALOGH* 1991, *VERESS* 2004, 2016; *WALTHAM* et al. 2004, *FORD*, *WILLIAMS* 2007). A Föld eltérő éghajlatú területein található sóközeteken végbemenő oldási folyamatokkal és a rajtuk kialakuló formakincs kutatásával számos tanulmány foglalkozik, amelyek rámutatnak a karbonátos kőzetekétől eltérő morfológiai különbségekre is (*JAKUCS* 1971, *BALÁZS* 1990, *ZÁMBÓ* 1992, *ZENTAI* 1994, *MACALUSO*, *SAURO* 1996, *VERESS* 2004, *WARREN* 2006, *FORD*, *WILLIAMS* 2007, *MADONIA*, *SAURO* 2009, *FILIPPI* et al 2011, *VERESS* et al. 2011, *GUTIÉRREZ*, *LIZAGA* 2016). Hangsúlyozzák az éghajlat szerepét, amely alapvetően meghatározza a sókarsztos táj jellemzőit, a formák méretét és a formakincs változatoságát is. A csapadékos területek intenzív oldási folyamatai hamar felemésztik a sóközetet, ha az felszínre kerül, a száraz területeken a formák változatosabbak és időt állóbbak. A csapadékos területeken, így a Kárpát-medencében és a Kárpátokban is lényegében csak a fedőrétegek alatt maradhatnak meg hosszabb időn át a felszínre vagy felszín közelébe emelkedett sóközetek, így főleg a fedett karsztos jelenségek jellemzik. A nyílt karsztok kis területen fordulnak elő, és gyorsan változik a

formakincsük (*ZÁMBÓ* 1992, *ZENTAI* 1994, *VERESS* 2004, *VERESS* et al. 2011).

A sóközetekben kialakult barlangokkal is számos tanulmány foglalkozik, főleg iráni, izraeli, szicíliai sókarsztos területek vizsgálatának eredményeire támaszkodtunk (*GIURGIU* 1985, *FRUMKIN* 1994, 2013, *BOSÁK* et al. 1999, *FRUMKIN*, *RAZ* 2001, *BRUTHANS*, *ZEMAN* 2003, *MARUNTEANU*, *DUMITRU* 2010, *FRUMKIN* et al. 2011, *GUTIÉRREZ – LIZAGA* 2016).

A másodlagos sókiválások közül az iráni sódiapirok felszínén végzett vizsgálatok alapján hasonló genetikai alapú osztályozási rendszert alkalmaztunk a Meledic-fennsík sókiválásainak vizsgálata során (*FILIPPI* et al. 2011). Az utóbbi években a Kárpátokban és a Kárpát-medence sókarsztos területein is örvendetesen szaporodtak a sókarsztos kutatások, felölelve a sókarszt teljes vertikumát a karsztgenetikától a formaképződésig (*GIURGIU* 1985, *ZENTAI* 1994, *NAPARUS* 2009, *MARUNTEANU*, *DUMITRU* 2010, *ROMANESCU* et al. 2015, *VERESS* et al. 2011, *IRIMUS*, *TOMA* 2012, *MÓGA* et al. 2015, 2017; *STOICA* et al. 2017). Az utóbbi években készült tanulmányok egy része a sokáig rejtőzködő földtani és morfológiai örökség megismerésére irányul, ill. a kibontakozó geoturizmus fejlesztését szolgálja. Különösen igaz ez a Meledic-fennsík sókarsztjával kapcsolatban, mivel ez a most szerveződő Bodza-folyó menti geopark (Buzau Geopark) területére esik és számos geotop található a területén (*SAVA* et al. 2010, *IRIMIA*, *IRIMUS* 2012, *ROMANESCU* et al., *STOICA* et al. 2017).

A kutatás helyszíne, földtani felépítése

A Keleti-Kárpátok déli szegélyén a Slanic-völgy (Slănicul de Buzău) mentén, Lopatari falutól délre egy óriási só diapir található, amely a Szubkárpáti-takaró és a Tarkói-takaró érintkezésénél emelkedik ki. A Meledic-plató sódiapírja a Szubkárpáti-takaró és a Kárpáti előmélyedés (molasz öv) határa mentén az alsómiocén helvéciai üledéksorba benyomult, bádeni (tortonai) korú, összetételét tekintve agyag, gipsz, konglomerátum és pala rétekbe préselődött só formáció. (*NAPARUS* 2009, *STOICA* et al. 2017). A diapir struktúra felső részében és külső oldalán kaotikusan meggyúrt üledékek láthatók, amelyek sóbreccsa szerűen jelennek meg, és bennük főleg vöröses, homokszerű anyag és zöld színű palatörmelék, valamint a fiatalabb formációkhoz tartozó, sóba ágyazódó márgás, homokköves rétegek töredékei találhatóak. A Meledic diapir kiemelkedését a tektonikai hatások mellett a sóközet és a körülötte elhelyezkedő flis üledékek közti sűrűségkülönbség okozta. A lejtők aljában gyakran sós források fakadnak. A

Slanic-völgy Lopatar és Manzalesti között keresztezi a Szubkárpáti-takarórendszert és a Kárpáti Előmélyedés képződményeit. E szerkezetek miocén korú lerakódásokból állnak (felső burdigaliai, bádeni, szarmata és alsó meótiszi). A sókarszt környezetében Bádeni tufa rétegek, gipsz betelepülésekkel tagolt Burdigaliai márgák, Mactra kagylókban gazdag szarmata homokkövek, a szarmata / meótiszi határon lerakódott, vöröses kontinentális üledékek jelennek meg (STOICA et al. 2017, 1. ábra).



1. ábra: Miocén rétegek felszínre bukkanása a Meledic-sókarszt peremén
Fig. 1. Miocene layers outcrop on the slope of the Meledic saltkarst

A sóréteg tetejét néhány méter vastagságban részben a sótömsz és a sóbreccsa oldódása során helyben keletkezett oldási maradék, részben a szomszédos, flis üledékekből álló hegyoldalokról lehordott üledék (proluvium) fedi be. A területű Meledic-fennsík területének túlnyomó részét üledékek fedik, azaz fedett karsztnak tekinthető, méréseink szerint mindössze 7,6 %-a nyílt karszt, ahol a sókőzetek a meredek lejtőkben, a dolinák és víznyelők alján és oldalán felszínen vannak.

A szabálytalan négyszög alakú Meledic-fennsík kb. 410-610 m magas és mintegy 4 km² kiterjedésű, részben fedett sófennsík felszíni és felszín alatti sókarsztos formákkal (sekély szuffóziós dolinák, oldásos töbrök, mély víznyelős töbrök, tavas dolinák, uvalák, víznyelők, karrmezők, szurdokvölgyek és barlangok). A fennsík központi, legmagasabb részéről kiinduló völgyek (Meledic- és Só-völgy, „Grand Kanyon”, Valea Gradinii,) vízfolyásai sugár irányban futnak le a fennsíkot minden oldalról határoló fő völgyek

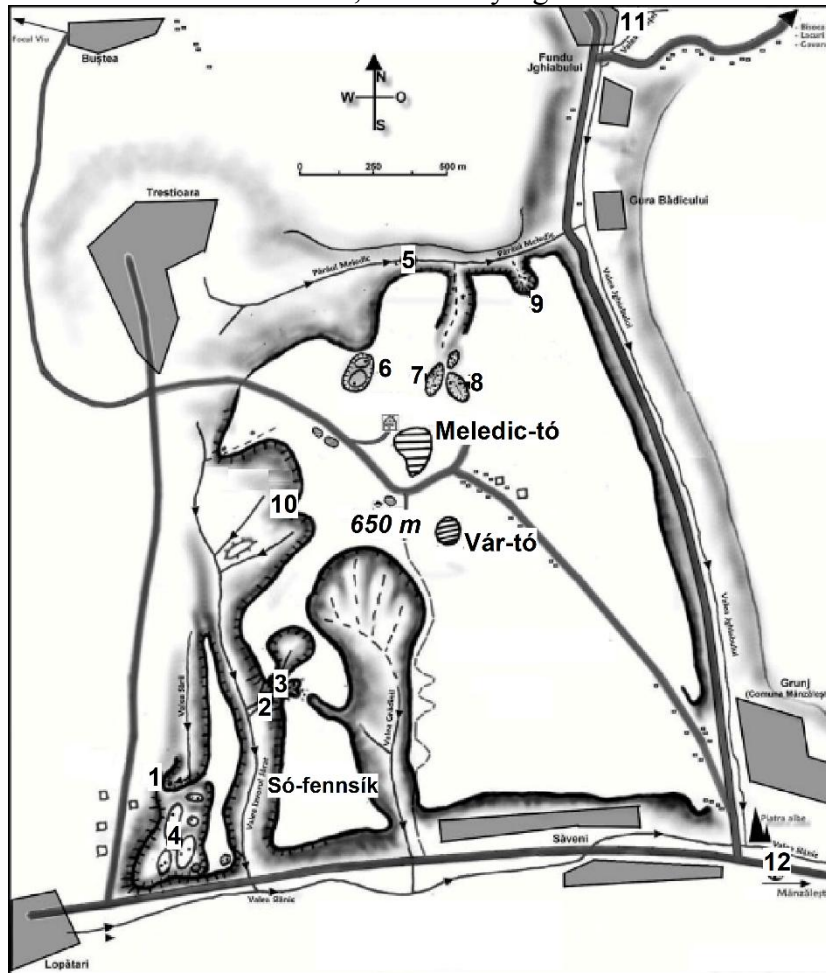
(északon a Meledic-patak völgye, nyugaton a Sós-forrás-völgye (Valea Izvorul Sarat), keleten a Zgyáb-patak völgye (Valea Jgheabului), délen a Slanic-folyó völgye felé (2. ábra). Utóbbi gyűjti össze az összes, Meledic-fennsíkről lefolyó vízfolyást.

Eredmények és diszkusszió

A sókarsztos fennsík teteje tipikus fedett karszt, a szuffózió, oldás, agyag bemosódás következtében kialakuló süppedéses folyamatok mellett a lejtős tömegmozgásos folyamatok, csuszamlások alakították hullámossá. Utóbbiak a sós, agyagos rétegek átnedvesedésének következményei. A fennsík nem teljesen egyenletes, sok kerek zárt, lapos mélyedés (töbör és uvala) található. Némelyik teljesen száraz, másokban állandó vagy időszakosan vízzel borított tó, láp, mocsár, ill. vizes élőhely alakult ki. Ezekben a mélyedésekben az odaáramló víz beszivárgása miatt kezdődik meg az eltemetett helyzetű sókőzet oldódása, így a fedettkarsztos formakincs fejlődése. A kisebb karsztos mélyedéseken kívül két nagy tó, a Meledic-, és Vár-tó (Lacu Castelului) található a sókarszt tetején.

A fennsík legnagyobb tava az édesvízű Meledic-tó (Lacu Mare), egy nagy dolinában alakult ki, valószínűleg az ott nyíló víznyelő eltömődésével. A Global Mapper 17. program segítségével műhold felvételen történt méréseink szerint a tó vízfelszíne 9470 m², átmérője 261 m. Egy korábbi, 1969-es mérés szerint (GASTESCU, DRIGA 1969) területe 0,72ha=7200m², legnagyobb mélysége 5,4 m, térfogata 16430 m³. Úgy véljük, hogy a vízfelületben jelentkező eltérést a száraz évszakban kialakuló alacsonyabb vízállás, esetleg az eltérő mérési módszer okozhatta. A terepen, függő mélységmérővel végzett méréseink szerint a legnagyobb mélysége 9 m, de a helybeliek szerint mélyebb is lehet, azonban a mérőzsinór elszakadása miatt a feltételezett legmélyebb pontnál nem tudtunk mérni. A tó vize főleg a csapadékból származik, amely a Meledic-fennsík legmagasabb tetőiről kisebb tavakon, csorgókon, lapos, mocsaras területeken keresztül időszakosan átfolyó víz. A tó lefolyása időszakos, az északi oldalon lévő völgyben van túlfolyása, ha a vízszintje eléri a dolina legalacsonyabb peremét a csapadékos időszakokban. A tó észak felé túlfolyó vize táplálja a fennsík északi peremén folyó Meledic-patakot, amely mély szurdokvölgyet vágott a sókőzetekbe. A tóból kifolyó víz eredetileg a felszínen folyt a szurdok felé, de napjainkra mélybe-fejeződött. A kaptúra a 1. 2. 3. számú víznyelős dolinánál történt, ahonnan a sókarsztos terület leghosszabb barlangján, a 6S jelű barlangon folyik keresztül, aminek a karsztforrása a Meledic-szurdokvölgyben fakad. Az 1980-

ban feltárt, háromszintes 6S-barlang a Föld leghosszabb ismert sóbarlangja volt akkoriban 3243 m hosszával, 42 m mélységével.



2. ábra: Jelmagyarázat: 1. Só-völgy nagy barlangja, 2. Nagy-Kanyon, 3. Sól alagút, 4. DN-i karszt, 5. Kis olajforrás a Meledic-patakban, 6. Nagy-dolina a 7S-barlang víznyelőjével, 7. Dolina a 6S-barlang víznyelőjével, 8. Dolina a 9S-barlang víznyelőjével, 9. Kis-Amfiteátrum, 10. Nagy-Amfiteátrum, 11. A Saratel-völgy, 12. Manzalesi Falumúzeum (Scherz 1985 nyomán)

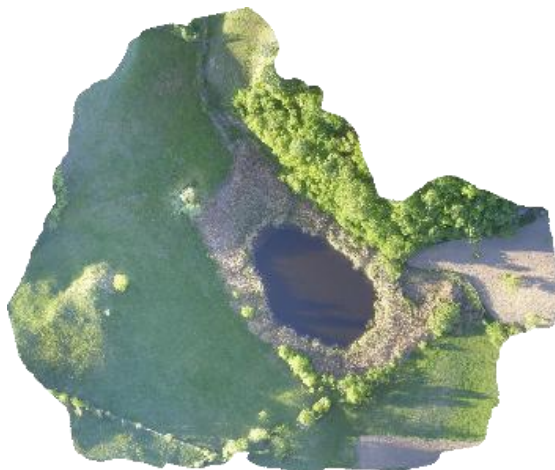
Fig. 2. Legend: Large Cave of Salt valley, 2. "Grand Canion", 3. Salt tunnel, 4. SW Salt karst, 5. small oil spring in Meledic creek, 6. Large sinkhole of 7S cave, 7. sinkhole of 6S cave, 8. sinkhole of 9S cave, 9. "Small Anfiteater", 10. "Grand Anfiteater", 11. Saratel valley, 12. Manzalesi village Museum. (after Scherz 1985)

A második legnagyobb méretű tó a Vár-tó (Lacu Castelului) szintén egy dolinában alakult ki, amelynek területe a műhold felvételen Global Mapper szoftver segítségével végzett mérések alapján 2587 m². Egy koráb-

bi mérés szerint 1969-ben (*GASTESCU, DRIGA 1969*) $3800 \text{ m}^2 = 0,38 \text{ ha}$, legnagyobb mélysége 3,9 m, térfogata 6857 m^3 volt. (3. ábra).

A fennsík peremén kialakult mély szurdokvölgyek feltárják a sódiapír és környezetének jellegzetes üledékeit, a sórétegeket, a sóbreccsát és a beágyazódott márgás, homokköves rétegeket és a feltűnően élénk színű vöröses, homokszerű üledékeket.

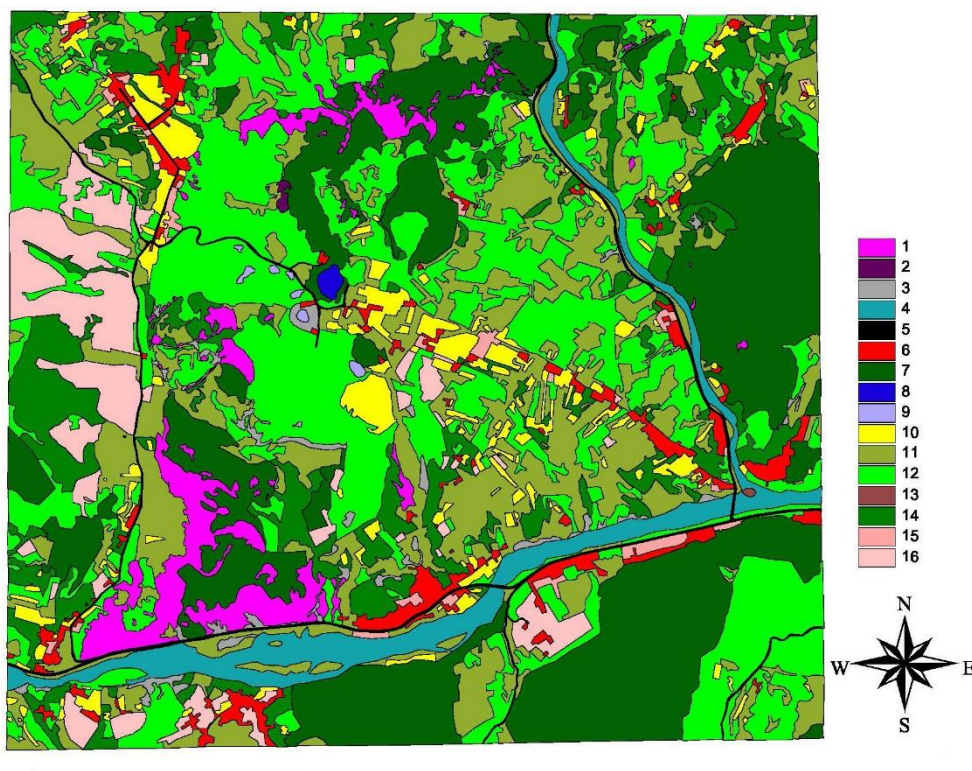
A Meledic-fennsík területén az elmúlt 25 év feljegyzései alapján az átlagos éves csapadékmennyiség 650-700 mm, nyári csapadék maximummal, (júniusban 78 mm). Az éves átlaghőmérséklet $10,7 \text{ }^\circ\text{C}$, júliusban a legmagasabb átlaghőmérséklet $21,6 \text{ }^\circ\text{C}$, a legalacsonyabb átlaghőmérséklet januárban ($0,5 \text{ }^\circ\text{C}$). Az éghajlat melegebb, mint a Kárpátokban hasonló magasságban az itt jelentkező fűn hatás miatt. A terület éghajlata enyhén nedves kontinentális.



3. ábra: A Vár-tó
Fig. 3. Castle lake

A földrajzi szélesség és a viszonylag mérsékelt tengerszint feletti magasság miatt, a Meledic-fennsík a mérsékelt övi lombhullató erdők területéhez tartozik. A vizsgált területen ezt az erdőtársulást tölgy (*Quercus*) fajok és a bükk (*Fagus sylvatica*) képviseli, mivel a területen fűn hatás érvényesül, melegkedvelő fajok is előfordulnak, különösen a napsütötte, déli kitettségű lejtőkön. A fajok egy része mediterrán és szubmediterrán flóra elem pl. a virágos kőris (*Fraxinus ornus* L). A sós terepeken és az erősen erodált talajfoltokon gyakori a keskenylevelű ezüstfa (*Elaeagnus angustifolia* L.) és a fűfélék (*Salicornia* sp., *Halimione* sp., *Limonium gmelini*). Ezek a fajok előfordulnak természetesen is, és megjelennek embe-

ri beavatkozások, főleg az eróziós folyamatok és földcsuszamlások elleni erdészeti munkálatok következtében. A Meledic-fennsík délnyugati oldalán elhelyezkedő fekete fenyő állományt (*Pinus sylvestris* L.) szintén erdészeti ültetvényként hozták létre az eróziós folyamatok megfékezésére, de szórva-nyosan előfordulnak máshol is a lombhullató erdőben.



4. ábra: A fennsík karszformái

Jelmagyarázat: 1. sókibukkanás, 2. szakadéktöbör, 3. erodált felszín, 4. meder fonatos vízhálózattal, 5. út, 6. beépített terület, 7. erdő, 8. tó, 9. láp, mocsár szuffóziós dolinában, 10. szántó, 11. füves-bokros terület, 12. füves terület, 13. bokros-fás terület, 14. kert, 15. gyümölcsös. A fekete csík 1 km a képen.

Fig. 4. Karst features of the plateau

Legend: 1. salt outcrop, 2. collapse doline, 3. erosional surface, 4. river bed, 5. road, 6. inhabited area, 7. forest, 8. lake, 9. moor, swamp in suffosion doline, 10. agriculture field, 11. bush and grassland, 12. grassland, 13. wooden and bush, 14. garden, 15. orchard. The black line is 1 km distance on the picture.

A Meledic-fennsíkon csak egy település van, egy kis falu, ennek ellenére a természetes növényzet az évszázadok során a hagyományos földhasználat eredményeként átalakult, különböző természeti és mezőgazdasági tájtypusok váltakoznak a területén. A vegyes, növénytermesztésen és legeltető állattenyésztésen alapuló tradicionális gazdálkodás ezen a szubkárpáti

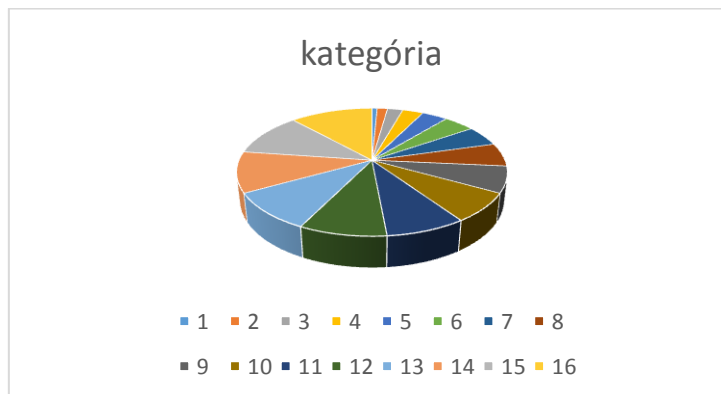
területen fás, ligetes és bokros térszínnek valamint rétek, legelők váltakozását alakította ki az elmúlt évszázadokban, amit a területről műhold felvétel alapján készített Corine fedettségi térképen ábrázoltunk (4. 5. ábra, I. táblázat).

I. táblázat

Table I.

A Meledic-fennsík Corine felszínborítása
Corine landcover of Meledic plateau

		m ² négyzetmé- ter	%
1	sókibukkanás	316039	7,646283046
2	szakadéktöbör	4224	0,10219593
3	erodált felszín	65296	1,579778755
4	meder fonatos vízháló- zattal	69393	1,678902032
5	út	30961	0,74907391
6	beépített terület	107521	2,601375145
7	erdő	559502	13,5366542
8	tó	9016	0,218134116
9	egykori tó	9621	0,232771554
10	szántó	237818	5,753795391
11	füves-bokros terület	975729	23,60689697
12	füves terület	1346770	32,58390458
13	bokros-fás terület	327968	7,934894612
14	kert	29264	0,708016501
15	gyümölcsös	44115	1,067323263
summa	summa	4133237	



5. ábra: Karsziformák és művelési ágak megoszlása a fennsíkon

Jelmagyarázat: 1. sókibukkanás, 2. szakadéktöbör, 3. erodált felszín, 4. meder fonatos vízhálózattal, 5. út, 6. beépített terület, 7. erdő, 8. tó, 9. láp, mocsár szuffóziós dolinában, 10. szántó, 11. füves-bokros terület, 12. füves terület, 13. bokros-fás terület, 14. kert, 15. gyümölcsös. A fekete csík 1 km a képen.

Fig. 5. Distribution of karst features and of cultivation branches

Legend: 1. salt outcrop, 2. collapse doline, 3. erosional surface, 4. river bed, 5. road, 6. inhabited area, 7. forest, 8. lake, 9. moor, swamp in suffosion doline, 10. agriculture field, 11. bush and grassland, 12. grassland, 13. wooden and bush, 14. garden, 15. orchard. The black line is 1 km distance on the picture.

Napjainkban a többé-kevésbé természetes erdő maradványai két keskeny sávra redukálódtak, amelyek a Meledic-fennsík észak felé meredeken letörő oldalán maradtak fenn. Elsősorban bükkfából (*Fagus sylvatica* L.) állnak, amelyek közé kevés kislevelű hárs (*Tilia cordata* Mill.) elegyedik. Az erdő szélén elsősorban a kocsányos tölgy (*Quercus robur* L.), a korai juhar (*Acer platanoides* L.) és a mezei szil (*Ulmus minor* Mill.) található.

A fennsík keleti nagyobbik részét, ahol számos dolina alakult ki, rétek borítják. A rét monotóniáját fák és cserjék törik meg, amelyek gyakran a dolinák peremét szegélyezik, vagy szórványosan fordulnak elő: hamvas éger (*Alnus incana* (L.) Moench), mézgás éger (*Alnus glutinosa* (L.) Gaertn.), fekete eper (*Morus nigra* L.), mezei juhar (*Acer campestre* L.), virágos kőris (*Fraxinus ornus* L.), magas kőris (*Fraxinus excelsior* L.), madárberkenye (*Sorbus aucuparia* L.), egybibés galagonya (*Crataegus monogyna* Jacq.), vadrózsa (*Rosa canina* L.), kökény (*Prunus spinosa* L.), fehér fűz (*Salix alba* L.), rekettyefűz (*Salix cinerea* L.), vénicszil (*Ulmus laevis* Pall.), közönséges mogyoró (*Corylus avellana* L.), keleti gyertyán (*Carpinus orientalis* L.). A Meledic fennsík déli részén erősen igénybe vett legelők találhatók, bokrokkal, bokor csoportokkal, amelyeket elsősorban vadrózsa, galagonya és hamvas szeder (*Rubus caesius* L.) alkot. A fennsík szélén lévő kis völgyeket és meredek lejtőket sűrű összefüggő bokros terület borítja.

Sok vízzáró aljzatú töbor megtartja az esővizet, méretük, mélységük és koruk függvényében tavakká, mocsarakká, vagy vizes élőhelyekké változik (STRAT 2016, STRAT, MÓGA 2016), mindegyik olyan édes vizű vizes élőhely, amely jelentősen hozzájárul a helyi biológiai sokféleség kialakulásához. A fennsík formáit alább tekintjük át. A korábbi florisztikai felmérés során 53 növényfajt (STRAT 2016) azonosítottak.

Karrok

A Meledic-fennsík sókarsztos területe nagyrészt fedett karszt, ahol a sötétet néhány méter vastag vízzáró agyagos üledék fedi, amely természetes állapotában megvédte a sókőzetet a felette elhelyezkedő üledékekben áramló víz oldó hatásától. Emiatt viszonylag keveset tudunk a fedett térszinek karrosodásáról. A sókőzet felszínének egyenetlenségei és a fedőüledékek alól kibukkanó sókőzet felszínén megfigyelhető oldási nyomok azonban arra utalnak, hogy jelentős oldási folyamatok mennek végbe a többé-kevésbé vízzáró réteg alatt is.



6. ábra: Karrformák egy dolina oldalában.
Fig. 6: Karren on the slope of a sinkhole.

A lejtős területek csupasz felszínein (nagyobb méretű dolinákban és szurdokvölgyekben) a karrformák közül az áramlástól függő karrformák fordulnak elő a leggyakrabban. A lejtőn szabadon áramló víz alakítja ki a fedetlen sziklafelszínen e formákat. Mivel a lejtők nagy része meredek és viszonylag kicsi az a felület, ahol a csapadékból származó víz összegyűlhet, főleg a néhány cm átmérőjű és mélységű rovátkakarok (rillek) hálózata jellemző (6. ábra). A lefolyó víz a nagyobb kiterjedésű (több m²-es) sólejtőkön vízágakra bomlik, amelyek 10-20 cm mélységű vályukarokba (rinnek) torkollanak. A karrbarázdák és vályuk között csúcskarok emelkednek, míg a közel függőleges lejtőket falikarok uralják, amelyek a sóközet réteghézag karrjainál általában elvégződnek. A karros térszínek általában nagyon meredek és az erős tagoltság miatt nehezen járhatók vagy járhatatlanok.

Karsztos szurdokvölgyek, badlandek

A fennsík peremén kialakult mély szurdokvölgyek feltárják a sódiapír és környezetének jellegzetes üledékeit, a sórétegeket, a sóbreccsát és a sóba ágyazódott márgás, homokköves rétegeket valamint a kisebb foltokban feltűnő, élénkvörös színű, homokszerű üledékeket (7. ábra). A völgyek keresztmetszete aszerint változik, hogy milyen kőzeteket keresztez az aktuális szelvénynél a vízfolyás. Kanyonszerű és kiszélesedő, ellaposodó völgyszakaszok váltakoznak egymással.



7. ábra: Sóba ágyazott üledékek a Nagy-Kanyonban
Fig. 7: Alternating salt and red clay materials in the Great Canyon.

A sókarsztos szurdokvölgyek közül a legimpozánsabb a fennsík déli részébe több tíz méter mélyen bevágódott Sós-forrás-völgye, amit meredek sófalai miatt *”Grand Kanyonnak”* neveztek el, mivel helyenként kanyonszerűen összeszűkül. A meredek, hófehér sófalakat karrvályuk és mély vízmosások tagolják, amelyek gyakran tornyokat vésnek ki a kőzetből. A kanyonvölgy falában különböző magasságban nyíló barlangok időszakos vízkilépési helyek, a sziklafalak tövében fakadó sós források sókristályok millióiból képez szőnyeget a völgy talpán. Mintha vértócsák lennének, vörösre festik a fehér sókristályokat és a néha a patakvizet is a vörös-bordó színű

források, amelyek a sóba ágyazott üledékekből oldják ki a vasoxid, hidroxid tartalmú ásványokat. Hasonlóan látványos szurdokvölgy a Nagy Kanyonnal szomszédos Valea Grădinii-völgy, amelyben egy bővizű sóforrás fakad, amely széles körben ismert Romániában, hordószám gyűjtik a befőzésekhez szolgáló kiváló minőségű sós vizet. A fennsík északi szegélyén a Meledic-patak völgye – bár csak a patakmederben lehet végigmenni rajta – mint egy szabadtéri földtani múzeum, feltárja a sódiapír képződményeit és geológiai szerkezetét. A kanyonvölgy belsejében búvik meg a sókristályok szentélye a Kis-Amfiteátrum (Amfiteatrul Mic).

A fennsík belseje felé hátravágódó (regressziós) mellékvölgyek völgyfőiben, és helyenként a meredek szakaszain is hatalmas sófalak és sósbreccsás „badland-ek” alakultak ki. Különösen látványos a fennsík nyugati peremén a Sós-forrás-völgy völgyfőjében kialakult mintegy 60 m magas ívesen hajló sófal, amelyet jellegzetes alakjáról Nagy-Amfiteátrumnak neveznek. A Nagy-Amfiteátrumot a fedőüledékek felárkolásával kialakított látványos pártázat, „badland” koronáz meg (8. ábra).



8. ábra: A Nagy-amfiteátrum sófala.
Fig. 8: The salt wall of Great Amfiteater

Barlangok

A sókőzetekben a barlangok gyorsabban alakulnak ki, gyorsabban változnak és pusztulnak el, mint a karbonátos kőzetekből álló karsztvidékeken. A Meledic-fennsík sóban kialakult barlangjainak a koráról nincs adatunk, azt azonban megtapasztaltuk, hogy a bejárható barlangok száma jóval kevesebb, a korábban feltárt barlangok számánál, ami nem feltétlenül azt jelenti, hogy elpusztultak, a bejáratuk azonban eltömődött. Számos olyan barlang szerepel a nyilvántartásban, amelyek ma már nem látogathatók vagy veszélyesen omladoznak, emiatt a kutatásuk jelenleg nem lehetséges.

A Slănic-völgy Nagy-forrásbarlangja – ami az országút mellett nyílik – talán a legismertebb a Meledic-fennsík sókarsztos területén (9. ábra).

2014 óta többször felkerestük és láttuk, hogy a bejáratí része nagy változáson ment keresztül. Első látogatásunk idején még tágas szádája volt, és könnyen járható a folyosója. 2015-ben beomlott a bejárata, az omladék visszatorlaszolta a barlangi patakot, ami jelentős mértékű hordalék lerakódásával járt a bejáratí szakaszon. 2017-re a barlangi patak nagyrészt elhordta a gátat és kitakarította a lerakott üledék jelentős részét, könnyebben látogatható lett a barlang. Ez alatt a néhány év alatt is említésre méltó változások történtek itt, de még jóval nagyobb változások érték azokat a barlangokat, amelyeket nagyrészt 1980-as években tártak fel a barlangkutatók. A sóbarlangok nagy részének beomlása erősen korlátozta a barlangok formakincsének és képződményeinek a vizsgálatát, így a saját vizsgálatokat és megfigyeléseket szakirodalmi adatokkal egészítettük ki.

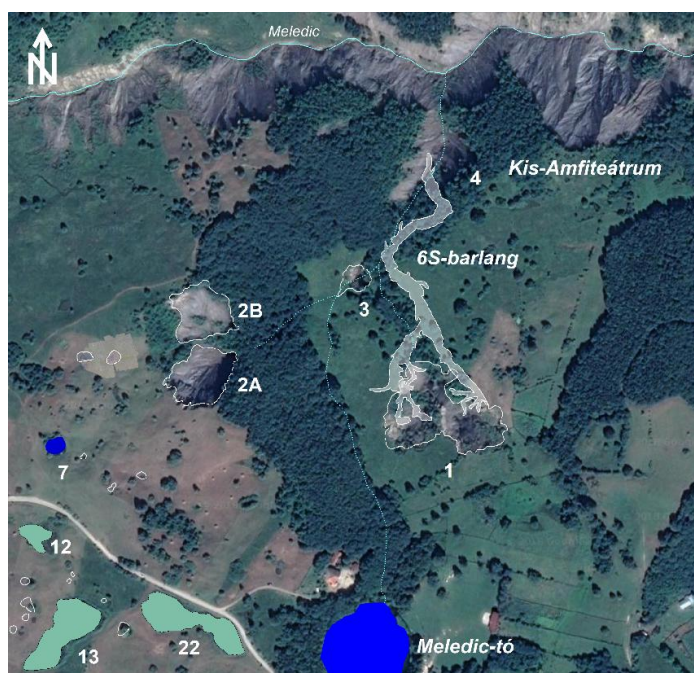
Az "*Emil Racovița*" București barlangkutató klub csapata 1978 és 1992 között több mint 50 barlangot tárt fel a Meledic-fennsík sókarsztos területein, amelyek kősóban vagy a só és breccsa határán alakultak ki. Az összes feltárt barlang teljes járáthossza 4544 m, mélysége 354 m. A barlangok egy része az erózióbázis felett nyíló száraz üreg, a többi állandó vagy időszakos vízfolyással rendelkező víznyelő- vagy forrásbarlang. A legjelentősebb a 6S-barlang (Peștera 6S de la Mânzălești), 3234 m hosszú és -42 m mélységű. A Peștera 6S de la Mânzălești barlangot 1980. szeptember 13-án Ică Giurgiu és Gabriel Silvășanu fedezte fel. A járatokat 1257 m hosszúságban tártak fel 1980. október 25-ig. Ez a járáthossz új világrekordot jelentett a sóbarlangok sorában. A járatban további új szakaszokat tártak fel 1985 októberében. Az 1986 márciusáig tartó kutatások eredményeként a barlang hossza elérte a 3190 métert és a 42 (-40, +2) m mélységet. 1992 júniusában a 6S-es barlangba sikerült egy harmadik bejáratot nyitni, ezzel a hossza 3234 m-re nőtt, a mélysége -42 m lett (*GIURGIU* 1985, *ICĂ* 2010, 10. ábra).

A barlang három egymás felett húzódó fő szinten fejlődött ki, a felső szint száraz, az alsó járatszint részben vagy egészében víz alatt helyezkedik el. A barlangot a Meledic-fennsík északi pereméről lefolyó vizek alakították ki. A csapadékból származó felszíni vizek a Meledic-tó és a 2. sz. víznyelős töbör környékéről eredetileg a felszínen folytak le a Meledic-völgy felé, de a fedőüledékek elvékonyodása miatt beszivárogtak, ill. a vadózus öv járatrendszerének kitágításával elnyelődtek. Napjainkra tucatnyi kisebb-nagyobb víznyelő alakult ki az említett lejtőben (pl. az 1. 2. 3. sz. víznyelős töbör), ami a korábbi felszíni vízhálózat széteséséhez, a vízfolyások mélybe-fejeződéséhez vezetett. Az egykori völgyre a tágas és mély víznyelős töbrök kialakulása után már csak a közöttük megmaradt, aszóvá vált szakaszai

emlékeztetnek, a vízfolyások fokozatosan áttevődtek a felszín alá. A barlang délkeleti ágát a hátsó lejtőről érkező víz rendszeresen elborítja.



9. ábra: A Slánic-völgy Nagy-forrásbarlangja.
Fig. 9: The Great Spring cave of Slanic valley.



10. ábra: A Meledic-fennsík Ény-i része a 6S-barlanggal és víznyelőivel
Fig. 10: NE part of Meledic plateau with the 6S cave and its sinkholes

Számos olyan barlang szerepel a nyilvántartásban, amelyek ma már nem látogathatók vagy veszélyesen omladoznak. A fennsík DNy-i részében a Só-völgyben (Valea Sării) öt barlang található, amelyből 3 (12S, 13S, 15S) napjainkra beomlott, 2 barlang részben nyitott (14S, és a Só-völgy Nagy-barlangja) (GIURGIU 1985, NAPARUS 2009, ICA 2010). A legnagyobb vakvölgy végén víznyelőben nyílik a Só-völgy Nagy-barlangja. Ebben folyik végig egy sós vizű búvópatak, ami kb. 250 m felszínalatti út után a Slănic-folyó meredek sófala alatt nyíló Nagy-forrásbarlangban lép ki a felszínre az országút közelében (9. ábra)

A Sós-forrás-völgyben (Valea Izvorul Sărat) 14 barlangot tártak fel a bukaresti kutatók. Ebből 10 barlang bejárata beomlott, jelenleg járhatatlan. Ezek közé tartozik a fennsík egyik legérdekesebb barlangja is a 2S-barlang, amelynek három bejárata van, továbbá az 1S, 3S, 15S, 16S, 17S, 18S, 19S, 21S, és a Sós-forrás-barlang. Jelenleg csak egy barlang, a Nagy bejáratú-barlang látogatható a Sós-forrás-völgy („Grand Canyon”) keleti peremén.

A Meledic-patak völgyében 9 barlangot tártak fel és vettek nyilvántartásba a kutatók. Ezek közül napjainkra 4 barlang bejárata teljesen eltömődött (5S, 8S, 9S, 10S), a többi barlang bejárata legalább részben nyitott (6S, 7S, 11S, Nagy-barlang), de azok is omlásokkal veszélyeztetettek. (GIURGIU 1985, NAPARUS 2009, ICA 2010). A barlangok eredeti, felfedezők által adott elnevezését használtuk.

Az eróziós és korróziós folyamatok nyomai a kősóban kialakult barlangok mennyezetén és oldalfalain hasonló formákat (hullámkagylók, színlők, teraszok stb.) alakítanak ki, mint a karbonátos kőzetekben. A búvópatakok a járatokban jelentős mennyiségű hordalékot szállítanak és halmoznak fel, amelyekre gyakran sókéreg települ. A sóbarlangok képződményeinek alakja, megjelenése nagyon jellegzetes, a színük változatos a különféle ásványi anyagoktól, és többször változik a kiválásokon belül is. A sajátos sópárával telített mikroklíma miatt a só ráakódik a vízfolyások által besodort növények és a barlangban élő állatok maradványaira is, amely az üledékekben vagy az üledékekhez cementálja és mumifikálja a maradványokat.

Másodlagos sókiválások a Meledic-sókarszt területén

Az oldatokból kicsapódás mértékét az éghajlati körülmények, főként a hőmérséklet, a csapadék, és páratartalom mennyisége befolyásolja. A sókarsztok kialakulásához és a másodlagos sókiválások kialakulásához az arid-szemiarid klíma a legkedvezőbb, ugyanis magas hőmérsékleten, és alacsony páratartalom és csapadékmennyiség mellett válnak ki a leggyorsabban a sókristályok a telített oldatból. Az arid és szemiarid klímájú területe-

ken kívül a nedvesebb éghajlaton is kialakulhatnak sókérges, azonban ott nem maradnak meg sokáig, a csapadékosabb időszakokban ezek visszaoldódhatnak. A beszivárgó csapadék átítatja a sós talajréteget, és részben vagy egészben feloldja a sókiválásokat. Emiatt a csapadékos időszak után akár teljesen el is tűnhetnek a sókérges és sókiválások a felszínről, egy szárazabb időszakban azonban újra fejlődhetnek. A nedves kontinentális klímán, így a Kárpátokban is a másodlagos sókiválások rövid életűek, illetve az időjárási körülményeknek megfelelően gyorsan változnak, a sóformák viszonylag fiatalok. A másodlagos sókiválások a beszivárgó csapadék, vagy a talajvíz besűrűsödése révén keletkeznek.

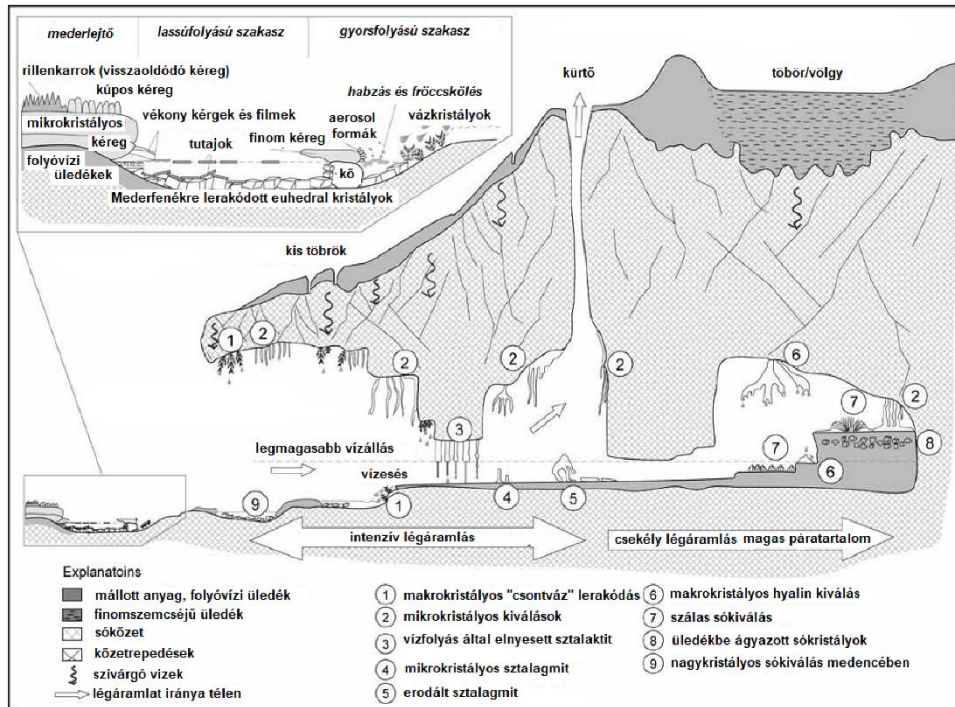
A sókiválás és kristályosodás körülményeitől függően a másodlagos sókiválások mikrokristályos vagy makrokristályos megjelenésűek lehetnek. A Meledic-fennsík sókarsztján a felszínen és a barlangokban megfigyelt másodlagos sókiválási formák rendszerezésénél a Filippi és társai által az iráni sódiapírok felszínén korábban alkalmazott genetikai alapú osztályozási rendszert alkalmaztuk (*FILIPPI et al 2011, 11. ábra*). Ennek a szellemében a kialakulási helyszín, és keletkezési körülmények alapján három osztályt különböztettünk meg:

- kiválás és kristályosodás patakokban, medencékben,
- kiválások csöpögő, fröcsögő vízből és párából,
- beszivárgás és kapilláris vízáramlás következtében történő kicsapódás.

Kiválás és kristályosodás patakokban, medencékben

A Meledic-fennsík időszakos és állandó vízfolyással rendelkező völgyeiben járva sokfelé szembe tűnnek a sókérges, sókiválások. A meder jellegétől, a vízmélységtől és a vízfolyás sebességétől függően a lerakódott só megjelenése eltérő. A meder elszigetelt kis medencéit, ahol alig van vízmozgás, hártavékony, sókristályokból álló kéreg borítja. Úszó tutajoknak nevezik ezeket a vékony sókérgeseket, melyek a víz felszínén úsznak, lebegnek. Efe-mer jelenségek, könnyen összetörhetnek, megvastagodva lesüllyednek a medence aljára, ahol egymásra rétegződnek, ha a nyugodt körülmények tartósan fennállnak. Utóbbi inkább a barlangi körülmények között fordul elő. Általában barlangokban, vagy barlangokból kifolyó sós vízfolyások medencéiben és a patakok lassú folyású szakaszain alakulnak ki. Ezeken a helyeken ugyan alacsony a párolgás mértéke, de a sós víz így is telítődik és a sókristályok vékony lemezeket alkotva csapódnak ki a vízből, amelyek folyamatosan gyarapodnak, szélesednek és megvastagodnak. Méretük néhány mm²-től néhány tíz cm²-ig terjed, vastagságuk általában 1-2 mm. A tutajok idővel megvastagodnak, emiatt a víz alá is merülhetnek (akár gátakat is ké-

pezhetnek). Nagyon érzékeny a rendszer, amit a környezeti tényezők kis változása is könnyen felboríthat.



11. ábra: Egy sóbarlang elvi keresztmetszete a jellegzetes sókiválásokkal (FILIPPI et al 2011 nyomán).
Fig. 11: Theoretical cross section of a salt cave with the typical salt deposits (after (FILIPPI et al 2011)).

A nyugodt vizű tavak és medencék peremén vastagabb sókérgék is kialakulnak. Mikrokristályos, 0,5-1 cm vastag fehér kérgék, amelyek fokozatosan fejlődnek, gyarapodnak. Első lépésben sókristályokból álló átlátszó, nagyon vékony lemezek alakulnak ki, amelyeknek a területe addig nő, amíg a tó vize nyugodt. Ha a víz mozgása később erősebb lesz, hullámzás, áramlás következtében rárakódó újabb rétegekkel kezdenek el vastagodni. Felületük sima, vagy enyhén hullámos. A vastagabb sólemezek csak a peremekhez tapadva képesek eredeti helyükön megmaradni, a méretük addig növekedhet, amíg a kötés ereje fenntartja a tömegüket.

Mind a barlangi patakokból, mind a szurdokvölgyek sós vízfolyásai-ból ott ahol sekély a víz, a mederben nagyméretű (euhydrális) hexagonális alakú sókristályok válnak ki, amelyek elérhetik a cm-es méretet is.

Kiválások csöpögő, fröcsögő vízből és párából

A vízfolyások gyors folyású szakaszain, kis mederlépcsőknél a fröcsögő vízből vázkristályok, kérgék és bevonatok képződnek, a helyileg kialakuló aerosolokból szálas, tús, karfiolszerű lerakódások keletkeznek. Mind az állandó vizű, mind az időszakosan kiszáradó patakmedrek mentén a vízszint átlagos magasságában és kissé fölötte vastag sólerakódás figyelhető meg, mi időnként gallér szerűen kiszélesedik. Legtöbbször aprókristályos szemcséjű a kiválás és karfiolra, borsóra emlékeztető a megjelenése. A patak párolgása, fröcsögése, hullámozása és vízszint változásai hozzák létre ezeket a kiválásokat.



*12. ábra: Só sztalaktit a Slānic-völgy Nagy-forrásbarlangjában.
Fig. 12: Salt stalactite in the Great Spring cave of Slānic valley.*

Főleg a sókőzetben kialakuló barlangokban, de a szurdokvölgyek kőszőlő álló meredek sziklakanyonjaiban is számos helyen megfigyelhetők a csöpögő, fröcsögő vízből és párából kicsapódott képződmények. A barlangi kiválásokat főként a Slānic-folyó meredek sófala alatt nyíló Nagy-forrásbarlangban vizsgáltuk, ill. a Nagy-kanyonban, és a Meledic-patak szurdokvölgyében (Kis-Amfiteátrun). A barlangok bejáratközeli szakaszán nagy tömegben jelennek meg a mennyezetről függő makrokristályos szerkezetű cseppkövek. Jellegzetes kristályos szerkezetük és alakjuk miatt nevezik csontváznak, lefelé fordított kis fenyőnek is (12. ábra), rendkívül gyakoriak a Meledic-sókarszt barlangjaiban. Legtöbbször a korábban kialakult formá-

kon jön létre (sztalaktiton, barlangok falán), a hőmérséklet- és páratartalom változás következtében a felszíni sóréteg átkristályosodik. Kialakulása a rendszertelenül megjelenő, fröcsögő, és a falakon megjelenő gravitációs és kapilláris víz mozgásához köthető. A kialakult formák többnyire néhány cm – néhány dm hosszúságúak. A barlangok bejárati szakaszain, ahol erős a légáramlat, ferdén nőnek, többnyire egyirányba hajlanak, legtöbbször hófehérek, gyakran sárgás, vöröses elszíneződést okoznak a vas tartalmú ásványok.



13. ábra: Makrokristályos sókiválás egy felszíni sófalon.
Fig. 13: Macro-crystal salt deposit on the surface of a salt wall.

Ritkábban fordulnak elő, de annál látványosabbak a makro kristályos heliktitek, vagy görbe cseppkövek, jelen esetben sóformák, amelyek aerosolból válnak ki. Nagyméretű makro kristályok vékony szálakon, pókhálón is kiválhatnak. Aláhajló sziklák és permetező vízesések mellett lehetőfinom szálakon akár tíz cm hosszú fűzért alkotva szép szabályos kockák vannak felfűzve, ami érintésre azonnal szétesik. A legszebb fűzereket a Meledic-patak kanyonvölgyében az ún. Kis-Amfiteátrum területén találtuk (ábra). Ugyancsak a Kis-Amfiteátrum közel függőleges sófalain a lefolyási csatornáknak (rinnek és rillek) és a vályuk közti felületeken milliószerűen rakódtak le nagy kocka alakú sókristályok (13. ábra). A kockák élei egyes helyeken épek és élesek, máshol, valószínűleg a magasabb páratartalmú

helyeken az éles formák visszaoldódnak, ezáltal tompulnak, lekerekítettek a kocka csúcsai és élei.

Szalmacseppkövekkel ritkábban találkozunk a sókarszt területén, mint az egyéb karsztvidékeken. Főleg barlang mennyezeteken, aláhajló sófalakon, széles réteghézag karokban, színlők vájataiban figyelhetők meg, alapvetően kicsik, az átmérőjük 0,5-1 cm, hosszuk néhány deciméter. Belsejük üreges (cső), ebben áramlik a sóoldat, ami a kősóból, vagy egyéb idősebb másodlagos sókiválásból oldódott ki, és ami a cseppkő növekedését okozza.

Az általunk felkeresett barlangok aktív patakos barlangok, talán ez a magyarázata, hogy az évszakosan ismétlődő áradások miatt sztalagmitokat nem találtunk, irodalmi adatok alapján azonban tudjuk, hogy sztalagmitok is kialakulhatnak sóból.

Beszivárgás és kapilláris vízáramlás következtében történő kicsapódás.



14. ábra: Vízfolyások mentén gallér szerűen kiváló sókristályok.
Fig. 14: Collar form salt deposit along a creek.

Mind a barlang mennyezetén és falain, mind pedig a sókarszt szurdokvölgyeiben fontos szerepük van a szivárgó vizeknek is a különféle lerakódások és kiválások, kérgék létrejöttében. A szivárgó vizekből az erőteljes párolgás következtében a só kicsapódik, különböző szpeleotémákat hozva létre aszerint, hogy milyen fizikai és kémiai körülmények között történik a kondenzáció, és hogy hol történik a tényleges kiválás. Mikro és makro kristályos összefüggő kérgék, bevonatok, képződnek szinte minden felületen, a barlang

talpától a mennyezetig, a falakon lefolyó vízből cseppkő zászlók, a mennyezetről csepegő vagy ott elszivárgó oldatokból cseppkövek, szálas, tús, korall és karfiolszerű kiválások keletkeznek, hasonlóképpen, mint a karbonátos kőzetből képződött barlangokban. A beszivárgó, ill. az üledékekben kapilláris úton mozgó vizek kérgeket raknak le az üledékek felszínén és konkréciákat, kristályos szemcsés kiválásokat hoznak létre az üledékrétegekben is.

Jóllehet a sókarszt tavai és vízfolyásai nem nyújtanak kedvező feltételeket az élő szervezeteknek, növényi és állati eredetű maradványok belekerülhetnek a sós vízi környezetbe. Az erőteljes párolgás következtében a só kicsapódik, és lerakódik ezekre, ezáltal új „*formakincset*” hozva létre. Leggyakrabban pókhálók, növények részei, kisebb elhullott állatok maradványain találkozhatunk ezzel a jelenséggel, utóbbiak könnyen mumifikálódnak. Irodalmi adatok alapján ismert, hogy a 6S-barlangban a víznyelőlől megnyitott bejáratától távol egész mumifikálódott madárfaunát találtak, ami nem csak mint leletanyag érdekes, de arra is utal, hogy valószínűleg van vagy volt a lelőhelyhez közel egy bejárata, amit nem ismerünk.

A sókiválás során kialakult formák csoportosítása

- euhedrális (jól fejlett) kristályok, „*úszó tutajok*”, vékony kérgek és lemezek a sós víz felszínén
- szalma cseppkövek, makro kristályos csontváz-szerű, és átlátszó kiválások
- mikrokristályos formák (kérgek, álló-, és függő cseppkövek, heliktitek, gallérok, *14. ábra*).
- makrokristályos heliktitek, kiválások vékony szálaikon, pókhálón, és különböző biogén anyagokon, kiválás és kristályosodás különböző típusú üledékeken

Összegzés

Tanulmányunkban a magyar nyelvű szakirodalomból lényegében ismeretlen Meledic-sókarszt sokoldalú természetföldrajzi bemutatására vállalkoztunk. Összefoglaltuk a legfontosabb földtani, morfológiai, hidrológiai jellemzőit, a karsztjelenségekre és a barlangjaira, a felszínborításra vonatkozó ismereteket, amelyeket részben a szakirodalom, jelentős részben terepi megfigyeléseinkre, vizsgálatainkra és méréseinkre alapoztunk.

Műhold felvételek alapján elkészítettük a felszínborítás térképet a Corine módszer alapján, ami alapján a Meledic-fennsík tájhasználati formáit megismerhettük. A vizes élőhelyeken végzett vizsgálataink a sókarsztos

mélyedések kialakulási folyamatát segített megvilágítani, amely szoros összefüggésben áll a karsztkorróziós folyamatokkal és a karsztos vízhálózat fejlődéstörténetével. Vizsgáltuk az antropogén hatásokra végbemenő változásokat a sérülékeny sókarsztos rendszerben. Morfometriai vizsgálatokat végeztünk a különböző típusú és méretű dolinákon, vizsgáltuk a víznyelős dolinák és a sóbarlangok kapcsolatát, a dolinaképződés és barlangfejlődés viszonylatában. Elkezdtük a másodlagos barlangi és felszíni sókiválás folyamatának és formáinak tanulmányozását, rendszerezését a barlangokban és a felszínen.

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

- BALÁZS D.* (1990): A szodomain sókarszt. – Természet Világa, Természet-tudományi Közlöny, 121(2), pp. 85-88.
- BALOGH K.* (1991): Sókőzetek (evaporitok). – In: *BALOGH K.* (szerk.): Szedimentológia II. Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 290-343.
- BOSÁK, P., BRUTHANS, J., FILIPPI, M., SVOBODA, T., SMÍD, J.* (1999): Karst and caves in salt diapirs, SE Zagros Mts. (Iran). *Acta carsologica*, 28/2 LJUBLJANA. pp. 41-75. DOI: <https://doi.org/10.3986/ac.v28i2.484>
- BRUTHANS, J., ZEMAN, O.* (2003): Factors controlling exokarst morphology and sediment transport through caves: comparison of carbonate and salt karst. – *Acta Carsologica*. 32(1) pp. 83-99. DOI: - <https://doi.org/10.3986/ac.v32i1.366>
- MARUNTEANU C., DUMITRU, I.* (2010): Salt karst in Manzalesi – Romania. pp. 105-109. In (ed. Evelppidou, N. Figueiredo, T. Mauro, F. Tecim, V. Vassilopoulos, A.) Springer Science & Business Media, 384 p. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-642-01577-9_13
- FILIPPI, M., BRUTHANS, J., PALATINUS, L., ZARE, M., ASADI, N.* (2011): Secondary halite deposits in the Iranian salt karst: general description and origin – *International Journal of Speleology* 40 (2), pp. 141-162. DOI 10.5038/1827-806X.40.2.7
- FORD, D. C., WILLIAMS P.* (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley and Sons. Chicester, 562 p.

- FRUMKIN, A.* (1994): Morphology and development of salt caves. – Natl. Speleol. Soc., Bull., 56, pp. 82-95.
- FRUMKIN, A., RAZ, E.* (2001): Collapse and subsidence associated with salt karstification along the Dead Sea. – Carbonates and Evaporites 16 (2), pp. 117–130. DOI: 10.1007/BF03175830
- FRUMKIN, A.* (2013): Salt karst. – in: Frumkin, A. (Ed.), Shroder, J. (Editor in Chief), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorphology, pp. 407–424. DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00113-5
- FRUMKIN, A., EZERSKY, M., AL-ZOUBI, A., AKKAWI, E., ABUELADAS, A.R.* (2011): The Dead Sea hazard: geophysical assessment of salt dissolution and collapse. – Geomorphology 134, pp. 102–117. <http://dx.doi.org/10.1016>
- GASTESCU, P., DRIGA B.* (1969): Particularitățile termice și hidrochimice ale lacurilor dulci și sărate din bazinul Doftanei-Campina. – Hidrobiol. 10. pp. 211-220.
- GIURGIU, I.* (1985): Pesteri în sare de la Subcarpații Vrancei. – Buletinul Clubului Speologie „Emil Racovița”.
- GUTIÉRREZ, F., LIZAGA I.* (2016): Sinkholes, collapse structures and large landslides in an active salt dome submerged by a reservoir: The unique case of the Ambal ridge in the Karun River, Zagros Mountains, Iran. – Geomorphology 254, pp. 88–103.
- ICA, G.* (2010): Cea Mai mare peșteră în sare din lume. România Subcarpații Vrancei. – Natura României. 234 p.
- IRIMIA, D. N., IRIMUS, I. A.* (2012): The touristic area Lopatari-Manzalesti. – Conferinței „Rolul turismului în dezvoltarea teritorială” Gheorghieni. Presa Universitară Clujană, Kolozsvár. 7 p.
- IRIMUȘ, I. A., TOMA, C. B.* (2012): The Promotion of Geomorphosites on Salt from Sovata–Praid and Turda using Cultural - Scientific Tourism. – Revista de geomorfologie, 14, pp. 103-112.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. – Akadémia Kiadó, Budapest, 310 p.
- MACALUSO, T., SAURO, U.* (1996): The Karren in evaporitic rocks: a proposal of classification – In: *FORNOS, I. J.- GINES, A.* (szerk.): Karren Landforms, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. pp. 277-293.
- MADONIA, G., SAURO, U.* (2009): The Karren Landscapes in the Evaporitic Rocks of Sicily – in *GINÉS, A., KNEZ, M., SLABE, T., DREYBRODT W.* (edit): Karst Rock Features Karren Sculpturing pp. 525-533, Karst Research Institute, Postajna-Ljubljana 561 p.

- MÓGA J., LIPPMAN L., TOMBOR E., FEHÉR K., KÉRI A., BORSODI A.* (2015): Az Aknaszlatinai-sókarszt felszínalaktani vizsgálata. – Karsztfejlődés XX. pp. 185-213. DOI: 10.17701/15.185-213
- MÓGA J., SZABÓ J., GÖNCZY S., LIPPMANN L., BÓDAI B.* (2017): Az Aknaszlatinai-sókarszt dinamikus változó felszínformáinak vizsgálata terepi és GIS módszerekkel. – Karsztfejlődés XXII. pp.139-161. DOI: 10.17701/17.139-161.
- NAPARUS, M.* (2009): Teza de doctorat - Carstul se pare: dinamica si fenomene de risc. Studiu comparativ intre carstul natural de la Platoul Meledic si fenomenele carstice de natura antropica de la Ocelele Mari. – Doktori értekezés, Bukarest. 65 p.
- ROMANESCU G., CURCA R. G., SANDU I.G.* (2015): Salt deposits in the Romanian Subcarpathians - genesis, repartition and ethnomangement. – International Journal of Conservation Science, 6(3), pp. 401-410.
- SAVA, D., ARCUȘ, M., DOROFTEI, E.* (2010): Preliminary data on Meledic – Manzalesti Natural Reserve (Buzau County), Ovidius University Annals of Natural Sciences, Biology – Ecology Series, 14 pp. 61-67.
- W. SCHERZ* (1985): <http://www.karpatenwilli.com/meledic.JPG>
- 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. 43 p.
- STRAT, D., MÓGA J.* (2016): Salt covered Karst dolines are determining features that control the occurrence of freshwater wetlands in the Meledic Plateau, Vrancei Sub Carpathians – Romania. 18th Joint Geomorphological Meeting, June 27th - July 1st, 2016, Chambéry, France. Book abstracts.
- STRAT, D.* (2016). Wetlands – as significant features of the salt karst landscape in the Meledic Plateau, Vrancea Subcarpathians, Romania. Procedia – Environmental Sciences, 32(59–69). doi: 10.1016/j.proenv.-2016.03.012
- VERESS M.* (2004): A karszt – BDF Természetföldrajzi Tanszék 215 p.
- VERESS M.* (2016): Covered Karsts – Springer, Berlin, New York, Heidelberg 536. p. DOI 10.1007/978-94-017-7518-2
- VERESS M., PUSKÁS J., ZENTAI Z., BENKÓ ZS.* (2011): Development of karren formation on the saltic hills of Praid (Transylvanian basin, Romania). – Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 6(2), pp. 183 – 194.
- WALTHAM, T., BELL, F., CULSHAW, M.* (2004): Sinkholes and subsidence. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York 381. p.

- WARREN, J. K.* (2006): *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons.* – Springer Berlin Heidelberg New York, 1035 p.
- ZÁMBÓ L.* (1992): A karsztosodó kőzetek alaktana (karsztgeomorfológia). – in: (Borsy Z. szerk.) *Általános természetföldrajz – Fejezetek az általános természetföldrajz köréből*, Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 587-589.
- ZENTAI Z.* (1994): A Parajdi sókarszt geomorfológiája. (The geomorphology of the Parajd/Prajd saltkarst). *A BDTF Tud. Közl. IX. Természettud. 4, Szombathely*, pp. 233-248.

A MELEDIC-FENNSÍK (ROMÁNIA) SÓDOLINÁINAK GENETIKAI, MORFOLÓGIAI, ÉS MORFOMETRIAI VIZSGÁLATA

INVESTIGATION OF THE SALTDOLINES OF THE MELEDIC PLATEAU (ROMANIA)

MÓGA JÁNOS¹ – STRAT, DANIELA² – SZABÓ JUDIT³ – AMBRUS BALÁZS¹ – BORSODI ANDREA⁴

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

²Bukaresti Egyetem, Faculty of Geography, 1, Nicolae Bălcescu Avenue
Bucharest, Romania

³MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajz-
tudományi Intézet, 1112. Budapest Budaörsi út 45.

⁴Eötvös Loránd University Institute of Biology, Department of
Microbiology; Budapest, Pázmány P. sétány 1/c, 1117, Hungary

Abstract: In our study, we discuss the morphometric examination results of the dolines of Meledic Plateau and the hydrogeological relations of its sinkhole dolines and caves. Field measurements were supplemented by the evaluation of aerial photographs, taken by a quadcopter, to define salt doline types and to examine their morphometric characteristics. Preliminary results show very well the growth and change of the examined karst landforms, in comparison to the satellite imagery sources so far and the self-performed drone surveys of the previous year.

Keywords: saltkarst, karstmorphology, sinkhole types, photogrammetry, GIS, Meledic saltkarst, Romania

Bevezetés

E tanulmányunkban a Meledic-fennsík sódolináinak, genetikai, morfológiai és morfometriai vizsgálatának eredményeiről, a víznyelős dolinák és barlangok hidrogeológiai kapcsolatáról és a sókarsztos táj fejlődéséről adunk összefoglalást. A vizsgált sókarszt a Bodza-folyó menti geopark (Buzău Geopark) területén, a Keleti-Kárpátok déli részén helyezkedik el, és egyedülálló földtani és morfológiai értékekkel büszkélkedik. A sódiapir Lopătari falu közelében a Slănic-folyó (Slănicul de Buzău) völgye mentén emelkedik. Terepbejárásaink során a Meledic-fennsík fedett és nyíltkarsztos térszínein (utóbbi 0,32 km², a fennsík teljes területének 7,6%-a) kialakult töbröket egyaránt tanulmányoztuk. A felszínformák morfometriai vizsgálatához drón felvételeket használtunk. Az előzetes eredmények az eddigi űrfelvételes

források és előző évi saját drón felmérésekhez képest a vizsgált karsztos felszínformák növekedését, változását jól mutatják. A sókarszt legnagyobb számban előforduló és legjellegzetesebb szuffóziós dolináiban kialakult vizes élőhelyek (dolinatavak) jellemző növénytársulásainak felmérésére a terepi felvételezés mellett ugyancsak drón felvételeket használtunk.

Irodalmi áttekintés

A sókőzetek dolináinak képződésével, morfológiájával és morfometriai vizsgálatával számos kutató foglalkozott az elmúlt évtizedekben a Föld különböző tájain (*FRUMKIN 1994, 2011, 2013, ZENTAI 1994, MACALUSO, SAURO 1996, BOSÁK et al. 1999, FRUMKIN, RAZ 2001, BRUTHANS, ZEMAN 2003, WALTHAM et al. 2004, MADONIA, SAURO 2009, FRUMKIN et al. 2011, MÓGA et al. 2015, 2017, GUTIÉRREZ, LIZAGA 2016*). Általánosságban megállapítható, hogy a sókarszton kialakult dolinák – bár különböznek jellegükben, genetikájukban a karbonátos kőzeteken kialakult formáktól, de változatosságukban nem maradnak el azelőbbiektől. Az utánsüllyedésszerű, szuffóziós (agyagbemosódásos) töbrök az evaporit karsztok leggyakoribb formái, kisebb méretűek (1-5 m átmérőjű), talajjal és üledékekkel vannak fedve vagy legalább részben kitöltve, amelyet az eső vagy az áradások vize mosott be a repedésekbe. Ezek arra utalnak, hogy az oldódó só tömege közel van a felszínhez (*WALTHAM et al. 2004, FORD, WILLIAMS 2007, VERESS M. 2016*).

Az oldásos töbrök közepes vagy nagy méretűek, tál vagy tölcsér alakúak, oldási folyamatokat kísérő süllyedéssel mélyülnek. A szakadékdolinánál kisebb, a szuffóziós töbröknél nagyobb hajlású lejtők határolják, amelyek állhatnak sókőzetből és üledékekből egyaránt. A szakadéktöbrök az oldással kialakult üregek mennyezetének beomlásával alakulnak ki. Akkor jönnek létre, amikor az oldás a sókőzetben akkora üreget hoz létre, hogy már többé nem képes megtartani a fedő kőzetrétegek és/vagy a regolit terhelését. A dolina falai gyakran függőlegesek vagy aláhajlók, néha aszimmetrikusak; egyik fal meredek, a másik szelídebb. A beomlott tető kőzettörmelék vagy törmelék breccsa beboríthatja a dolina alját.

Az utóbbi években megszorodtak a Kárpátokban és a Kárpát-medence sókarsztos területein is a sókarsztos kutatások, amelyek a karsztgenetikától a formaképződésig minden jelenséget érintettek (*GIURGIU 1985, ZENTAI 1994, NAPARUS 2009, ICÁ 2010, MARUNTEANU, DUMITRU 2010, ROMANESCU et al. 2015, VERESS et al. 2011, MÓGA et al. 2015, 2017, STOICA et al. 2017*). Az utóbbi években készült tanulmányok egy része a sokáig rejtőzködő földtani és morfológiai örökség megis-

merésére irányul. A Meledic-fennsík sókarsztja különleges helyzetben van, mivel ez a most szerveződő Bodza-folyó menti geopark (Buzau Geopark) területére esik és számos geotop található a területén (ICA 2010, MARUNTEANU, DUMITRU 2010, SAVA et al. 2010, IRIMIA, IRIMUS 2012, ROMANESCU et al., STOICA et al. 2017).

Módszerek

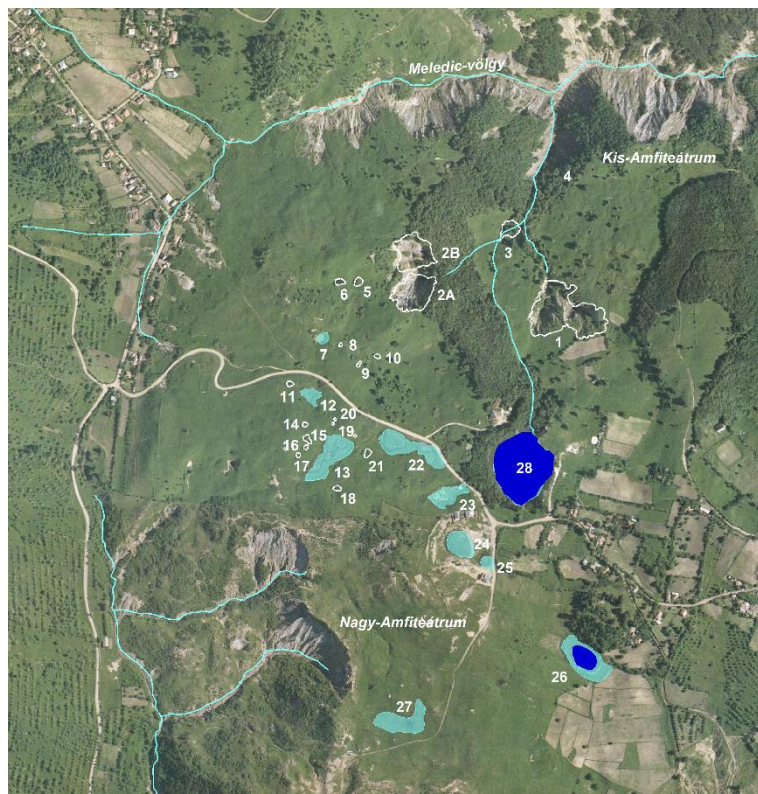
A korábban az Aknaszlatinai-sókarszton már bevált DJI Phantom kvadrokopterral végeztünk felmérést a felszínformák méreteinek meghatározása miatt. Az alacsony magasságban (50m) készített 12Mpx felbontású képek sztereo-fotogrammetriai (vagy tér-fotogrammetriai) feldolgozása Agisoft 1.2 professional szoftverrel történt. A feldolgozás során először egy 3D pontfelhő készült, amiből interpolációs eljárással felszínmodellt állítottunk elő. Mivel az alapanyag egyszerű fényképekből állt – nem lidar felvételekből, a növényzet és lombkorona nem volt „retusálható” a pontfelhőkből, azaz digitális terepmodellek előállítására volt lehetőségünk. A román Stereo 70 (EPSG:31700) vetületi rendszerben lett volna célszerű létrehozni a terepmodelleket. Szoftveres hibák miatt azonban a bizonyosan jól kezelt WGS 84 (EPSG:4326) földrajzi koordinátarendszerben történt a terepmodellek létrehozása majd TIFF fájlként exportálása. A Stereo 70 rendszerbe vetítésre és a további elemzési lépések elvégzésére az ArcGIS szoftver nyújtott megoldást. A végső raszter felbontása px/m. Munkánk során ez a felbontás alkalmas arra, hogy a vizsgálni kívánt felszíni formákat lokalizálni, modellezni és mérni tudjuk. A földrajzi vetületbe illesztés terepen mért GPS pontok alapján történt. Az átfogó geomorfológiai, morfometriai és a geohazard vizsgálatokhoz a Google Earth által a területről elérhető műholdképeket használtuk fel, a méréseket Global Mapper 17. szoftverrel végeztük.

Eredmények és diszkusszió

Dolina típusok a Meledic-fennsíkon

A nagy mennyiségű, egyenletes eloszlású szennyeződés (főleg agyag és iszap) a gyorsan oldódó evaporit közettömegben, olyan sok oldhatatlan maradékot termel, amely gyorsan kiterjedő takarót képez a sóközet tetején. Ezt a köpenyt folyamatosan aláássa a sekély mélységben elhelyezkedő sótömszben végbemenő gyors oldás. Az agyagos oldási maradék egy része bemosódik a dolina hasadékaiba, ami létrehozza a jellegzetes üledékekkel és

talajjal borított gödrös tájat, ahol az agyagos üledékekkel bemosódott (szuffúziós) dolinák nagy számban jelennek meg.



1. ábra. A vizsgált dolinák a Meledic-fennsík ÉNy-i részén. Jelkulcs: a kék szín a tavakat, a türkiz szín a szuffúziós dolinákban kialakult lápokot, vizes élőhelyeket, a fehér karikák a dolinákat jelöli, a számok a dolinák azonosítói (lásd táblázat).

Fig. 1: Investigated dolines on the NE part of Meledic plateau. Legend: The blue color represents the lakes, turquoise are wetland and pond in suffusion dolines, white circulars are doline, and the numbers are the symbols of dolines (see in table Nr.1).

A szuffúziós dolinás térszinek ott alakulnak ki, ahol az oldódó sósóréteg nincs mélyen a felszínhez képest. Ilyen dolinás térszinek találhatóak a Meledic-fennsík nyugati részén a Meledic menedékházhoz vezető köves út két oldalán (1. ábra). A szuffúziós töbrök általában kisebb méretűek (1-5 m átmérőjű), és összességében lehetnek akár több száz vagy ezer m² területűek. Zömmel sekélyek, talajjal és törmelékkel vannak fedve vagy kitöltve, amelyet az eső vagy az áradások vize mosott be a repedésekbe (5. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 19. 20. 22. 23. 24. 25. 27. számú töbrök. A vízzáró agyag jelenléte miatt számos kis dolinában állandó vizű, vagy évszakosan vízzel

borított tó alakult ki (6. 7. 8. 10. 18. 21. számú töbör), ill. gyakoriak a sekély horpadások, amelyekben vizes élőhelyek alakultak ki (2.3.4. ábra, I. Táblázat).

A nagyobb tavakon néhány koncentrikus vegetációs zóna rajzolódik ki, amely függ a dolina körvonalától, és a víz mélységétől. A tómederben, ill. a vizes élőhelyeken a partvonalától a tó közepéig ezek a következők: a nedves rétek övezete, amelyet sások és fűfélék alkotnak; a sekély mocsári zóna, amelyben elsősorban nádasok alakulnak ki, befelé tartva a nádasokhoz gyékény, tavi káka (*Schoenoplectus lacustris* (L) Palla), mocsári páfrány (*Thelypteris palustris* Schott) társul. A mély mocsári zónát gyökeres, lebegő növényfajok alkotják pl. úszó békaszőlő (*P. natans*, *P. amphibium*), tündérfátyol (*Nymphoides peltata* (SG Gmel.) Kuntze). A gyökér nélküli lebegő növények öve a vizes élőhelyek belsejében alakul ki, ahol a nagy vízboglárkával (*Ranunculus aquatilis* L., *Lemna* sp.), és a közönséges rencével (*Utricularia vulgaris* L.) találkozhatunk, végül a víz alatt élő növények következnek (STRAT 2016, STRAT, MÓGA 2016).

Nagyon látványos a 13. számú dolina és a Vár-tó mélyedésében kialakult koncentrikus sávokba rendeződött növénytársulás. Jóllehet a só közel van a felszínhez, a vizes élőhely növényzete nem tükrözi a só közelségét (2. ábra).



2. ábra: Mocsár és lúp különböző méretű és alakú szuffúziós dolinákban.
Fig. 2: Moorland and swamp inside different size and shape suffusion dolines.



3. ábra Szuffúziós dolina a Meledic-fennsík ÉNy-i részén.
Fig. 3: Suffusion doline on the NE part of Meledic plateau.



4. ábra: Oldásos töbrök a fennsík DNy-i részén.
Fig. 4: Solution dolins on the SW part of the saltkarst.

Az oldásos töbrök közepes vagy nagyméretű, tál vagy tölcsér alakú, főleg oldási folyamatokat kísérő mélyüléssel kialakult mélyedések. Legna-

gyobb számban a fennsík DNy-i részén alakultak ki, a Sós-völgy nagy víznyelője és a Nagy-forrásbarlang közti területen, a bűvópatak fölötti területen (4. ábra).

I. Táblázat
Table I.

A Meledic-fennsík vizsgált töbrök jellemzői
Morphometrical characteristics of the investigated sinkholes on the Meledic plateau

Sorszám	Meledic-fennsík dolinák neve	Area m ²	Long axis m	mélység m	Volum m ³	jelleg	koordináták
1	víznyelős töbör	8720	133	30	70064	víznyelős töbör	45° 30' 00.6254" N, 26° 37' 03.5358" E
2	víznyelős töbör Summa	6800	133	53	216835	víznyelős töbör	45° 29' 59.4978" N, 26° 37' 03.4680" E
2A	víznyelős töbör (déli)	3264	85	53		víznyelős töbör	45° 29' 59.4978" N, 26° 37' 03.4680" E
2B	víznyelős töbör (északi)	3148	78	40		víznyelős töbör	45° 30' 00.6254" N, 26° 37' 03.5358" E
3	víznyelős töbör	643	32	16		víznyelős töbör	45° 30' 02.2620" N, 26° 37' 09.6666" E
5	töbör	162	16			szuffóziós töbör, wetland	45° 29' 59.5428" N, 26° 36' 57.8498" E
6	dolinató	128	18			tó	45° 29' 59.5737" N, 26° 36' 56.5407" E
7	dolinató	300	22			tó	45° 29' 56.4650" N, 26° 36' 55.1368" E
8	dolinató	22	11			tó	45° 29' 56.0683" N, 26° 36' 56.3455" E
9	töbör	380	21			utánsüllyedékes töbör	45° 29' 54.9508" N, 26° 36' 57.7117" E
10	dolinató	14	5			tó	45° 29' 55.4116" N, 26° 36' 59.2290" E
12	töbör	642	36			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 53.3377" N, 26° 36' 54.0929" E
13	töbör	3260	113			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 50.2141" N, 26° 36' 55.6316" E
14	töbör	19	5			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 51.7581" N, 26° 36' 53.4837" E
15	töbör	125	16.jan			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 50.9856" N, 26° 36' 53.5088" E
16	töbör	33	7			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 50.4796" N, 26°

Sorszám	Meledic-fennsík dolinák neve	Area m ²	Long axis m	mélység m	Volum m ³	jelleg	koordináták
							36° 53.4660" E
17	töbör	45	8			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 50.0237" N, 26° 36' 52.8035" E
18	dolinató	86	14			tó/lake	45° 29' 48.1376" N, 26° 36' 55.8453" E
19	töbör	12	5			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 51.7296" N, 26° 36' 55.6245" E
20	NW 5fent	15	4			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 51.9650" N, 26° 36' 55.8097" E
21	dolinató	126	15			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 50.0417" N, 26° 36' 58.2540" E
22	töbör	3020	122			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 50.5600" N, 26° 37' 00.5195" E
23	töbör	1450	71			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 47.5118" N, 26° 37' 04.1886" E
24	töbör	1640	56			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 44.7896" N, 26° 37' 05.5797" E
25	töbör	423	28			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 43.8964" N, 26° 37' 07.6360" E
26	Vár-tó	1421	54			tó	45° 29' 38.4376" N, 26° 37' 15.2162" E
27	töbör	2650	91			szuffóziós töbör/wetland	45° 29' 34.9709" N, 26° 37' 01.6888" E
28	Meledic-tó	9470	261			tó	45° 29' 49.0784" N, 26° 37' 10.3778" E

Mivel a fennsík pereméhez közel alakultak ki, ahol nagy a hidrológiai gradiens, és a felszínről lefolyó, szivárgó vizek a barlang felé könnyen utat találtak, főleg tölcsér alakúak. A töbrösödésre kedvező körülmények miatt nagy és mély töbrök alakultak ki, amelyekből az üledékek szinte teljesen kimosódtak. Mélyülésük és szélesedésük következtében a szomszédos töbrök helyenként egy nagy közös mélyedést (uvalát) alakítottak ki. A fedőüledékektől megfosztott területen tucatnyi mély tölcsér alakú dolina alakult ki a könnyen oldódó sókőzetben, ahol a meredek lejtők gyakran kürtőkbe, víznyelőkbe torkollanak. A meredek lejtőkön lefolyó víz oldó hatása sok helyen vályúkkal, mély barázdákkal, árkokkal szabdalta fel a sókőzet felszínét. A dolinákból a kürtőkön lefolyó víz a fennsík alatt húzódó barlangfolyosón keresztül a Slanic-völgy nagy forrásbarlangja felé áramlik.

Az utánsüllyedésező töbrök másik típusa a talaj-beszakadásos (lezökkenésező) töbrök elszórtan találhatók a fennsík üledékekkel fedett térszínein. Általában kisméretűek, kevésbé szembetűnőek és főleg a csapadékos időszakokban fejlődnek, változnak, amikor a fedőüledékek átmedvesedve képlékeny folyással mélybe szállítódnak a sóközet rejtett kürtői, hasadékai felé. A zárt gyeptakarós térszíneken, ill. ahol összeálló kőzet borítja a fennsíkot, talaj-beszakadásos töbrök jelennek meg, éles peremük elárulja, hogy az oldással kialakult kürtők felett a gyeptakarós talaj nagyobb tömbökben, dugószerűen zökkent be az alatta nyíló üregbe (pl. 9. sz. töbör) (5. ábra).



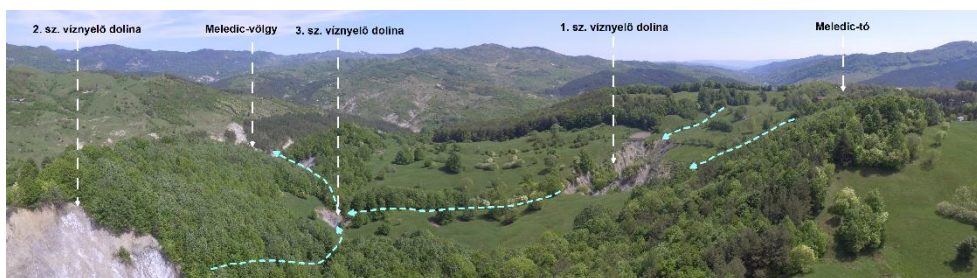
5. ábra: Talaj-beszakadásos töbör.
Fig. 5: Dropout doline.

A víznyelők a Meledic-fennsík területén vakvölgyben vagy víznyelős töbör alján nyílnak. A legtöbb víznyelő a fennsík középső részén a fokozatosan elvékonyodó üledékréteg faltjainak a pereménél alakult ki, ahol közel van a felszínhez a sóközet. A víznyelős dolinák zárt, kör vagy ellipszis alakú aszimmetrikus mélyedések, amelyek a víznyelő torok irányába lejtnek. Az átmérőjük néhány tíz méter és több száz méter között változik. A hatalmas méretű ikertöbrök (uvalák) esetenként több különálló mélyedésre tagolódnak, amelyeknek a mélysége akár 20-50 méter is lehet, és komplex folyamatok eredményeként jöttek létre. A legnagyobb méretű víznyelős dolinák a fennsík legmagasabb kiemelkedése körül, az onnan időszakosan lefolyó víz völgyeszerű hajlataiban, kis völgyeiben alakultak ki.

Megfigyeléseink, terepi vizsgálataink alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy amikor még összefüggő fedő üledékréteg borította a

Meledic-fennsíkot, a távközlési erősítő torony környéki legmagasabb (kb. 610 m magas) tetőkről sugár irányban a felszínen folytak le a kis erek és patakok, amelyek sugaras vízhálózatot alakítottak ki. Ezeknek a kis patakoknak a bevágódása vékonyította el a fedőüledékes takarót. A fedőrétegek lehordásában az erózió kívül a lejtős tömegmozgásoknak is fontos szerepe lehetett, amit az utóbbi évszázadokban az erdőkaró kiirtása, a legeltetés, a rét- és mezőgazdaság elterjedése is siettetett. A természeti folyamatok és növekvő antropogén hatások következtében főleg a lejtős területeken megbomlott a felszíni takaró egyensúlya, és a felszíni vizek a völgyek talpán egyre inkább érintkezésbe kerültek a felszín alatti könnyen oldódó sőrétgel, és az alattuk húzódó kősó vagy karbonátos kőzet süllyedését, bezökkenését, omlását okozták. Ahol nagyobb mennyiségű víz jutott az így kialakult mélyedésekbe, a kősó repedéshálózatán keresztül folyó víz eróziós és oldó hatása földtörténeti mérték szerint nagyon rövid idő alatt kialakította a sókőzetben a búvópatakok járatrendszerét.

Ahogy a járatok tágultak és a víz számára könnyebben átjárhatóvá váltak, mélyebb és tágasabb lett a víznyelő töbrök is, amelyben részt vettek omlások, a sókőzetet fedő üledékek átnedvesedésével, képlékennyé válásával csuszamlások, sárfolyások, lejtős tömegmozgások is. A kőzet repedéshálózata pedig akár több helyen is magához vonzotta a lejtőkről lefutó kis vízfolyásokat, így tojástartóra hasonló, több rekeszű ikertöbrök (uvala) alakultak ki. A Meledic-fennsík középső és északi részén a felszíni vízfolyások fokozatosan szétestek és mélybe-fejeződtek (batükaptura) a víznyelős dolinák kialakulásával és a felszíni vizek elnyelődésével. Napjainkban kisméretű szuffóziós, utánsüllyedésszerű és lezökkenésszerű dolinasorok és nagyméretű víznyelős töbrök sorakoznak az egykori völgyek helyén, főleg a Meledic-patakok völgyfőjében.

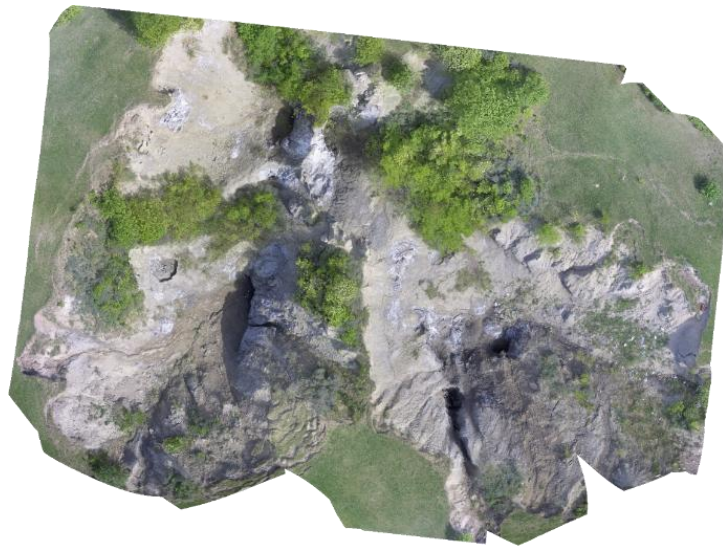


6. ábra: A Meledic-fennsík északi része a 6S-barlang víznyelőivel és a vízfolyásokkal.
Fig. 6: The northern side of the Meledic plateau with the sinkholes of the 6S cave and streams.

A Meledic-tótól északra lejtő fennsík nagy víznyelős töbrői ilyen komplex folyamatok következtében alakultak ki. A Meledic-tó túlfolyó vize

valaha a felszínen folyt egészen a fennsík északi határát képező Meledic-völgyig, azonban a patak vize többszörös mélybe-fejeződéssel búvópatakká vált, egykori völgyrendszerében napjainkban hatalmas víznyelős dolinák nyílnak, az 1. 2. 3. számú víznyelők (6. ábra), amelyek az S6-barlangrendszer aktív, alsó járatain keresztül vezetik le a felszín alatt a vizeket. A sóbarlangok és a velük kapcsolatban álló víznyelők alakja és mérete, mélysége gyorsan változik. Kormeghatározások a Meledic-fennsík barlangjaiban még nem történtek, így csak analógiák alapján állíthatjuk, hogy mind a barlangok, mind a víznyelős dolinák viszonylag fiatal képződmények. Az 1980-as években a barlangkutatók által publikált barlangtérképek és a velük kapcsolatban álló víznyelők között nem találjuk a 3. sz. víznyelőt, jóllehet az S6 barlang környékén minden objektum ábrázolva van. Ebből arra következtetünk, hogy ez a több tíz méter átmérőjű víznyelő, akkor még nem létezett, azaz később alakult ki! A víznyelős dolinákról az elmúlt években végzett megfigyeléseink és drónfelvételeink megerősítik, hogy a változások gyorsan történnek a sódolinákban.

A fennsík DNy-i részében a Só-völgyben (Valea Sării) nyílik a legnagyobb méretű, vakvölgyben kialakult víznyelő, amelyből egy sóbarlangba folyik a kis sós vizű búvópatak, amely kb. 250 m felszínalatti folyás után a Slănic-folyó meredek sófala alatt nyíló Nagy-forrásbarlangban lép ki a felszínre.

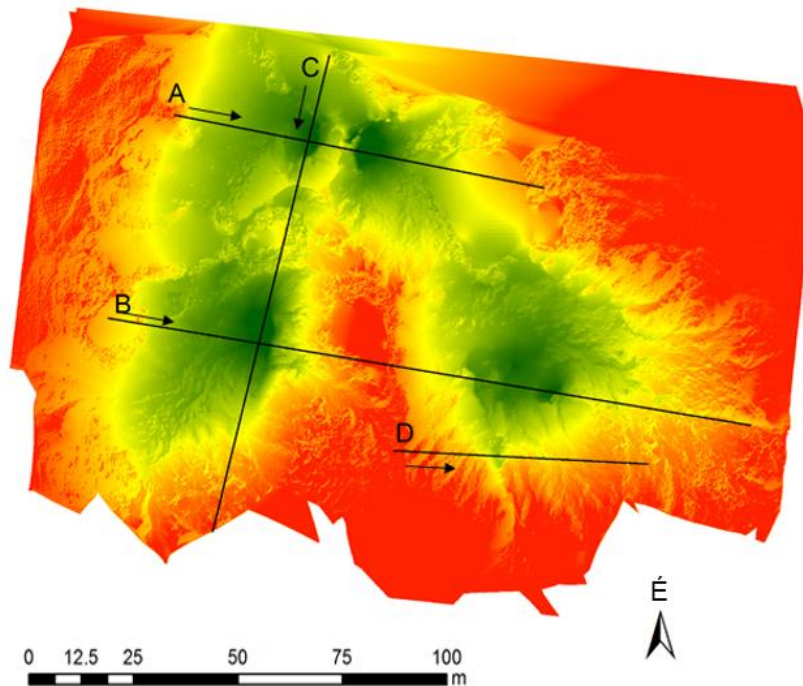


7. ábra: Az 1. számú víznyelős dolina a 6S-barlang víznyelőivel.

Fig.7: The number 1. sinkhole, with the swallow holes of 6S cave.

A víznyelős dolinák morfológiai vizsgálatának eredményei

Az 1. számú nagy víznyelős töbör (7. ábra) morfológiai vizsgálatát két különböző módszerrel végeztük. Az első szofveres alkalmazásban a DJI 3 standard drónnal készített 12Mpx felbontású képek sztereo-fotogrammetriai feldolgozása Agisoft 1.2 professional szofverrel történt. A feldolgozás során először egy 3D pontfelhő készült, amiből interpolációs eljárással felszínmodellt állítottunk elő. Négy profilt illesztettünk a területre (ABCD), amelyek alapján elkészítettük a négy fiókkatlannal (töbör) rendelkező karsztos mélyedés jellemző keresztmetszékeit (8. 9. ábra). Az ortofotón és a digitális felszínmodellen jól megfigyelhető, hogy a különböző irányokból érkező időszakos vízfolyások négy nagyobb, és további kisebb víznyelőkben folynak el, amelyek egy nagy dolinaegyüttessé (uvala) oldódtak össze, amelynek a mélysége 20-25 m, a területe pedig a 2018. májusi méréseink szerint 8720 m^2 (I. táblázat). Az uvala térfogatát is a fenti szofver segítségével számítottuk ki, úgy, hogy a karsztos mélyedés legalacsonyabb pereme (513 m) alatti térfogatot számoltuk ki, ami 70064 m^3 .

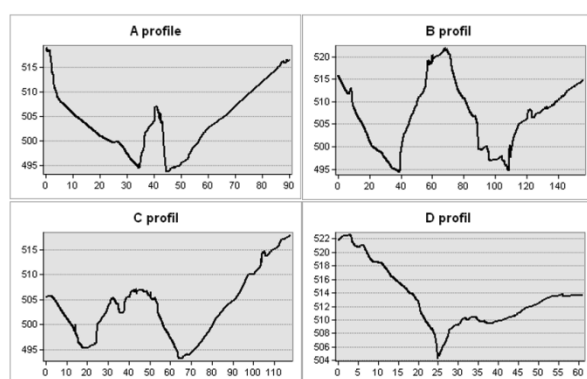


8. ábra: Az 1. számú víznyelős dolina a felvett szelvényekkel (A, B, C, D).
 Fig. 8: The sinkhole n. 1. with the cross sections (A, B, C, D).

Az 1. jelű víznyelős töbörben (uvala) nyíló víznyelők mind az 6S-barlanggal állnak kapcsolatban, de a felfedezés idején még a víznyelők közül

kiinduló különálló kisebb barlangok külön elnevezést kaptak, ha járható méretű folyosó nem kötötte össze őket az 6S-barlanggal. A barlangkutatók a DNy-i nagy töbréből nyíló víznyelőn keresztül jutottak be 1980-ban az 6S-barlangba, amely a további felfedezésekkel hamarosan a Föld leghosszabb kőszoban kialakult barlangja lett (3243 m hosszú, 42 m mély). Az előzőtől északra nyíló (ÉNY-i) víznyelőben tárták fel az 5S-barlangot, a jobb oldali nagy töbör (DNy-i) alján nyíló víznyelőből a 9S-barlangot.

Az 1. számú víznyelős töbör fiók-katlanjainak lehatárolására, és morfológiai vizsgálatára, a felszínmodell Stereo 70 rendszerbe vetítésére, és a további elemzési lépések elvégzésére az ArcGIS szoftver nyújtott segítséget. Az Agisoft 1.2 szoftverből importált felszínmodell TIFF fájl magasság színezése után a töbrök lehatárolásának céljából 1 m szintközökkel szintvonalak létrehozására volt szükség. Töbröként 4 db (délkeleti, északkeleti, északnyugati és délnyugati), egymástól független legkülső zárt szintvonalal, és legalább 5 db további belső szintvonalal jellemezhető mélyedést határoztunk meg (10. ábra).



9. ábra: A, B, C, D keresztmetszvények az 1. sz víznyelős töbréből.
Fig. 9: A, B, C, D cross sections from the sinkhole n. 1.

A töbrök paramétereinek kinyeréséhez szükség volt a terepmodellből való egyenkénti kivágásukra. Ezt a töbörperem szintvonalak leválogatásával, poligonná alakításával, majd a terepmodell kimaszkolásával értük el. Már a szintvonalak poligonná alakításával megkaptuk a töbrök területét és kerületét, valamint lemérhettük a hozzávetőlegesen leghosszabb és legrövidebb átmérőket. A külön töbör-terepmodellek létrehozásával pedig a mélység és a térfogat adatokhoz is hozzáférhettünk. Utóbbihoz a Surface Volume eszköz járult hozzá. Az alkalmazott módszer (fotogrammetria) korlátai miatt a töbrök pontos lehatárolása a növényzettel borított területeken nem volt lehetséges. Ez a körülmény az uvalán belül főleg az ÉK és ÉNy töbrök va-

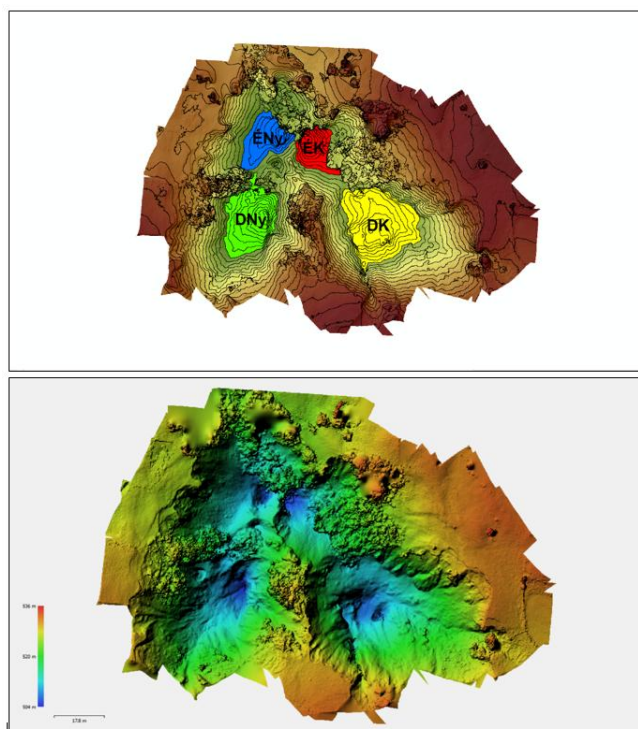
lói méretének a kiszámítását befolyásolta kismértékben negatívan. A tőbör legmélyebb pontja és geometriai középpontja közötti eltérés alapján a DK–i tőbör a legcentrálisabb, a DNy-i kevésbé, az ÉNy-i és még inkább az ÉK-i pedig nagyon aszimmetrikus. Utóbbi a legkisebb területű, mégis a legmélyebb tőbör. Az alábbi táblázatban ugyan csak 9 m van feltüntetve a vizsgált tőbrök legnagyobb mélységeként, de ezek csak a rész mélyedésekhez (tőbör) tartozó értékek, az uvala valós mélysége helyenként eléri a 30 métert is (II. táblázat).

II. Táblázat

Table II.

Az 1. számú víznyelős tőbörben GIS módszerrel elkülönített tőbrök morfológiai jellemzői.
Morphometrical parameters of the dolines determined by GIS in the sinkhole n. 1.

Tőbör	Kerület <i>m</i>	Terület <i>m</i> ²	Átmérő (min-max) <i>m</i>	Mélység <i>m</i>	Térfogat <i>m</i> ³
DK	125	694	24,5 – 33,5	8	2284
ÉK	86	205	11,5 – 17,5	9	698
ÉNy	97	276	16,5 – 25	7	560
DNy	112	468	18 – 35,5	9	1255



10. ábra: GIS módszerrel elkülönített tőbrök az 1. számú víznyelős tőbörben.
Fig. 10: Dolines determined by GIS in the sinkhole n. 1.

A 2. számú víznyelős töbör a Meledic-fennsík keleti peremén kialakult óriás méretű nagyrészt sókőzetben kialakult ikertöbör (uvala), amelynek mindkét mélyedésében víznyelő található (11. 12. ábra, I. táblázat). A tetőről É-ÉK felé lefolyó vizek eróziós és korróziós hatása alakította ki. A nagyobbik (déli) töbör alján nyílt valaha a 8S-barlang szája, a kisebbik (északi) töbör alján a 7S barlang víznyelője. Ezek kisebb méretű, időközben elzárult bejáratú víznyelő barlangok, ahonnan a vizek a feltételezések szerint a 6S-barlang felé tartanak, de a barlangrendszernek ezt a feltételezett ágát még nem sikerült feltárni. A feltételezett barlangfolyosó nyomvonalát kisebb tölcser alakú töbrök és tavas dolinák jelzik a fennsík észak felé tekintő meredek lejtőjében.

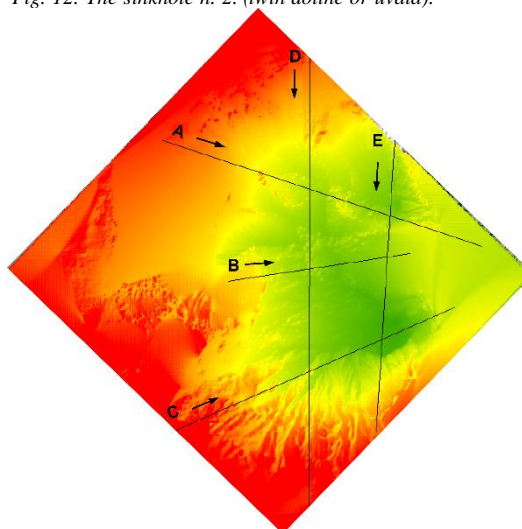


11. ábra: A 2. számú víznyelős dolina a sókőzet repedéseinél alakult ki.
Fig. 11: The sinkhole n. 2 developed at the fractured saltrock.

Az ikertöbör felületét a Global Mapper program 17 verziójával határoztuk meg, a teljes töbör 6800 m^2 , külön az északi töbör 3150 m^2 , a déli töbör 3260 m^2 (11, 12, 13, 14. ábra). A térfogat számításnál az előző töbörnél alkalmazott módszert használtuk, amelynek lényege az, hogy az alkalmazott szoftver egy bizonyos tengerszint feletti magasság alatti térfogatot tud kiszámolni. Mivel az ikertöbör teteje aszimmetrikus, a legmagasabb (567m) és legalacsonyabb perem (545m) között 22 m különbség van, ezért a legalacsonyabb perem (545m) alatti térfogatot számoltuk ki ($216\,835 \text{ m}^3$). Az ikertöbör a karsztfennsík legmélyebb objektuma 52 m-es mélységével.



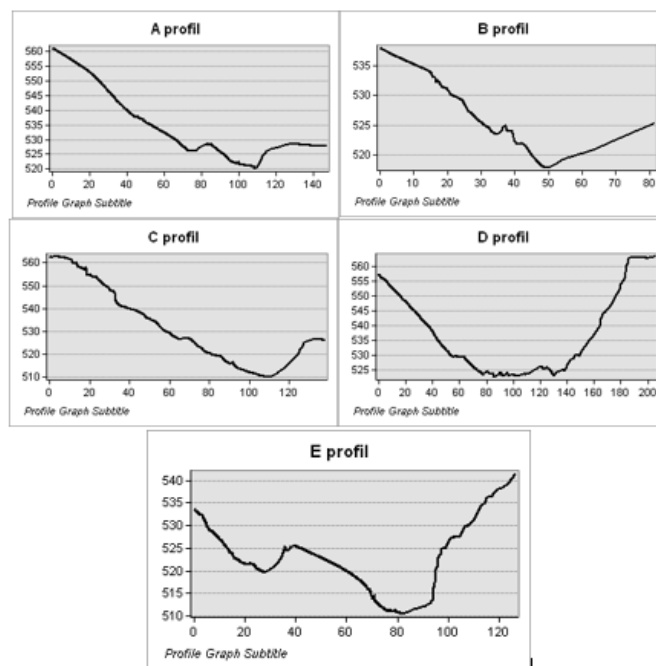
12. ábra: a 2. számú víznyelős töbör (ikertöbör vagy uvala).
 Fig. 12: The sinkhole n. 2. (twin doline or uvala).



13. ábra: A szelvények helye a 2. sz. víznyelős dolinában.
 Fig. 13: The location of the cross sections in the sinkhole n. 2.

A 2. számú ikertöbör mérete a legnagyobb a vizsgált víznyelős dolinák közül. Feltételezéseink szerint napjainkban (2017-2019) jóval nagyobb méretű, mint ami volt a Meledic-sókarsztról szóló barlangmonográfia kiadásának időpontjában (ICÁ 2010). A könyvben publikált aránymértékkel ellátott térkép vázlaton az ikertöbör mind a két része jóval kisebb a jelenleginél

és a szomszédos 6S barlanghoz tartozó töbröknél, és az alakja is feltűnően különbözik a drón felvételen láthatótól.



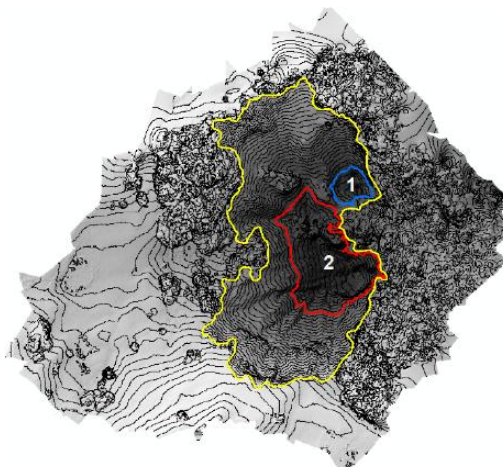
14. ábra: Keresztszelvények a 2. sz. víznyelős dolinában.
Fig. 14: Cross sections in the sinkhole n. 2.

A 2. számú víznyelős töbrőnél még egy morfológiai vizsgálatot végeztünk, amely lényegében azonos volt a korábban használt módszerhez (lásd az 1. számú töbrőnél, 10, 14, 15. ábra, III. táblázat). Az ikertöbrőt alkotó két belső töbrő körüli legtagabb folyamatos szintvonal mentén meghatároztuk a két zárt mélyedést Arc GIS szoftver segítségével. Ezeknek a belső töbrőknek (1. és 2.) mértük meg a morfológiai jellemzőit. Mivel a két töbrő körüli legtagabb folyamatos szintvonal keleten lombkorona alatti helyzetű, azok méretét a növényzet torzítja.

III. Táblázat
Table III.

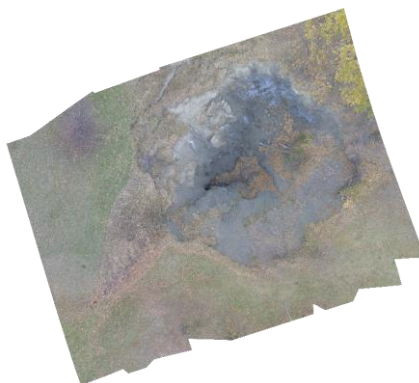
Az 2. számú víznyelős töbrőben GIS módszerrel elkülönített töbrők morfológiai jellemzői.
Morphometrical parameters of the dolines determined by GIS in the sinkhole n. 2.

Töbrő	Kerület (m)	Terület (m ²)	Térfogat (m ³)	Mélység (m)	Átmérő (m) min-max
1.	67,16	199,73	408,64	6 (541-535)	12,5-19,5
2.	235,39	1389,47	6141,53	13 (541-528)	22-57,5



15. ábra: A belső töbrök szintvonal menti lehatárolása a 2. számú víznyelős dolinánál.
 Fig. 15: Selection of the inner dolines along the widest contour by GIS in the sinkhole n. 2.

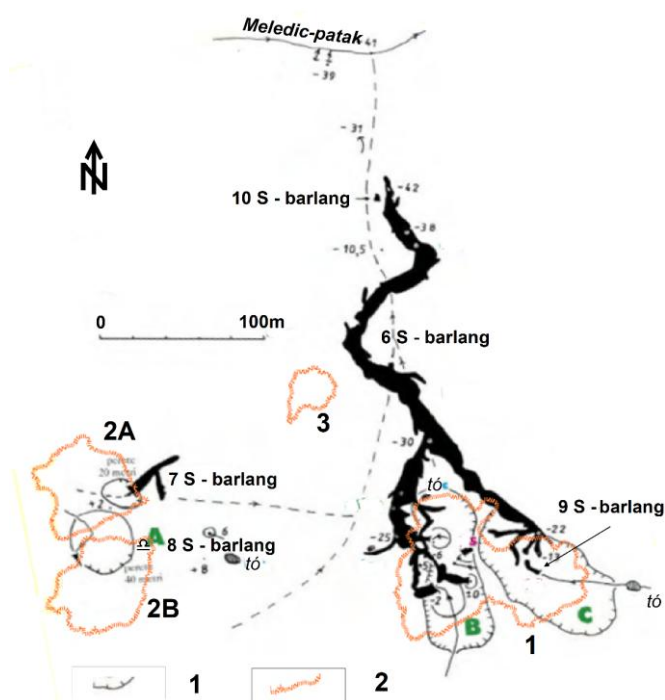
A 3. sz. víznyelős dolina nagyjából az előző két dolina között található, de alacsonyabb térszínen, az egykori vízfolyás sekély völgyében nyílik. Erősen aszimmetrikus mélyedés, egy nyitott víznyelővel és kapcsolódó időszakos vízmosással. A nyelési pont a 18 m mély töbrő mélypontján nyílik és belőle egy járat vezet DNY-i irányba. Valószínűleg fiatal víznyelő, a fennsíkon dolgozó barlangkutatók térképe 2004-ben még nem ábrázolta (ICÁ 2010), így valószínűleg később keletkezett. Számításaink szerint a kissé ovális víznyelős dolina átmérője 32 m, területe 643 m², mélysége 16 m (I. Tábla, 16. ábra). Körben meredek, lépcsőzetesen omladozó falak határolják, aminek a felső részét különböző üledékek, alsó 2/3-t kőso képezi. Valószínűnek tűnik, hogy a 6S-barlang rányelője.



16. ábra: A 3. számú dolina
 Fig. 16: The sinkhole n. 3.

Összegzés

Az előzetes eredmények a korábbi térképábrázolásokhoz képest, sőt saját előző évi felméréseinkhez képest is kisebb-nagyobb változásokat észleltünk a vizsgált karsztos felszínformáknál (17. ábra). A legszembetűnőbb a változás a 6S-barlang 2A és 2B jelű víznyelőinél, a 3. víznyelős dolina nem szerepel ICÁ, G. (2010) térképén, valószínűleg azóta alakult ki! A térkép feltüntet minden felszíni objektumot, ami a 6S-barlang vízgyűjtő területén található, de nincs vetületbe illesztve, ami a georeferálásnál torzulást eredményezett.



17. ábra: A víznyelő dolinák változása 1996 és 2018 között különösen a 2A és 2B dolinánál szembetűnő, a 3. számú dolina azóta alakult ki. Jelmagyarázat: 1. dolina kontúrok 1996-ban, 2. dolina kontúrok 2018-ban. after ICÁ, G. (2010) térképe alapján.

Fig. 17: The changes of the shape and size of sinkholes between 1996 and 2018 is well-marked at the 2A and 2B sinkholes. The sinkhole n. 3. developed since that. Legend: 1 the contours of the sinkholes in 1996, 2. the contours of the sinkholes in 2018. after the map of ICÁ, G. (2010).

A bukaresti kutatók által 2010-ben a sóbarlangokról írt tanulmánykötetben közzétett térképábrázoláshoz képest minden víznyelős dolinánál mé-

retnövekedést tapasztaltunk, új nyelőpontok alakultak ki, a dolina pereme eróziós folyamatok és lejtős tömegmozgások következtében kiszélesedett. Morfometriai vizsgálatokat végeztünk a különböző típusú és méretű dolinákon, ami lehetőséget adott a formák méret szerinti és genetikai szempontú rendszerezésére. GIS adatbázisunk és fotodokumentációnk segítségével nyomon követhetők a további változások.

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

- BOSÁK, P., BRUTHANS, J., FILIPPI, M., SVOBODA, T., SMÍD, J.* (1999): Karst and caves in salt diapirs, SE Zagros Mts. (Iran). – *Acta carsologica*, 28/2 LJUBLJANA. pp. 41-75. DOI: <https://doi.org/10.3986/ac.v28i2.484>
- BRUTHANS, J., ZEMAN, O.* (2003): Factors controlling exokarst morphology and sediment transport through caves: comparison of carbonate and salt karst. – *Acta Carsologica*. 32(1) pp. 83-99. DOI: <https://doi.org/10.3986/ac.v32i1.366>
- FORD, D. C., WILLIAMS P.* (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. – John Wiley and Sons, Chicester 562 p.
- FRUMKIN, A.* (1994): Morphology and development of salt caves. – *Natl. Speleol. Soc., Bull.*, 56, pp. 82-95.
- FRUMKIN, A.* (2013): Salt karst. – in: Frumkin, A. (Ed.), Shroder, J. (Editor in Chief), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorphology, pp. 407–424. DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00113-5
- FRUMKIN, A., RAZ, E.* (2001): Collapse and subsidence associated with salt karstification along the Dead Sea. – *Carbonates and Evaporites* 16 (2), pp. 117–130. DOI: 10.1007/BF03175830
- FRUMKIN, A., EZERSKY, M., AL-ZOUBI, A., AKKAWI, E., ABUELADAS, A.R.* (2011): The Dead Sea hazard: geophysical assessment of salt dissolution and collapse. – *Geomorphology* 134, pp. 102–117. <http://dx.doi.org/10.1016>
- GIURGIU, I.* (1985): Pesteri in sare dein Subcarpatii Vrancei. – *Buletinul Clubului Speologie „Emil Racovita”*.

- GUTIÉRREZ, F., LIZAGA I.* (2016): Sinkholes, collapse structures and large landslides in an active salt dome submerged by a reservoir: The unique case of the Ambal ridge in the Karun River, Zagros Mountains, Iran. – *Geomorphology* 254. pp. 88–103.
- ICÁ, G.* (2010): Cea Mai mare peșteră în sare din lume. România Subcarpați Vrancei. – *Natura României*. 234 p.
- IRIMIA, D. N., IRIMUS, I. A.* (2012): The touristic area Lopatari-Manzalesti. – Conferinței „Rolul turismului în dezvoltarea teritorială” Gheorghieni. Presa Universitară Clujană, Kolozsvár. 7 p.
- MACALUSO, T., SAURO, U.* (1996): The Karren in evaporitic rocks: a proposal of classification - In: *FORNOS, I. J.- GINES, A.* (szerk.): Karren Landforms, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. pp. 277-293.
- MADONIA, G., SAURO, U.* (2009): The Karren Landscapes in the Evaporitic Rocks of Sicily – in *GINÉS, A. – KNEZ, M. – SLABE, T. – DREYBRODT W.* (edit): Karst Rock Features Karren Sculpturing pp. 525-533, Karst Research Institute, Postajna-Ljubljana 561 p.
- MARUNTEANU C., DUMITRU, I.* (2010): Salt karst in Manzalesti – Romania. - In (ed. Evelppidou, N. Figueiredo, T. Mauro, F. Tecim, V. Vassilopoulos, A.) Springer Science & Business Media, pp. 105-109. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-642-01577-9_13
- MÓGA J., LIPPMAN L., TOMBOR E., FEHÉR K., KÉRI A., BORSODI A.* (2015): Az Aknaszlatinai-sókarszt felszínalaktani vizsgálata. – *Karsztfejlődés XX*. pp. 185-213. DOI: 10.17701/15.185-213
- MÓGA J., SZABÓ J., GÖNCZY S., LIPPMANN L., BÓDAI B.* (2017): Az Aknaszlatinai-sókarszt dinamikusan változó felszínformáinak vizsgálata terepi és GIS módszerekkel. – *Karsztfejlődés XXII*. pp.139-161. DOI: 10.17701/17.139-161.
- NAPARUS, M.* (2009): Teza de doctorat - Carstul se pare: dinamica si fenomene de risc. Studiu comparativ intre carstul natural de la Platoul Meledic si fenomenele carstice de natura antropica de la Ocelele Mari. – Doktorii értekezés, Bukarest. 65 p.
- ROMANESCU G., CURCA R. G., SANDU I.G.* (2015): Salt deposits in the Romanian Subcarpathians - genesis, repartition and ethnomangement. – *International Journal of Conservation Science*, Volume 6(3), pp. 401-410.
- SAVA, D., ARCUȘ, M., DOROFTEI, E.* (2010): Preliminary data on Meledic – Manzalesti Natural Reserve (Buzau County), Ovidius University Annals of Natural Sciences, Biology – Ecology Series, 14 pp. 61-67.
- 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 Universitații din București. p. 43.

STRAT, D., MÓGA J. (2016): Salt covered Karst dolines are determining features that control the occurrence of freshwater wetlands in the Meledic Plateau, Vrancei Sub Carpathians – Romania. – 18th Joint Geomorphological Meeting, June 27th - July 1st, 2016, Chambéry, France. Book abstracts.

STRAT, D. (2016). Wetlands – as significant features of the salt karst landscape in the Meledic Plateau, Vrancea Subcarpathians, Romania. – *Procedia Environmental Sciences* 32(59–69). doi: 10.1016/j.proenv.-2016.03.012

VERESS M. (2004): A karszt – BDF Természetföldrajzi Tanszék 215 p.

VERESS M. (2016): Covered Karsts – Springer, Berlin, New York, Heidelberg 536. p. DOI 10.1007/978-94-017-7518-2

VERESS M., PUSKÁS J., ZENTAI Z., BENKÓ ZS. (2011): Development of karren formation on the saltic hills of Praid (Transylvanian basin, Romania). – *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 6(2), pp. 183 – 194.

WALTHAM, T., BELL, F., CULSHAW, M. (2004): Sinkholes and subsidence. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 381. p.

WARREN, J. K. (2006): Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. – Springer Berlin Heidelberg New York, 1035 p.

ZÁMBÓ L. (1992): A karsztosodó kőzetek alaktana (karsztgeomorfológia). – in: (Borsy Z. szerk.) Általános természetföldrajz – Fejezetek az általános természetföldrajz köréből, Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 587-589.

ZENTAI Z. (1994): A Parajdi sókarszt geomorfológiája. (The geomorphology of the Parajd/Prajd saltkarst). – *A BDTF Tud. Közl. IX. Természettud. 4, Szombathely.* pp. 233-248.

**KARSZTDOLINÁKRÓL MÁSKÉPPEN
(GEOÖKOLÓGIAI ÉRTELMEZÉS)**

**FROM KARST DOLINAS OTHERWISE
(GEOECOLOGICAL INTERPRETATION)**

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

SZTE TTIK Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék
Szeged, Egyetem u.2. keveibar@geo.u-szeged.hu

Abstract: The ecological (environmental) system of the karst is very vulnerable, environmental impacts endanger the natural course of corrosion, the survival of individual habitats and the quality of non-renewable natural resources. Incorrect human use may also cause degradation of aesthetic and environmental values. In the karst system, the occurrence and distribution of dolines are related to the characteristics of the climatic conditions of the area. Dolines are "hot spots" of karstic areas, the infiltrating water can enter the system very quickly here, where they can start irreversible (degradation) processes. The development of the dolines is governed by the integrated processes of geo-ecological factors (bedrock, climate, water, soil, vegetation, humans). Karst ecosystem services (drinking water supply, recreational utilization, timber production and carbon sequestration) are of great importance for the population. Exploring and evaluating these services are important parts of complex investigations. The study draws attention to geoecological doline studies with some typical geochronological parameters.

Keywords: geoecology, doline investigation, doline microclimate, soil of doline, flora of doline

Bevezetés

A karsztok ökológiai (környezeti) rendszere igen sérülékeny, a környezet szennyezések veszélyeztetik a korrózió természetes menetét, az egyedi élőhelyek fennmaradását és a nem megújuló természeti erőforrások minőségét. A helytelen emberi használat az esztétikai és környezeti értékek romlását is előidézhetheti. A karsztok rendszerében a dolinák előfordulása és eloszlása összefügg a terület klimatikus adottságainak jellemzőivel. A dolinák a karsztos területek „hot spot”-jai, mivel a beszivárgó vizek itt igen gyorsan bejuthatnak a rendszerbe, ahol visszafordíthatatlan degradációs folyamatokat indíthatnak el. A dolinák fejlődését a geoökológiai tényezők (alapkőzet, klíma, víz, talaj, növényzet, ember) integrált folyamatai irányítják. A karsztok ökoszisztéma szolgáltatásai (ivóvízellátás, rekreációs hasznosítás, erdőinek faanyag hasznosítása és a CO₂ elnyelése) igen fontos a lakosság számára. Ezeknek a szolgáltatásoknak feltárása és értékelése fontos része a komplex vizsgálatoknak. A tanulmány néhány jellegzetes geoökológiai paraméter

segítségével irányítja rá a figyelmet a geoökológiai szemléletű dolina-vizsgálatokra.

Vázlatos kutatástörténet

A karsztok sajátos morfológiáját és jelenségeit már a Krisztus előtti időszakban megfigyelték a korabeli gondolkodók, a 16. századtól pedig a mészkőhegységek jelenségeit már karsztos jelenségként fogták fel a természettudósok (PFEFFER, 2010). Mielőtt azonban a karszt fogalom a tudományos szakirodalomban megjelent volna, Szlovéniában Valvasor már a 17. században írt a karsztok zárt depresszióiról (KRANJC 2013). HAQUETT (1778) „*kessel*” névvel illette a karsztos dolinákat ebben az időben. A 19. században vált általánossá a geográfusok és geológusok körében a karszt fogalma (VIRLET 1834, FOURNET, 1852), ekkor már térképen is megjelent az Isztriai-félsziget geológiai térképén „*karsztközet*” megnevezés. PRESTWITZ (1854) angol, OWEN (1856) és COX (1874) amerikai kutatók a dolinákat ekkor már a kőzetmállás következményének tartották.

A 19. század végén CVIJIC (1893) adta meg a karszt első tudományos megfogalmazását „*Das Karstphaenomen*”, azaz a „*Karsztjelenségek*” című munkájában. A tisztán karsztos (holokarszt) területeket és azok depresszióit, a dolinákat, uvalákat és poljéket vizsgálta. A dolinákat karsztos felszín korróziós formájának tartotta (szemben a dolinák keletkezésének akkori, beszakadásos elméletével). A karszthidrológusok (GRUND 1904, KATZER (1909) a dolinák keletkezését eróziós úton vezették le. A kutatók többsége a külső morfológia alapján írta le a dolinákat (GORTANI 1908, LUGEON, JÉRÉMINE 1911), keletkezésüket oldásos folyamattal magyarázták. A karsztmorfológiai kutatások ettől az időszaktól kezdődően messzire jutottak. Kiemelhető a tektonikus hatások felismerése a karsztformálódásban, a karsztos és nem karsztos kőzetek kölcsönhatásának vizsgálata a hidrogeográfiai viszonyok értelmezésében. TERZAGHI (1913) elsők között ismerte fel a mészkőoldás biogén jellegét. Az oldási folyamatok klímára és a környezeti tényezőkre való visszavezetése a korszerű karsztmorfológia számára nyújtott jelentős továbblépési lehetőséget. Fontos megállapítás volt, hogy a mészkőhegységek kiemelt felszínein nem a folyóvízi eróziós felszabdaltság, hanem a sajátos karsztos formák alakulnak ki (CHOLNOKY, 1916). Előremutató volt a hazai kutatásokban a szervesanyagok bomlásakor keletkező CO₂ oldóhatásának felismerése is.

A karsztkutatások (beleértve a dolinák kutatását is) új fejezetét nyitotta meg LEHMANN, O. (1931) munkássága, aki osztotta Terzaghi véleményét, miszerint a dolinákat klíma variencia jellemzi, de az oldásos dolina-

fejlődésében a vegetációnak is jelentős szerepet tulajdonított. Genetikai alapú dolinarendszerézést először *CRAMER* (1941) dolgozott ki, megkülönböztette a beszakadásos-, földomlásos-, anyaghiányos-, oldásos- és feliszapolódott (feltöltött) dolinákat. A második világháború után a karsztkutatásokban mérföldkő volt az 1953-ban létrejött Nemzetközi Karsztbizottság munkássága. *LEHMANN H.* (1956) elgondolásai alapján a karsztok klímaspecifikus értékelése került előtérbe. A karsztvízszintnek, a kőzetoldódás kémiai folyamatának a vizsgálata dominálta a karsztkutatásokat (*WARWICK*, 1958, *BÖGLI*, 1960). A klímafeltételek elemzése vetette fel a biogén eredetű CO₂ korrózióban betöltött szerepének kérdését. Felismerték, hogy a felszint borító növényzet gyökérlégzése és a humusz-gazdag talaj szerves-anyagának mikrobiális bontása jelentősen módosítja a talajlevegő vizet agressziváló CO₂ tartalmának mennyiségét, s ezáltal a karsztkorrózió intenzitását. *SWEETING* (1972) hangsúlyozta a karsztvíz mésztartalmának változatosságát közel hasonló klímafeltételek között. A növényborítottsággal, a talajtényezővel, és a petrográfiai jellemzőkkel hozta kapcsolatba *MIOTKE* (1974) a felszíni formák kialakulását. Több kutató a kőzet és a klíma komplex hatására vezette vissza a karsztfelszín fejlődést (*PRIESNITZ* 1968, *PFEFFER* 1976, *BAKALOVICZ* 1977, *TRUDGILL* 1977). Az Alpokban a karrok magassági zónáit különítette el *ZWITTKOVICS* (1969), azok elrendeződését az orográfiai helyzet mellett a talaj-, a vegetációborítás- és a karsztvíztükör elhelyezkedésével hozta kapcsolatba. *LA VALLE* (1967) amerikai területeken a karsztdepressziók jellemző paramétereit a geológiai-, hidrológiai- és lokális elemek jellemzőivel magyarázta. Orosz kutatók (*MAXIMOVICS* 1963, *GVOZDECKIJ* 1972) a dolinák kialakulását tanulmányozva hangsúlyozták a szuffúziós folyamatok jelentőségét, genetikai alapon oldásos (korróziós)-, beszakadásos- és a feltörő források által kialakított dolinákat különböztettek meg. *GROSCHOPF*, *KOBLER* (1974) a Sváb Albben megállapították, hogy a formák a klímahatás és az ökológiai viszonyok miatt hasonlóak, eltérő geológiai adottságok esetén is. A fedett karsztok tölesérdolináit (a *crameri* értelemben) üledékkel kitöltött, anyaghiányos dolináknak tartották. A hazai kutatások az 50-es években az oldásos dolinák gyors pusztulását és azok uvalává és vakvölgyekké alakulását figyelték meg (*LEÉL-ÖSSY S.* 1954). A karsztok geomorfológiai szemléletű vizsgálatát az aggteleki karszton *LÁNG* (1964) és *JAKUCS* (1971) kezdte meg. A dolinák mikroklímáját hosszú idősoros vizsgálattal e tanulmány szerzője (*BÁRÁNY-KEVEI* 1985, 1999) vizsgálta dolinákban. Megállapítottuk, hogy az eltérő kitétségű lejtők biogén- és talaj folyamatai speciális növényzettel, és különböző talajfolyamatokkal jelentősen hozzájárulnak a dolinák aszimmetrikus formájának kialakulásához (*BÁRÁNY KEVEI* et.al 2015).

A karsztkutatások már korábban jelezték azokat a hatásokat, amelyek hosszútávon megváltoztatják a tájesztétikai, tájhasznosítási és rekreációs szempontból értékes karszterületek fejlődését és működését (kopárosodás, cseppkő-degradáció, karsztvízszint-süllyedés stb). A múlt század közepétől indultak meg azok a vizsgálatok, amelyek a felszíni formák, közöttük a dolinák morfológiai vizsgálatát célozták (*LA VALLE* 1967, *WILLIAMS* 1972, *KEMMERLY* 1982, 2007, *PALMQUIST* 1979, *MEZŐSI* et. al. 1978, *BÁRÁNY KEVEI*, *MEZŐSI* 1991, 1993, *FARSANG*, *TÓTH* 1993, *CASTIGLIONI* 1991, *HOYK* 1999), s ezek a vizsgálatok a dolinák genetikai jellegére is utaltak. A 2000-es évek morfológiai értékelései (*TELBISZ* et al 2007, *VERESS* 2007, 2012, *BASSO* et al 2013, *RAMSEY* 2015) már hozzájárultak a dolinafejlődés pontosabb megértéséhez és utaltak a különböző környezethatások fontosságára is. Az utóbbi évtizedekben egyre inkább teret nyert a karszterületek GIS segítségével történő feltárása, és adatbázisok létrehozása (*GAO*, *ALEXANDER* 2003, *SISKA*, *KEMMERLY* 2007, *GAO*, *ZHOU* 2008, *TELBISZ* et al. 2009, 2016, *KOBAL* et al., 2014). Ezek az adatok segítik a geohazardok előfordulásának előrejelzését is (*BRUNO* et al 2008). Napjainkban a dolinák gyakori beszakadása váltotta ki a kutatók érdeklődését (*GALVE* et al. 2009, *GUTIERREZ* et al. 2014, *SISKA* et al. 2016). Az emberi beavatkozások (pl. városfejlesztés, mezőgazdaság, kőbányászat, útépités stb), jelentősen megzavarják a karsztok természetes geoökológiai környezetének működését. Vizsgálni kezdték azokat a diagnosztizált paramétereket (litológia, topográfia, hidrológia, vegetáció) amelyek a dolinák beomlásait okozhatják (*SUSTERCIC* 2006, *SISKA* et al. 2016). Ismeretükben meghatározhatók a folyamatok és a funkciók közötti kapcsolatok. Utóbbi mecseki, bükki és aggteleki dolinákban mért morfológiai paramétereink (*BÁRÁNY-KEVEI* et. al 2015) igazolták, hogy a dolinákat kitöltő üledékek szemcsemérete, a dolinák megnyúlása, és az agyag felhalmozódása a dolina fenéken csökkenti, a lejtőoldalakon viszont kedvezményezi a dolinák korrózióját. A dolinák növekedésével egyidőben növekszik a dolinák aszimmetriája, ami jelentős részben a külső geoökológiai tényezők hatására alakul ki a dolinákban. Jelen tanulmány a mikroklíma, talaj és a növényzet hatásának olyan jellemző változási trendjeit emeli ki, amelyek bizonyítják a degradációs folyamatok működését a dolinákban..

A karsztok ökoszisztéma-szolgáltatásai (*GOLDSCHIEDER* 2012, *KISS et.al* 2011, *KEVEINÉ BÁRÁNY*, *KISS* 2018) és a különböző társadalmi-gazdasági jellemzők, valamint a karsztok területi mintázatában tapasztalható jelentős eltérések is napjaink karsztkutatásának fontos része. Mivel a dolinák a karsztok esztétikai értékeinek jellegzetes képviselői, ilyen irányú kutatásuk még sok lehetőséget kínál a kutatóknak. Emellett lehetőséget kínálnak a geodiverzitás (melynek a dolinák kitüntetett helyei) és az ökoszisztéma-

szolgáltatások közötti összefüggések vizsgálatára, ami tájtypustól függetlenül is vizsgálatra alkalmas kérdésnek tekinthető.

A dolinák geoökológiai értelmezése

A dinamikus karsztmorfológiai irányzat képviselői (*HASERODT* 1965, *BÖGLI* 1980, *SWEETING* 1985) korán rámutattak arra, hogy a karsztosodást kiváltó tényezők összetettebbek, mint azt a klasszikus geomorfológiai irányzatok megfogalmazták. Igaz ez a megállapítás a karsztos dolinákra is. A dolinák a karsztok diagnosztikus formái (*GAMS* 1972, 1974, *FORD*, *WILLIAMS* 2007), természetes zárt depressziók, általában körszerű alakkal, néhány métertől 1000 m átmérőig, és néhány métertől néhány 10 méter mélységig (*SAURO* 2005, 2013). Genetikai értelemben oldásos (korróziós)-, beszakadásos (gravitációs)-, utánsüllyedéses-, és a járatokat üledékkel kitöltő (szuffóziós) dolinákat különböztet meg a szakirodalom (*FORD*, *WILLIAMS* 1989, 2007). Bővítve a fenti típusok sorát az utánsüllyedéses típusnál az üregeket üledékkel feltöltő szuffóziós dolinák mellett, hirtelen beomló- (dropout) dolinákat is elkülönített. Az üledékkel fedett karsztfelszín alatt a kőzetoldás anyaghiánya miatt beszakadó dolinákat eltemetett (buried) dolinákként nevezte meg. Ezekben az eltemetett dolinákban anyagfelhalmozódások (bauxit és különböző konglomeratok) találhatóak, melyeknek gazdasági jelentősége van. A beomlásos dolinák egyik altípusa, a caprok dolina ott keletkezik, ahol a felszínalatti oldás miatt a mennyezet elvékonyodik és az oldási üreg felett beszakad a felszín. *SAURO* (2003) a barlangi kitöltésbe mélyülő dolinák sajátos típusát intersekciónaként határozta meg. Az ábrák (1, 2, 3, 4, 5. ábrák) néhány dolinatípust mutatnak be.



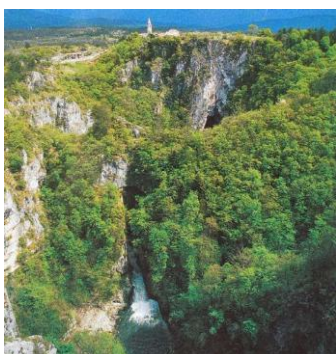
1. ábra. Oldásos dolinák a Bükk-fennsíkron
Fig. 1. Solution dolines in the Bükk Mountain



2. ábra. Oldásos dolina Dél-koreai Taebek hegységben)
Fig. 2. Solution doline in Taebek Mountains S-Korea



3. ábra. Víznyelő dolina a Peak District Nemzeti Parkban (Anglia, originál)
Fig. 3. Water swallow doline in Peak District National Park (England)



4. ábra. Beszakadásos vagy Nagy dolina
a Skociáni barlangnál
Fig. 4. Collapse doline at Skocián cave



5. ábra. Cenote vagy karszt kút a Yucatan-félsziget
karsztján (Mexikó, Chichén Itza,
Fig. 5. Cenote on Karst of Yucatan, (Chichén Itza)

A dolinák geoökológiai szemléletű kutatása néhány évtizede kezdődött el. A kutatás legfontosabb jellemzője a tér- és időbeliség, a természeti adottságok, valamint a fejlődés (változás) feltárása. A táj vizuális megjelenése a fejlődés során kialakult tájat mutatja be függetlenül attól, hogy az megtartotta-e eredeti értékeit, vagy jelentős részben már az emberi beavatkozás formálta át. A karsztökológiai rendszer olyan strukturális és dinamikus rendszer, amelyben az abiogén elemek a kőzet, a víz, a talaj, a mikro- és makroklíma, biogén elemek a mikro- és makroflóra, valamint az ember. A rendszer működését az abiogén és biogén tényezők kölcsönhatása, illetve a kölcsönhatás során keletkezett anyag- és energia áramlás biztosítja. Szerkezetét az elemek három dimenziós elrendeződése szabja meg. Specifikuma sérülékenysége, és a folyamatok gyors lefutása (BÁRÁNY-KEVEI 1998).

A dolinák a karsztrendszerben sajátos környezeti adottságokkal rendelkeznek, kutatásuk csak sokirányú geoökológiai módszerekkel lehetséges. A dolinák fejlődését (a genetikai folyamatokon túl) a környezeti hatások jelentős mértékben befolyásolják. Geoökológiai értelemben a dolinák a karsztos területek „hot spot”-jai, ahol a geoökológiai tényezők (kőzettípus, domborzat, mikroklíma, talajfolyamatok, növényfajok és az emberi tevékenység) kölcsönhatásában megváltozik a beszivárgó víz oldó hatása, ezzel együtt változik a felszíni- és a felszín alatti formafejlődés üteme is.

Dolinák mikroklímája

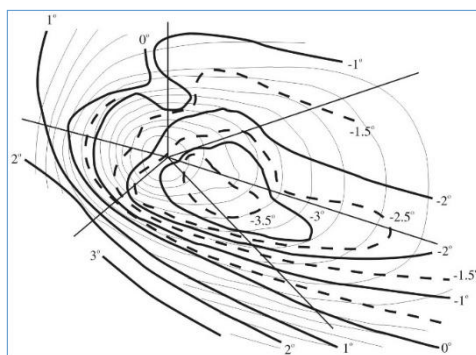
A mélyedésekben történő hideglevegő felhalmozódásával több kutató foglalkozott a múlt század első felében (*SCHMIDT* 1933, *BACSÓ*, *ZÓLYOMI* 1934, *REICHER* 1936, *LAUSCHER* 1937). A karsztos dolinák mikroklíma viszonyait az 1950-es években kezdték vizsgálni (*HORVÁT* 1953, *SAUBERER*, *DIRMHORN* 1958, *WAGNER* 1964, *GEIGER* 1965, *BÁRÁNY* 1966). Az első extrém alacsony hőmérsékletet az Alpokban mérték, később szlovén, japán és amerikai kutatók (*PETKOVSEK*, *RAKOVEC* 1983, *YOSHINO* 1984, *MAKI*, *HARAMAYA* 1988, *CLEMENTS* et al. 2003) a dolinák minimum hőmérsékletét, és a hideg légtó kialakulási folyamatait elemezték. Napjainkban a kutatók a depressziók alján korán önárnnyékba kerülő lejtők erős lehülését vizsgálva megállapították, hogy a horizont korlátozás miatt az árnyékba kerülő lejtőkön diffúz sugárzás reflektálódik a szomszédos felületekről (*CAPUTA*, *WOJKOWSKI*, 2015), aminek meghatározó szerepe van minimum hőmérsékletek kialakulásában.

Az expozíciós hatás a besugárzási periódusban jut érvényre, a felületegységre jutó energia mennyiségét a lejtőhajlás módosítja. A meredek és északra exponált lejtőn nagyobb a sugárzási deficit, mint a déli expozíción. A sugárzás évi és napi összege a déli kitétségű lejtőn a legmagasabb mind januárban, mind júliusban. Napfelkeltétől 9 óráig a keletre néző lejtő részeseül több sugárzásban a déli kitétségű lejtővel szemben, a délutáni órákban a nyugati kitétségű lejtő kerül kedvezőbb sugárzási helyzetbe. A K-Ny-i irányú keresztmetszetben azonos mennyiségű sugárzás jut mindkét lejtőre, a napi menetben viszont a keletre néző lejtő kap délelőtt erősebb besugárzást, délután a Ny-i kitétségre érkezik több energia.

Egy bükki dolina északi- és déli kitétségű lejtőjének felületegységére jutó energiamennyiségét megvizsgálva (a nap pozitív tágassága 25°, az extinkció átlaga 3,1 volt), a lejtőszögek ismeretében meghatároztuk minden órában a felületegységre jutó energia mennyiségét. Az északi és déli lejtő között nyilvánvalóan nagy volt a beérkezett energia mennyisége közötti

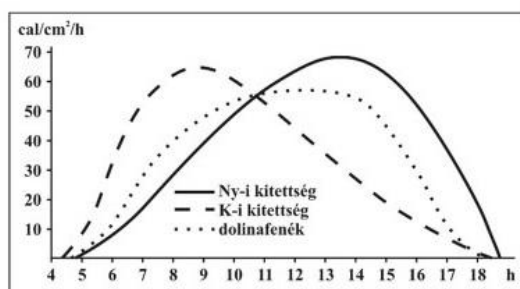
különbség. Míg a dolinát magába foglaló völgytalpon reggel 5 és 6 óra között 1 óra alatt $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a hőmérséklet emelkedése, a dolina nagy része ekkor még önárnyékban van. A gyors felmelegedést késlelteti az éjszaka a dolinában kialakult hideg-légtó is (6. ábra).

A besugárzás a dolinában először az északra néző lejtőn indul meg, az ekkor még alacsony napállás idején, a sugárzási többlet még nem jelentős. Ezután indul meg a keletre néző lejtő felmelegedése jelentős besugárzási többlettel. Egy derült nyári napon 8-9 óra között a keletre néző lejtőn a sugárzás $2,688\text{ MJ/m}^2$, ugyanebben az időszakban a nyugati kiettségen $1,570\text{ MJ/m}^2$, a dolina alján $1,896\text{ MJ/m}^2$ a globálsugárzás értéke (az ábrán gcal/cm^2 értékben láthatók a globálsugárzás óraértékei). A rövid izoterm állapotot követően 7 órától az éjszakai inverz hőrétegződést felváltja a besugárzási típusra jellemző, egyenes hőrétegződés. Ezzel egyidejűleg a hőmérsékleti



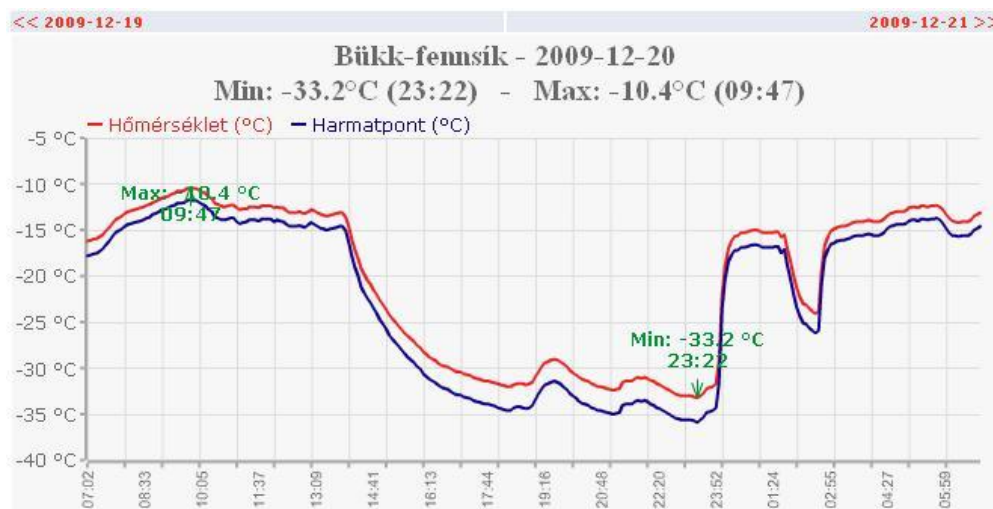
6. ábra. Hideg légtó egy bükki dolinában (a vastag folytonos vonalak az izotermák)
Fig 6. Cold air lake in a Bükk doline (thick continuous lines are isotherms)

maximum áttevődik a K-i kiettségről a déli kiettségre, ahol napfelkeltétől 8 óráig $4\text{-}5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a délre néző lejtő hőmérsékleti többlete. A keletre néző lejtőn a delelési maximum már 10 órakor bekövetkezik (7. ábra), a délre néző lejtőn



7. ábra. A besugárzás mennyisége a K-i és NY-i lejtőn, valamint a dolina alján (originál)
Fig 7. The amount of radiation on the E and W slopes and the bottom of the dolina (originals)

ez 12 óra körül áll be. A globálisugárzás mennyiségében az északi és déli lejtők között jelentős különbség van. A keletre néző lejtőn a légnedvesség nem az elvárható mértékben követi a hőmérséklet változásait, mivel délelőtt 6-11 óra között ezen a lejtőn a harmat párologtatása miatt (növényzetnek intenzív transzspirációja is megindul), a levegő nedvességtartalma megnő, a harmat felszárítása viszont hőt von el. Az északi lejtők hozzávetőlegesen 18% -kal több besugárzást kapnak napközben, mint a déli lejtők. (WHITEMAN et al 2003). Bár a dolinák mikroklímája derült nyári napokon is szélsőséges, érdemes megvizsgálni egy téli nap hőmérsékleti menetét is (8. ábra). A bükki dolina alján (december 21-22-én) mutatja a grafikon a napi hőmérsékleti menetet.

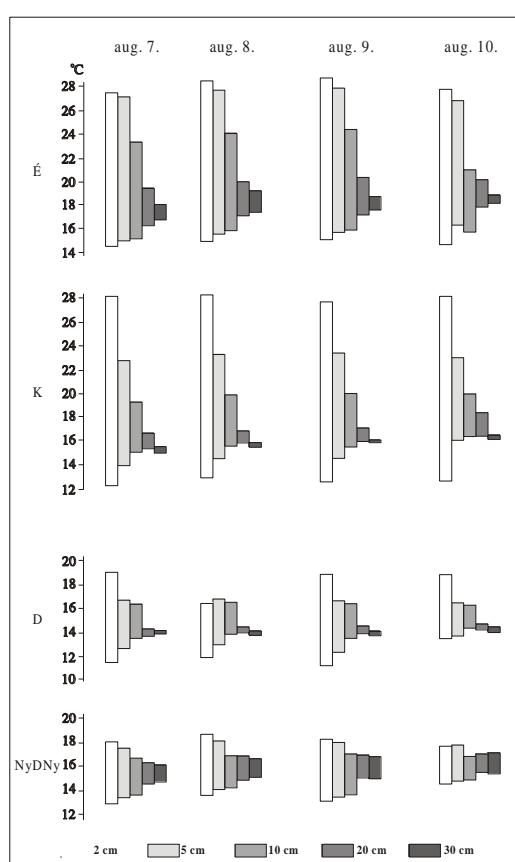


8. ábra. A léghőmérséklet (felső piros vonal) és a harmatpont (alsó, fekete vonal) napi menete télen egy bükki dolinában (Molnár K. mérése)
 Fig 8. Air temperature daily (top red line) and dew point (bottom, black line) in winter in a Bükk doline (K. Molnár measurement)

A dolinák téli lehülése is igen szélsőséges. A napi amplitúdó a dolinafenéken mínusz hőmérsékleti tartományban 22,8 °C volt. A nyári mérés idején ez az amplitúdó a bükki dolinák alján általában meghaladta a 25 °C -ot. Mind a téli, mind a nyári hőmérsékleti maximum és minimum érték igen szélsőséges hőmérsékletjárást mutat.

A talajhőmérséklet járása a dolinákban kevésbé tanulmányozott, mint a léghőmérséklet, annak ellenére, hogy az fontos a növényzet szempontjából. A talajhőmérsékleti amplitúdók alapján (2, 5, 10, 20 és 30 cm talaj mélységben) szembevetendő, hogy néhány 10 m távolságon belül milyen

nagymértékű eltérés van a talajhőmérsékleti minimumok és maximumok között (9. ábra). A déli és nyugati lejtők talajhőmérsékleti amplitúdóinak nagysága kis távolságon belül nagyságrendekkel eltér az északi és keleti lejtők nagyságától. A felszín közeli mintánál a keleti lejtő háromszor nagyobb az amplitúdó, mint a déli lejtőn. A déli és nyugati lejtőkön kisebb a napi hőingás, alacsonyabb a levegő hőmérséklete és a páratartalma, valamint hosszabb a hóborítás időtartama, ez eredményezi az árnyéktűrő és hideg tűrő növények megjelenését ezeken a lejtőkön. A mikroklíma következménye olyan fajoknak a konzerválódása a



9. ábra. Talajhőmérsékleti amplitúdók eltérései a dolinák lejtőin egy bükki dolinában (4 derült augusztusi napon)
 Fig 9. Differences in soil temperature amplitudes on slopes of Bükk doline (4 on August day)

dolinákban, amelyek napjaink általános klímaviszonyai miatt már nem léteznek másutt (BÁTORI et al. 2009, 2014). A mikroklíma, talaj és növényzet

integrált geoökológiai kapcsolatban hat a karsztkorróziós folyamatra. A téma napjainkban is a nemzetközi és hazai kutatások érdeklődésének előterében van (*MIX - KUFMANN* 2011, *CORENBLIT et al.* 2011, *KEVEINÉ BÁRÁNY* 2011, *EFE* 2013, *RAMSEY* 2015, *MEIXIAN, LIU et al.* 2016).

A dolinák talajai

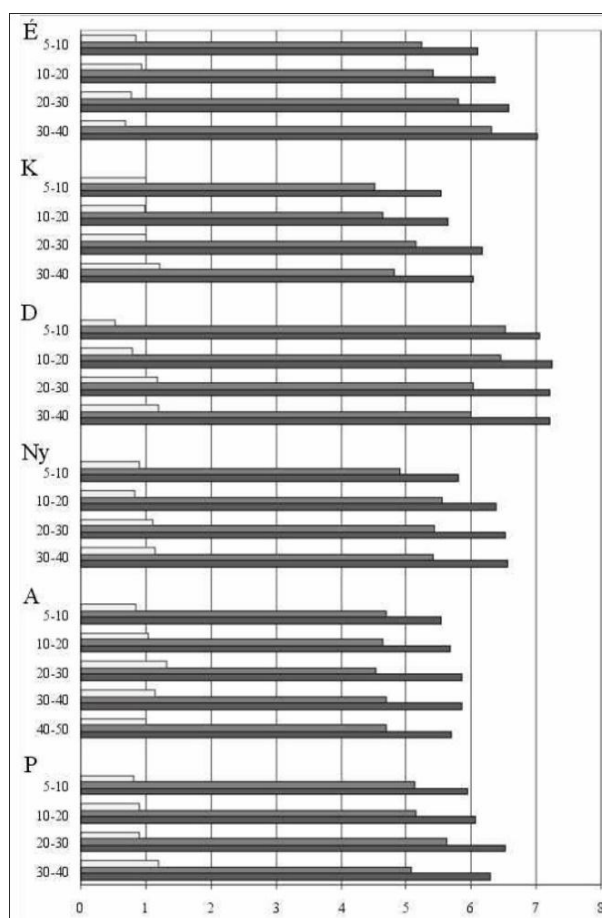
A talajok igen fontos szerepet töltenek be a karsztos folyamatban (*ZÁMBÓ* 1971, *BÁRÁNY KEVEI, MEZŐSI* 1999, *BARTA K et al.* 2009): A talajjal borított karsztokon a talaj szerves-anyagának mikrobiális bontása és a gyökérlégzés nagymennyiségű széndioxidot termel, ami megnöveli a szivárgó vizek korrózióképességét.

A dolinák talajainak magas agyag- és szervesanyag tartalma (néhol a 20%-ot is meghaladja). A felszín közelében ez hozzájárul a lejtők nagyobb vízmegtartásához. A dolinák déli lejtőjén a korai önárnyék miatt ez a plusz nedvesség megmarad egész nap. Ugyanakkor az északi lejtőn alacsonyabb a szervesanyag-tartalom, gyorsabb a szervesanyag bontása. A talajok kötöttsége nagyobb a déli lejtőn, ami szinkronban van a savanyú humuszanyagok jelenlétével. A CaCO_3 -tartalom a dolinákban alacsony a folyamatos kimosódás miatt. A lejtők közül a déli lejtőn kevésbé mosódnak be az ionos alkotók, mint a többi lejtőn, s ez is hozzájárulhat a dolinák alakjának aszimmetriájához. A dolinák talaja a déli dolinafélen nedvesebb általában, a dolina alján kevésbé nedves-, az északi lejtő a legszárazabb.

Bár az alapkőzet tulajdonságai arra engednek következtetni, hogy bázikus talajok találhatóak itt, az egy irányú bemosódás miatt, a talajok többnyire gyengén savanyúak, vagy savanyúak (*10. ábra*). A talaj pH-értékek KCl-os minta esetében mindig kisebbek a vizes pH értékeknél (az üres téglalapok jelzik a két pH érték különbségét). Ha az utóbbi eléri vagy meghaladja az 1 egész különbséget, akkor az a talaj savanyodását jelzi. Több száz mért adat alapján a dolinák talajai savanyúak, vagy gyengén savanyúak. A savanyú szivárgó vizek oldják a szennyezések többségét is, és beszállítják azt a rendszerbe.

A talaj bakteriális tevékenységét kedvezőtlenül befolyásolja a savas kémhatás (a talajbaktériumok nagyrészt a semleges, vagy enyhén bázikus környezetet kedvelnek). Nyáron a mikrobiális tevékenység a talajokban intenzív, ezért nő a szervesanyagbontás, télen viszont csökken a szervesanyag lebontás (*KEVEI, ZÁMBÓ* 1986). A bakteriális tevékenység fontos feltétele a kedvező talajnedvesség és -hőmérsékletét. A mikrobák által termelt széndioxid mennyisége valódi értelemben vett ökológiai nagyság. Az is megállapítható, hogy számottevő mikrobiális tevékenység a talaj felsőrétegében erőteljes, az

alsó szintben a mikrobaszám jelentősen lecsökken. Ez a tény megerősíti azt a feltételezésünket, hogy a talajdinamikát meghatározó folyamatok itt játszódnak le, a nagyobb talajmélységben csak az anyag- és energiaáramlás zajlik. Ez azt is jelenti, hogy a rendszerbe történő beavatkozás ebben a felső szintben okozhat jelentős változásokat. A biológiai folyamatok visszahatnak a talaj kémiai tulajdonságaira a humuszanyagok bontása révén, ezért a természetes baktériumpopuláció fenntartása kívánatos.



10. ábra. A dolina perem (P), dolina alja (A) és a lejtő kitettségek talajainak kémhatása (Δ pH, pH / KCl, pH / H₂O)

Fig 10. Soil pH in the dolina edge (P), dolina bottom (A) and slope exposures (Δ pH, pH / KCl, pH / H₂O)

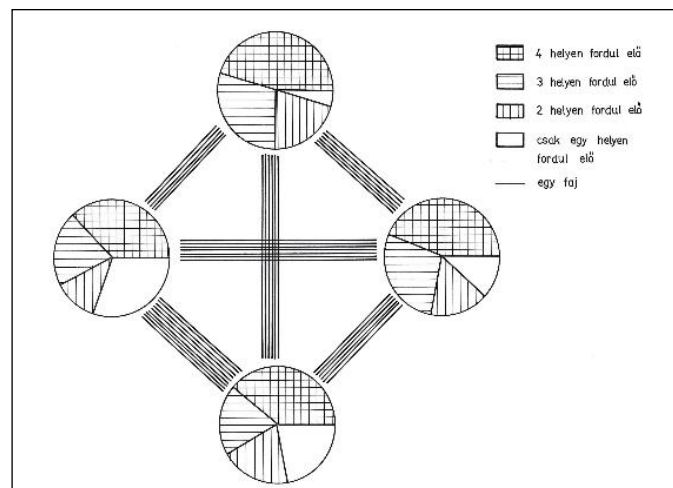
Adataink szerint kedvező a talaj 15-25%-os nedvessége, a 22-24 °C közötti hőmérséklete a bakteriális tevékenységre a mérsékeltövi dolinákban (BÁRÁNY KEVEI, MEZŐSI 1978). A nyugati lejtőn a felszín közelében a hőmérséklet és nedvesség korrelál a baktériumszámmal, 30 cm mélységben

viszont már a talajnedvesség befolyásolja elsősorban a talajbaktérium populációjának a nagyságrendjét.

A dolinák növényzete

A növényzet összetételét a mészkő felszíneken mind nemzetközi, mind hazai szinten sokirányúan vizsgálják a kutatók (CORENBLIT 2011, EFE 2013, RAMSEY 2015, PHILLIPS, JD. 2016, MEIXIAN, LIU et al. 2016), Hazánkban először BACSÓ, ZÓLYOMI (1939) mutatta be egy bükki dolina növényzetének és a mikroklímának kapcsolatát, majd JAKUCS P (1956). foglalkozott a karsztosodás és a növényzet kölcsönhatásával. Napjainkban a dolinák szélsőséges mikroklímájának szerepe került a vizsgálat előterébe (BÁRÁNY KEVEI 1992, BÁRÁNY KEVEI, HORVÁTH 1996, KEVEINÉ BÁRÁNY 2011, BATORI, et al. 2009, 2014, VOJTKÓ et al. 2018). Az eredeti társulások típusa antropogén hatásra már sok területen megváltozott (BÁRÁNY KEVEI, HORVÁTH 1996).

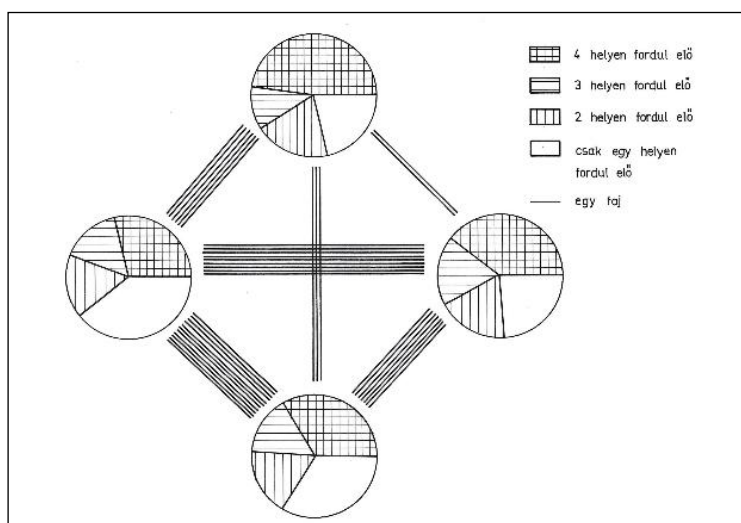
Részletes növényfelvételezésünk kimutatta, hogy a dolinákban előforduló növényfajoknak csak egy része található meg minden kitértségben, vannak olyan fajok, amelyek csak egy lejtőn fordulnak elő. A déli és nyugati lejtőn találunk legnagyobb százalékban olyan fajokat, amelyek csak ott találhatóak meg, ezek a fajok a leginkább lejtő érzékenyek. A lejtők közötti eltérések karakterisztikusan kirajzolódnak mind a füves, mind az erdős dolinában (11, 12. ábrák). A kördiagramok között megrajzolt vonalak az egymáshoz viszonyított lejtők közös fajszámát jelzik.



11. ábra. Növényfajok megoszlása egy füves dolina lejtőin
Fig 11. Distribution of plant species on the slopes of a grassy doline

A dolina alján a nyílt dolinában 6 olyan fajt találtunk, ami csak ott található meg: *Urtica dioica*, *Rumex confertus*, *Potentilla recta*, *Waldsteinia geoides*, *Dactylis glomerata*). A déli lejtőn 7 faj fordult elő csak ott (*Vicia sepium*, *Origanum vulgare*, *Aegopodium podagra*, *Galega officinális*, *Crataegus oxycantha*). A keleti lejtőn csak 3 ilyen faj jelent meg (*Anthyllis vulneraria*, *Euphorbia cyparassion*, *Aconitum variegatum*). A nyugati lejtőn viszont 10 olyan fajt találtunk, amelyik más lejtőn nem fordult elő (*Valeriana officinalis*, *Cerinthe minor*, *Sedum maximum*, a sziklalejtő alján a *Dafne mezerum*, *Rhanus catharticus*, *Euonymus verrucosus*, *Carpinus betulus*, *Cornus sanguinea*, *Pyrus ochras*, *Sambucus nigra*). Az északi lejtőn csak a *Nardus stricta* volt az egyetlen olyan faj, amelyik más lejtőn nem jelent meg.

Az is megállapítható, hogy a nedvességkedvelő fajok vonatkozásában erős a nyugati és déli lejtő kapcsolódása. A növényzet összetételében jól felismerhető az expozíciós differenciálódás, ami összhangban van a korábbi mikroklíma- és talajökológiai- folyamatok mutatóival.

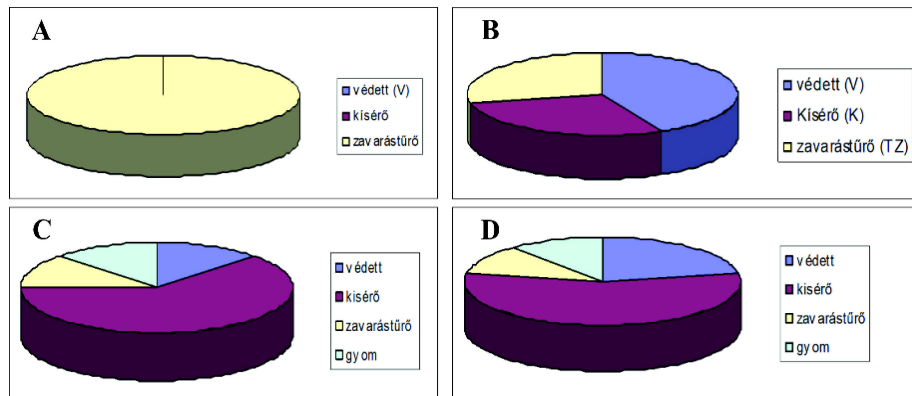


12. ábra. Növényfajok megoszlása egy erdős doline lejtőin
Fig 12: Distribution of plant species on the slopes of a wooded doline

Szinkronban a korábbi megállapításokkal, a dolinák lejtőin a növényfajok természetvédelmi érték szerinti eloszlása is jelentős eltérést mutat (13. ábra). Az északi lejtőn (ahol legnagyobb a besugárzott energia, alacsony a talajnedvesség) hiányoznak a védett és természetes kísérő fajok, csak zavarástűrő fajokat találtunk. A déli lejtőn találtuk a legtöbb védett fajt,

a nyugati és keleti lejtőn közel azonos a védett és kísérő fajok száma, de itt már zavarástűrő és gyomfajok is megjelennek.

A növényzet a karsztos dolinák rendzina és erdőtalaj dinamikájú barna erdőtalajain sajátos összetételű. A talaj szélsőséges vízgazdálkodásához alkalmazkodó fajok alkotnak társulást, de emellett a hőmérsékleti inverzió hatására a refugium szerepét is betöltik.



13. ábra. A dolinalejtők növényzetének természetvédelmi érték szerinti eloszlása egy aggteleki dolinában (A=északi lejtő; B=déli lejtő; C= nyugati lejtő; D=keleti lejtő)

Fig. 13.: The distribution of the vegetation of dolines by nature conservation value in an Aggtelek dolina (A = northern slope, B = southern slope, C = western slope, D = eastern slope)

Összegzés

A karszterületek igen fontos sajátossága a háromdimenziós hatásfelület, a sérülékenység és a folyamatok gyors lefutása. A rendszerben bármely tényező megváltozása az egész rendszerre hat. A változások nagyságrendjét a klímatalaj-növényzet rendszer kölcsönhatása jelentős mértékben befolyásolja. A tanulmány arra kívánt rámutatni a teljesség igénye nélkül, hogy melyek azok paraméterek, amelyek jól reprezentálják a rendszer összetettségét, és ráirányítják a figyelmet a karsztos dolinák geoökológiai szemléletű tudományos vizsgálatára.

A karsztok ökoszisztéma-szolgáltatásai és a különböző társadalmi-gazdasági hasznosítás, valamint a karsztok területi mintázatában tapasztalható jelentős eltérések felhívják a figyelmet egyrészt a jelenségek pontosabb feltárásának és kutatásának szükségességére, másrészt az ökoszisztéma-szolgáltatások fokozottabb figyelembevételére a területhasználásban, és a területfejlesztésben.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás az NKFI K 124796 számú kutatási témapályázat támogatásával készült.

IRODALOM

- BACSO N., ZOLYOMI B.* (1934): Mikroklíma és növényzet a Bükk-fennsíkon. – Az Időjárás 38 (9–10) pp. 177–196
- BAKALOWICZ M.* (1977): Relations entre la dynamique des eaux du karst et les processus de karstification. – Proceed. of the 7th Intern. Speleol. Congress, Sheffield. pp. 10-12.
- BALLUT C., FAIVRE S.* (2012): New data on the dolines Velebit mountain: an evaluation of their sedimentary archive potential in the reconstruction of landscape evaluation. – Acta Carsologica. 41(1), pp. 59–74.
- BARTA K., TANÁCS E., SAMU., KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2009): Hazai rendzinák megfeleltetése a WBR nemzetközi talajosztályozási rendszerben. – Agrokémia és Talajtan. 58(1), pp. 7-18.
- BASSO A., BRUNO E., PARISE M., PEPE M.* (2013): Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). – Environ. Earth Sci. Springer. pp.1-12. DOI 10.1007/s12665-013-2297-z.
- BÁRÁNY I.* (1980): Some data about the physical and chemical properties of the soil of karst dolines. – Acta Geographica Univ. Szegediensis. Tomus XX. pp. 37-49.
- BÁRÁNY-KEVEI I.* (1985): Ökologische Untersuchung der Karstdolinen unter besonderer Berücksichtigung des Mikroklimas. – Acta Geographica Univ. Szegediensis. Tom. XXV. pp. 109 -130
- BÁRÁNY-KEVEI I.* (1998): Geoecological system of karsts. – Acta Carsologica. Krasoslovni Zbornik, XXVII(1), Ljubljana, pp. 13-25.
- BÁRÁNY-KEVEI I.* (1999): Microclimate of Karstic Dolines. – Acta Climatologica Univ. Szegediensis, Tom.32-33. pp. 19-27.
- BÁRÁNY-KEVEI I.* (1998): Geoecological system of karsts. – Acta Carsologica. Krasoslovni Zbornik, XXVII(1), Ljubljana. pp. 13-25
- BÁRÁNY-KEVEI I.* (1998): The geo-ecology of three Hungarian karsts. – Cave and Karst Science, England, 25(3), pp. 113-117
- BÁRÁNY-KEVEI I.* (2011): Changes in the vegetation of dolines in Aggtelek and Bükk Mountains. – Acta Climatologica et Chorologica 44-45 (1) pp. 25-30.

- BÁRÁNY KEVEI, I., HORVÁTH, A.* (1996): Survey of the interaction between soil and vegetation in a karstecological system (at Aggtelek, Hungary) – *Acta Geogr. Szegediensis*. Tom. XXXV. pp. 81-87.
- BÁRÁNY KEVEI I., KISS M., NELIS S.* (2015): Néhány további adat a hazai karsztdolinák aszimmetriájának kialakulásához. – *Karsztfejlődés* XX. pp. 125-144. DOI:17701//15.125-144.
- BÁRÁNY I., MEZŐSI G.* (1977): Interrelation of some factors of karst corrosion in a doline in the Bükk Mountains, Hungary. – *Proceed. of the 7th Int. Speleol. Congress*, Sheffield, England. pp. 20-22.
- BÁRÁNY I., MEZŐSI G.* (1978): Adatok a karsztos dolinák talajökológiai viszonyaihoz. – *Földrajzi Értesítő*. XXVII. (1), pp. 65-73.
- BÁRÁNY I., MEZŐSI G.* (1991): Further morphometrical data from some important Hungarian karst areas. – *Proceed. of the International Conference on Environmental Changes in Karst Areas*. I.C.E.C.K.A. IGU-UIS. Italy. pp. 137-142.
- BÁRÁNY-KEVEI I., MEZŐSI, G.* (1999): The relationships between soil chemistry and the heavy metal content of vegetation on karsts. – In.: *Essays in the Ecology and Conservation of Karst*. (Ed.: Bárány - Kevei, I. és - Gunn, J.) pp. 47-53.
- BÁTORI Z., CSIKY J., ERDŐS L., MORSCHAUSER T., TÖRÖK P., KÖRMÖCZI L.* (2009): Vegetation of dolines in Mecsek Mountains (South Hungary) in relation to the local plant communities. – *Acta Carsologica* (ISSN 0583-6050) (eISSN: 1580-2612) 38(2-3), pp. 237-252.
- BÖGLI A.* (1960): Kalklösung und Karrenbildung. *Internationale Beiträge zu Karstmorphologie*. – *Zeitschrift für Geomorphol. Suppl.* pp. 4-21.
- BÖGLI A.* (1980): *Karst Hydrology and Physical Speleology*. – Berlin. Springer Verlag, 292 p.
- BURRI E., CASTIGLIONI, SAURO U.* (1999): Agriculture, landscape and human impact in some karst areas of Italy. – *Int. Journal of Speleology*. pp. 33-54.
- CAPUTA Z., WOJKOWSKI J.* (2015): Structure of radiation balance in diverse types of relief. – *Annals of Warsaw University of Life Sciences*, 47(4) pp. 343–354.
- CHOLNOKY J.* (1916): Előzetes jelentés karszttanulmányaimról. – *Földrajzi Közlemények*. XLIV.(8), pp. 425-455.
- CLEMENTS C. B., WHITEMAN C. D., HOREL J. D.* (2003): Cold-airpool structure and evolution in a mountain basin: Peter Sinks, Utah. – *J. Appl. Meteo.* 42, pp. 752–768
- CORENBLIT D., BAAS AC.W., BORNETTE G., DELMOTTE S., FRANCIS R.A., GURNELL A., JULIEN F., NAIMAN R.J., STEIGER, J.* (2011):

- Feedbacks between geomorphology and biota controlling Earth surface processes and landforms. – *Earth Science Reviews*, 106(3), pp. 307-331.
- COX E.T.* (1874): Fifth annual Report of the Geological Survey of Indiana. – Geol. Surv. Ind. Indianapolis.
- CRAMER H.* (1941): Die Systematik der Karstdolinen. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie, Beilage-Band, Abst. B 85*, pp. 293-382.
- CVIJIC J.* (1893): Das Karstphänomen. – *Geogr. Abhandl.* 5, H. 3, pp. 217-329.
- DARABOS G.* (1999): Karst corrosion - specifically regarding the role of the soil-microorganisms. – in.: *Essays in the Ecology and Conservation of Karst. Ed.: Bárány - Kevei, I. - Gunn, J.*: pp. 54-59.
- EFE R.* (2014): Ecological Properties of Vegetation Formations on Karst Terrains in the Central Taurus Mountains (Southern Turkey). – *Procedia - Social and Behavioral Sciences*. 120, pp. 673-679.
- FARSANG A., M. TÓTH T.* (1993): Morphometric investigation of dolines in Bükk Mountains. – *Acta Geographica Szegediensis*, 31, pp. 53-60.
- FORD D.C., WILLIAMS P.W.* (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. – Chapman and Hall, London. 601 p.
- FORD D., WILLIAMS P.W.* (2007) *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. – Wiley and Sons, Ltd., Chichester, 561 p.
- FOURNE T.J.* (1852): Not sur les effondraments. – *Mem.Acad.Lyon*, pp. 176-186.
- GALVE J.P., GUTIÉRREZ, F., LUCHA, PP., GUERRERO, J., BONACHEA, J., REMONDO, J., CENDRERO, A.* (2008): Probabilistic sinkhole modelling for hazard assessment. – *Earth Surface Processes and Landforms*. 34(3) <https://doi.org/10.1002/esp.1753>.
- GAMS I.* (1972): Prispevek k mikroklimatologiji vrtac in kraskihol. *Geogrski Zbornik*, – *Acta Geographica-XIII*. pp. 7-78.
- EGAMS I.* (1974): K ekologiji vrtac. – IX. Kongres Geografa Jugoszlávija.S.R.Bosna i Hercegovina,Sarajevo pp. 151-159.
- GAO Y., ALEXANDER EC.*(2003): Mathematical model for a map of relative sinkhole risk in Fillmore County Minnesota. – In: *Sinkholes and Engineering and Environmental Impacts of Karst*.ASCE pp. 439-449.
- GAO Y., ZHOU W.* (2008): Advances and challenges of GIS and DBMS applications in Karst. – *Environmental Geology* 54. pp. 901-904..
- GEIGER É.* (1965): *The Climate Near the Ground*. – Harvard University Press, 482 p.

- GOLDSCHIEDER N.* (2012): A holistic approach to groundwater protection and ecosystem services in karst terrains *AQUA mundi* 3(2), pp. 117-124. DOI 10.4409/Am-046-12-0047
- GORTANI M.* (1908): Appunti per una classificazione delle doline. – *Mondo sotterraneo*, 4 (6), pp. 115-116.
- GROSCHOPF P., KOBLE H.U.* (1974): Beobachtungen und Entstehung von Dolinen und Karstwannen auf der Swaebischen Alb und Oberen Neckar. – *Mitteil. Verb. Deutsch. Höhlen- und Karstforscher*. 20.Ig. Nr.3. pp. 57-63.
- GRUND A.* (1904): Die Karsthydrogeographie Studien aus Westbosnien. – *Geographische Abhandlungen*, Band VII Heft 3. pp. 103-200.
- GUTIERREZ F., PARISE M., DE WAELE J., JOURDE, H.* (2014): A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. – *Earth-Science Review*. 138 pp. 61-88.
- GVOZDECKIJ N.A.* (1972): Prblémü izucsenyija karsta i praktika. – *Izdatyelsztvo "Müszl" Moszkva*, pp. 155-181.
- HASERODT K.* (1965): Untersuchungen zu Höhlen zu Altersgliederung der Karstformen in den nördlichen Kalkalpen. – *Münchener Geogr. Hefte* 27.114.
- HAQUETT B.* (1778): *Oryctographia Carniolica* oder Physicalische Erd-Beschreibung des Hezogstums Krain, Ostrien und zum Teil Benachbarten Laender. – *Gottlob und Breitkopf, Leipzig* 1778-89. Teil 3
- HORVÁT S.* (1953): Die Vegetation der Karstdolinen. – *Geografski Glasnik*. Nos. pp. 14-15.
- HOYK E.* (1999): Investigations of the vegetation and soil in the dolinas of Mecsek Mountains, South Hungary. – *Acta Carsologica*, 28(1), 7. Ljubljana, pp. 105-114.
- JAKUCS L.* (1971): *A karsztok morfofenetikája*. – *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 310 p.
- JAKUCS L.* (1980): *A karszt biológiai produktum*. – *Földrajzi Közlemények*, 28(4), pp. 331-344
- JAKUCS L., BÁRÁNY I.* (1984): Ecological factors playing part in karst denudation dynamism for different geographical zones. pp. 387-393. – in.: *Godard, A. - Rapp, A. Process et Mesure de l'Érosion*. Éditions du CNRS. Paris. 571 p.
- JAKUCS P.* (1956): *Karrosodás és növényzet*. – *Földrajzi Közlemények*, 4(3), pp. 214-249.
- KATZER F.* (1909): *Karst und Karsthydrographie*. – *Zur Kunde der Balkanhalbinsel*, H. 8. Sarajewo.

- KEMMERLY, P.R.* (1982): Spatial analysis of karstdepression population. Cluesto Genesis. – Geological Society of America Bulletin, 93. pp. 1078-1086.
- KEMMERLY, P.R.* (2007) Modeling doline populations with logistic growth functions. – Earth Surface Processes and Landforms 3 pp. 355–362.
- KEVEI I., ZÁMBÓ L.* (1986): Study of the relationship between bacteria activity in karstic soils and corrosion. – Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Tomus XX-XXI. pp. 325-333.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (1985): A karsztdolinák talajainak és növényzetének sajátosságai. – Földrajzi Értesítő XXXIV.(3), pp. 195-207.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2011): Néhány adat a bükki töbrök mikroklímájához. – Geotudományok: A Miskolci Egyetem Közleménye: A Sorozat, Bányászat
- KEVEINÉ BÁRÁNY I., MEZŐSI G.* (1978): Adatok a karsztos dolinák talajökológiai viszonyaihoz. – Földrajzi Értesítő. XXVII. (1), pp. 65-73.
- KISS M., TANÁCS E., BÁRÁNY KEVEI I.* (2011): Ecosystem Services in Hungarian Karst Areas. – Acta Climatologica 44-45(1) pp. 41- 49.
- KOBAL M., BERTONCEL J.I., KUTNAR. L.* (2014): Processing for defining sinkhole characteristics under dense forest cover: a case study in the Dinaric Mountains. In : International Archives of the Photogrammetry, RemoteSensing and Spatial Information Sciences. – XL-7, ISPRS Technical Commission VII Symposium.
- KRANJC, A.* (2013): Klassification of Closed Depressions in Carbonate Karst – In: Shroder, J. (Editor in Chief), Frumkin, A. (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, vol. 6, Karst Geomorph. pp. 104–111.
- LAUSCHER F.* (1937): Grundlagen des Strahlungsklimas der Lunzer Kleinklimastationen (Fundamentals of the radiation climate of the Lunz microclimate stations). – Jahrbuch der Zentralanstalt für Meteorologie u. Geodynamik (Vienna), Suppl. 4, pp. 1–24.
- LÁNG S.* (1964): A Bükk geomorfológiai vázlata. – Karszt és Barlang, Kutatási Tájékoztató. 5-6 pp. 83-87.
- LA VALLE P.* (1968): Karstdepression morphology in South Central Kentucky. – Geogr. Annales.
- LEÉL-ÖSSY S.* (1954): A Magas Bükk geomofológiája. – Földrajzi Értesítő. II(2) pp. 323-356.
- LEHMANN H.* (1956): Der Einfluss des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. – In: Report of the Commission on Karst Phenomena. Nr.59. pp. 3-7.

- LEHMANN H. et al.* 1954: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. – Erdkunde, 8, no 2, pp. 1-112.
- LEHMANN O.* (1931): Über die Karstdolinen. – *Mitteil.Geogr. Ethnogr. Ges. Zürich.* pp. 43-71.
- LIPPMANN L., KIS K., MÓGA J.* (2008): Az Abaliget-orfűi Karszt karsztos felszínformáinak vizsgálata térinformatikai módszerekkel. – *Karsztfejlődés XIII.* pp. 151-166
- LUGEON M., JÉRÉMIN E.,* (1911): Les bassins fermés des Alpes suisses. – *Bull. Lab. Géol. Univ. de Lausanne.* pp. 1-90.
- MAKI, M. HARIMAYA, T.,* (1988): The effect of advection and accumulation of downslope cold air on nocturnal cooling in basins. – *J. Meteor. Soc. Japan,* 66, pp. 581–597.
- MEIXIAN LIU., XIANLI XU., DINGBAO WANG., KE-LIN WANG.* (2016): Karst catchments exhibited higher degradation stress from climate change than the non-karst catchments in southwest China: An ecohydrological perspective. – *Journal of Hydrology* 535. pp. 173-180
- MIX C., KÜFMAN C.* (2011): Dolinengese und ihre Steuerfaktoren in einem subalpinen Karstökosystem der Nördlichen Kalkalpen Plateau Zahmer Kauser, Österreich). – *Zeitschrift für Geomorphologie,* 56(2), pp. 141-163.
- MIOTKE F.D.* (1974): Der CO₂ -Gehalt der Bodenluft in seiner Bedeutung für die aktuelle Kalklösung in verschiedenen Klimaten. – *Abhandl. der Akademie der Wissenschaften in Göttingen Mathematisch-Physicalische Klasse, III.Folge. Nr.29.* pp. 1-52.
- OWEN D.D.* (1856): Annual report of the Geological Survey in Kentucky. – *Geol. Surv. Ky.* Frankfurt pp. 169-172.
- PALMQUIST R.* (1979): Geologic controls on doline characteristics in mantled karst. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände,* 32, pp. 76-90.
- RAMSEY L. C.* (2015): Morphometry and basic ecological characteristics of dolines unlogged temperate rainforest karstlandscapes of Northern Vancouver Island, British Columbia, Canada. – PhD dissertation. 315 p.
- PETKOVSEK Z., RAKOVEC J.* (1983): Modeling of cool pool dissipation. – *Razprave—Papers (Ljubljana),* 27. pp. 53–63.
- PFEFFER K.H.* (1976): Probleme der Genese von Oberfläachenformen auf Kalkstein. – *Zeitschrift für Geomorphologie.Suppl. Bd.26.* pp. 6-34.
- PFEFFER K.H.* (2010): Karst. Entstehung-Phaenomene-Nutzung. *Borntraeger. Studienbücher der Geographie.* – Borntraeger Science Publishers, Stuttgart. 338 p.

- PÉNTEK K., VERESS M.* (2007): A morphometric classification of solution dolines. – *Zeitschrift für Geomorphologie*. 51(1), pp. 19-30.
- PHILLIPS J.D.* (2016): Biogeomorphology and contingent ecosystem engineering in karst landscapes. – *Progress in Physical Geography*. 1. pp. 1-24. DOI: 10.1177/0309133315624641.
- PRESTWITZ, J.* (1854): On some swallow holes on the chalk hills near Canterbury. – *Quartely I*. pp. 222-2224.
- PRIESNITZ, K.*, (1968): Über die Vergleichbarkeit von Lösungsformen auf Chlorid-Sulfat- und Karbonatgestein Überlagerungen zu Fragen der Nomenklature und Methodik der Karstmorphologie. – *Geologische Rundschau*, Bd.58.Heft2. pp. 427-438.
- SAUBERER, F., DIRMHORN, J.* (1954): Über die Entstehung der extremen Temperaturminima in der Dolina Gstettner-Alm – *Arch.Meteor. Geophys. Bioklim. B5*, pp. 307- 326.
- REICHER M.* (1936): Naechtllicher Kaltluftfluss an Hindernissen. – *Biokl. B.3*. pp. 152-163. (In: Geiger, 1961).
- SAURO U.*, (2005): Closed depressions. – In: Culver D.C. & White W.B. (eds.), *Encyclopedia of Caves*. Elsevier, Amsterdam, pp. 108-127.
- SAURO U.* (2013): Landforms of mountainous karst in the middle latitudes: reflections, trends and research problems. – *Acta Carsologica* 42(1), pp. 5–16.
- SCHMIDT W.* (1930): Die tiefsten Minimumtemperaturen in Mitteleuropa (The lowest minimum temperatures in central Europe). – *Die Naturwissenschaften*, 18, pp. 367–369.
- SISIKA P., GOOVAERTS P., HUNG I-KUAI.* (2016): Evaluating susceptibility of karst dolines (sinkholes) for collapse in Sango, Tennessee, USA. – *Progress in Physical Geography*, pp. 1-19
- SUSTERCIC F.* (1994): Classic dolines of classical sites. – *Acta Carsologica* 23 pp. 123–156.
- SUSTERCIC F.* (2006): A power function model for the base geometry of solution dolines: considerations from classical karst of south-central Slovenia. – *Earth Surface Processes and Landform* 31 pp. 293-302.
- SWEETING M.M.* (1972): *Karst Landforms*. – Columbia University Press. New York, 362 p.
- TELBISZ T., MARI L., KOHÁN B., CALIC, J.* (2007): A szerbiai Miroc-hegység töbreinek térinformatikai és GPS-es terepi vizsgálata. – *Karsztfejlődés XII*. pp. 71-90.
- TELBISZ T., DRAGUŠICA, H., NAGY, B.* (2009): Doline Morphometric Analysis and Karst Morphology of Biokovo Mt (Croatia) based on Field

Observations and Digital Terrain Analysis. – Croatian Geographical Bulletin, 71(2), pp. 2-22.

TELBISZ T. MÓGA J., KÓSIK SZ. (2009): Pelsőci-fennsík digitális domborzatelemzése és töbör-morfometriai jellemzése. – Karsztfejlődés 14. pp. 121-138.

TERZAGHI K. (1913): Beitrag zur Hydrographie und Morphologie des kroatischen Karstes. – Mitteil.Jb. Ungar. Geol. Reihanst. 20. pp. 256-369.

TRUDGILL S.T. (1977): The Role of a Soil Cover in Limestone Weathering, Cockpit Country, Jamaica. – Proceed. of the 7th Int. Speleol. Congress, Sheffield, England. pp. 401-404.

VERESS M. (2012): Fedőüledékes karsztos depressziók típusai és kialakulásuk. – Földrajzi Közlemények. 136(1), pp. 2-21.

VERESS M. (2017): Glaciokarszt oldásos dolináinak kialakulása és képződési környezete alpi és dinári példák felhasználásával. – Karsztfejlődés XXII. 89-118. Doi: 10.17701/17. pp. 89-118.

VIRLET J. (1834): Observations faites en Franche-Comté sur les cavernes et la theorie de leurs formation. – Bull. Soc. Geol. France. pp. 148-163.

VOJTKÓ A (2018): A fás vegetáció jellegzetességei a az Alsó-hegy (Gömör-Tornai-karszt) karsztfennsíkján. – Botanikai Közlemények 105. pp. 97–108.

WAGNER R. (1964): Lufttemperaturmessungen in einer Doline des Bükk-Gebirges. – Zeitschr. für Angewandte Meteorologie 5, Heft 3-4., pp. 192-199.

WARWICK G. T. (1958): The characteristics and development of limestone regions in the British Isles with special reference to England and Wales. – Congr. 2C Int. Speleol., 1 pp. 79-105

WHITEMAN C.D., HAIDEN T. (2004): Minimum Temperatures, Diurnal Temperature Ranges, and Temperature Inversions in Limestone Sinkholes of Different Sizes and Shapes. – Journal of Applied Meteorology. 43. pp. 1224-1236

WILLIAMS P.W. (1972): Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. Geological Society of America Bulletin 83, pp. 761–796.

ZWITTKOVITS F. (1969): Alters- und Höhlengliederung der Karren in den Nördlichen Kalkalpen. – Geologische Rundschau. Band 58. Heft 2.

YOSHINO M.M. (1984): Thermal belt and cold air drainage on the mountain slope and cold air lake in the basin at quiet, clear night. – Geo Journal, 8(3), pp. 235-250.

**A VIKOS-SZURDOK ÉS A TYMPHI-HEGYSÉG KARSZTJELEN-
SÉGEI, VALAMINT EZEK KAPCSOLATA A TERMÉSZETVÉDE-
LEMMEL ÉS A TURIZMUSSEL**

**KARST FEATURES OF VIKOS GORGE AND TYMPHI MOUN-
TAIN AND THEIR RELATION TO NATURE PROTECTION AND
TOURISM**

TELBISZ TAMÁS¹ – STERGIU, CHRISTOS² – MINDSZENTY AND-
REA³ – CHATZIPETROS, ALEXANDROS⁴

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

² Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, Faculty of Geology,
Aristotle University of Thessaloniki, 54124 Thessaloniki, Greece,

³ ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest,
Pázmány sétány 1/C.

⁴ Department of Geology, Faculty of Geology, Aristotle University of Thessaloniki,
54124 Thessaloniki, Greece

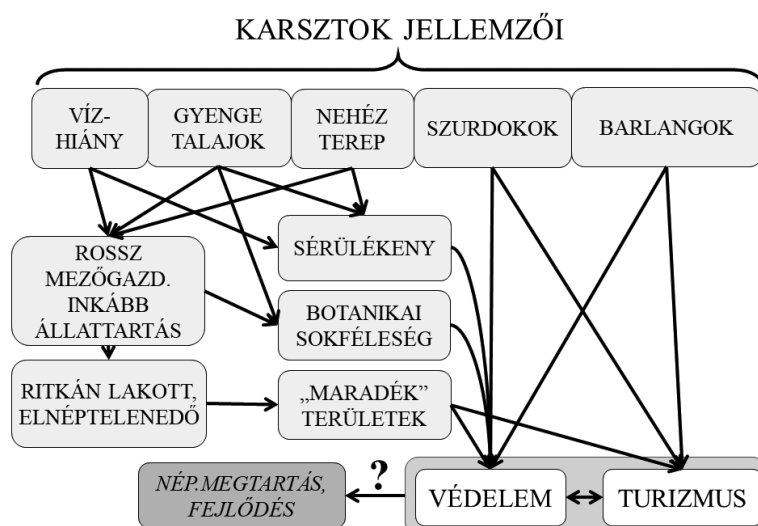
Abstract: In this paper, we briefly present the typical karst features of the Vikos-Tymphi area (Greece), namely, the karren, the closed depressions, caves and glaciokarst-related landforms. The best known feature is the Vikos Gorge, which is often referred to as the „deepest canyon” on Earth. By the example of Vikos, we provide a digital elevation model based methodology, which is suitable to reliably measure the parameters of a canyon. In the future, this method can be used to elaborate a correct comparison of the Earth’s deep canyons. Tymphi Mountain hosts another special geologic phenomenon: spherical concretions, which are also presented in this paper. Finally, we discuss how karst settings influence the socio-economic conditions of people living in Zagori (the municipality containing Vikos and Tymphi), and shortly present the current opportunities and difficulties of nature protection and (geo)tourism in the study area.

Keywords: spherical concretions, gorge, glaciokarst, geotourism, national park

Bevezetés

A karsztkutatók érdeklődésének homlokterében általában a felszíni és felszín alatti formakincs, valamint a hidrológiai, földtani, talajtani, biológiai jellemzők állnak. Mindezek a jellemzők azonban a karsztokon élő emberekre is jelentős hatással vannak. A karsztvidékek mostoha természeti adottságaik (gyér talajok, vízhiány, sajátos domborzati viszonyok) miatt általában ritkán lakottak voltak a történelem korábbi szakaszaiban is, és napjainkban az elnéptelenedés fokozottan sújtja azokat (MCNEILL 1992, PEJNOVIĆ,

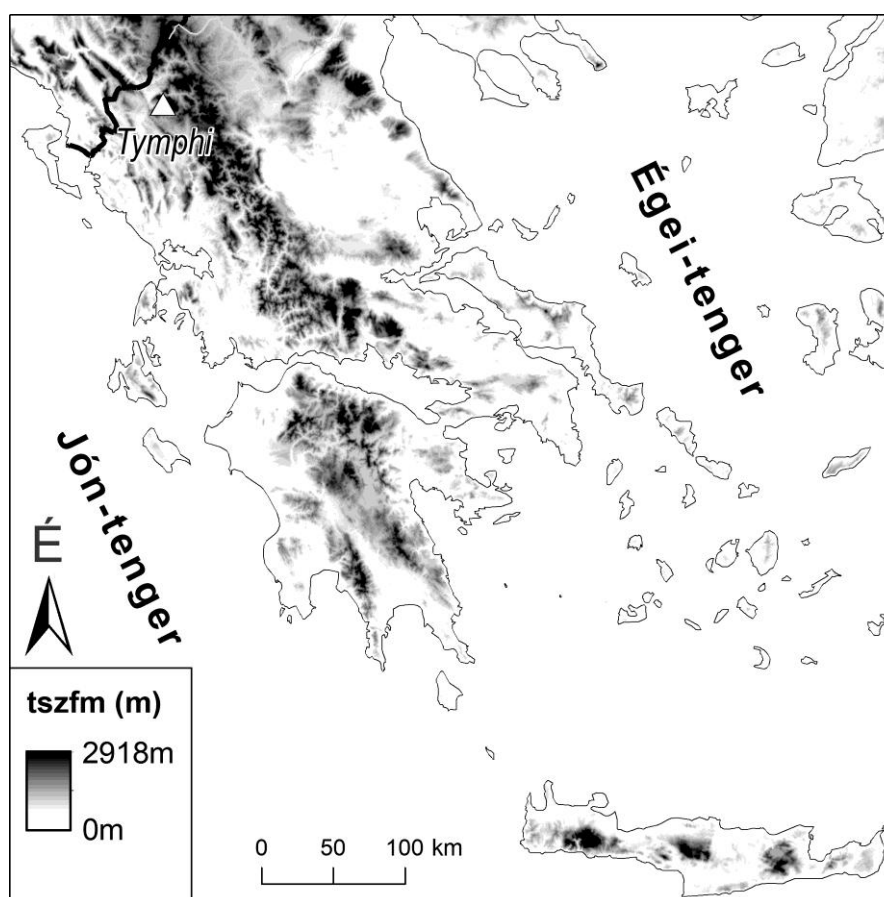
HUSANOVIĆ-PEJNOVIĆ 2008, VOGIATZAKIS 2012, TELBISZ et al. 2015, 2016), noha kivételek természetesen előfordulnak. Megjegyzendő, hogy a karsztos, illetve a hegyvidéki környezet hatásai számos esetben együtt érvényesülnek, azokat a legtöbb esetben nem lehet egyértelműen szétválasztani. A karsztok ugyanakkor rendelkeznek olyan különleges természeti adottságokkal (barlangok, szurdokok, mészkedvelő növények, viszonylag érintetlen természet számos területen), melyek egyrészt a természetvédelem alapját teremtik meg, másrészt a turizmust serkenthetik, azon belül is külön említhetjük az önálló ágazatként csak a közelmúltban felismert geoturizmust (DOWLING, NEWSOME 2006). A fenti hatásokat tömören összegzi az 1. ábra. Ezen hatások érvényesülését vizsgáljuk a Vikos-szurdok és környéke példáján.



1. ábra: Karsztos adottságok hatása egyes társadalmi tényezőkre
 Fig. 1: Effect of karst settings on certain social features

A Vikos-szurdok és a Tymphi-hegység Görögország ÉNy-i részén, a Pindos-hegységben található, viszonylag közel az albán határhoz, a legközelebbi nagyvárostól, Ioannina-tól 30 km-re észak felé (2. ábra). Maga a Tymphi-hegység mintegy 260 km², legmagasabb csúcsa a Gamila (2.497 m). A Vikos-szurdok egyes leírások szerint a Föld legmélyebb kanyonja (GUINNESS WORLD RECORDS 2005), emiatt mindenképp figyelmet érdemel. A szurdok környezetét is magába foglaló Tymphi-hegység elsősorban glaciokarsztos formakincse miatt jelentős, amit a korábbi kutatók már igen alaposan tanulmányoztak (WALTHAM 1978, HUGHES et al.

2006a, b, 2007a, b). Terepi bejárásunk során érdekes gömbkövekre, konkréciókra bukkantunk, amelyekről viszont nem találtunk korábbi szakirodalmi leírásokat, ezért itt röviden ismertetjük ezeket is.



2. ábra: A Vikos-szurdok és a Tymphi-hegység elhelyezkedése

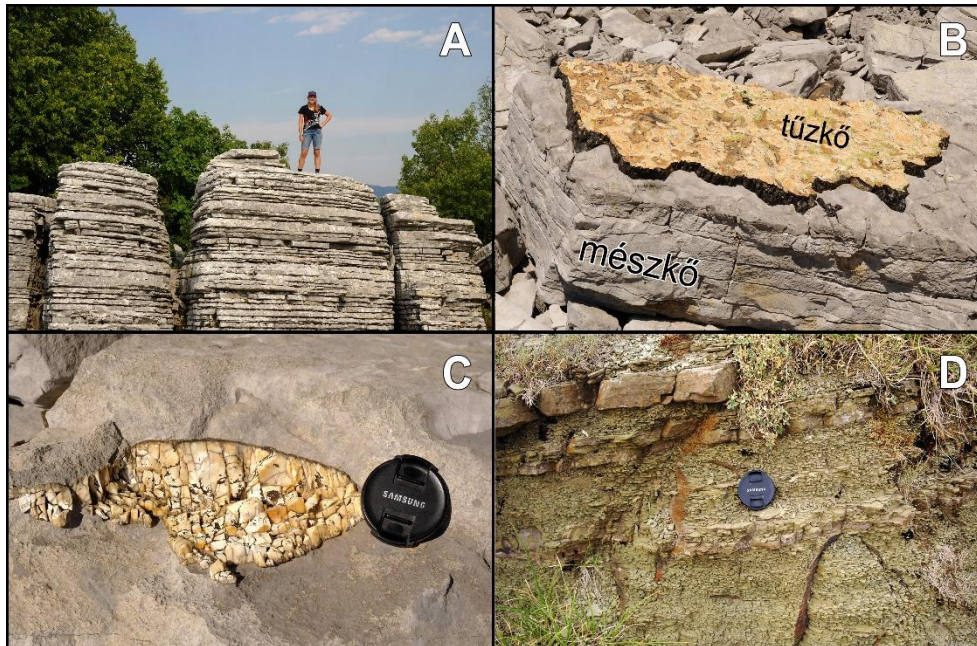
Fig. 2: Location of Vikos Gorge and Tymphi Mountain

Módszertan

A geológiai és geomorfológiai jellemzésben részben a szakirodalomra támaszkodunk, részben saját terepi megfigyeléseinkre. A gömbkövekből vékonycsiszolatokat is készítettünk, hogy belső szerkezetüket jobban megismerjük. A Vikos-szurdok mélységviszonyainak pontos elemzéséhez digitális domborzatelemzési eszközöket és az SRTM 1" adatbázist használtuk, melyeket az adott fejezetben mutatunk be részletesen. A DEM-elemzésekhez és a térképek készítéséhez ArcGIS 10.1 szoftvert használtunk.

A népességváltozás települési tendenciáinak bemutatásához pedig statisztikai adatokat elemeztünk (ELSTAT 2018).

A vizsgált terület földtani adottságai



3. ábra: A vizsgált terület jellemző kőzetei. A: eocén vékonypados mészkő; B: réteges tűzkő; C: tűzkőgumó; D: flis
Fig. 3: Typical rocks of the study area. A: Eocene thin-bedded limestone; B: chert bed; C: chert nodule; D: flysch

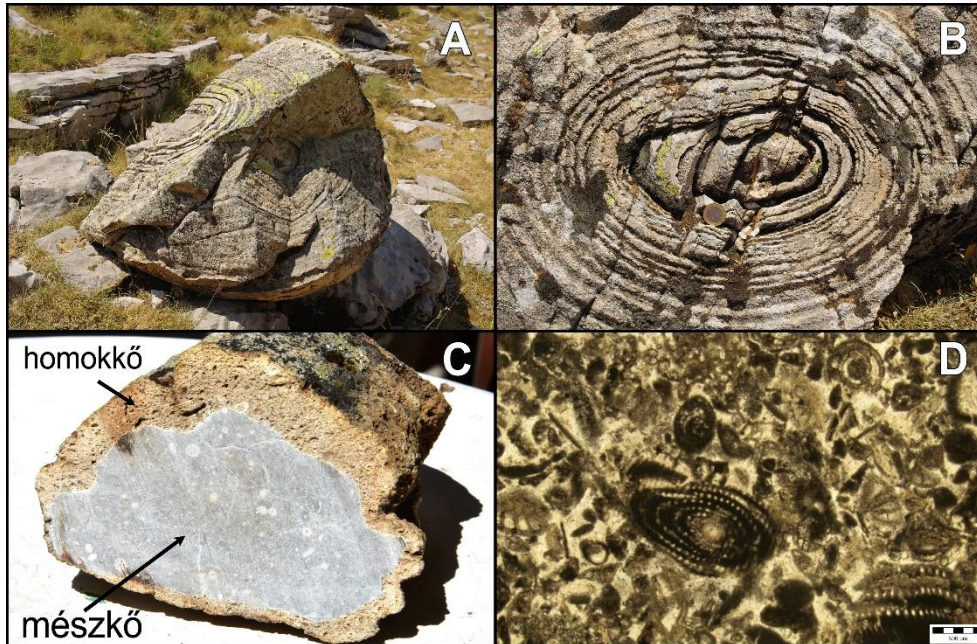
A terület meghatározó kőzetei a jurától az eocénig bezárólag lerakódott mészkövek, valamint a harmadidőszaki flis, de a Vikos-szurdok feltárja a jura és kréta dolomitos rétegeket is (3. ábra). A mészkövekben gyakori a tűzkő, részben gumós formában, részben önálló rétegekként. A harmadidőszaki kompresszió hatására ÉÉNy-DDK-i tengelyű antiklinálisok és szinklinálisok alakultak ki (AUBOUIN et al. 1977). A földtani szerkezetet a későbbiekben KÉK-NyDNy-i csapású vetők alakították, melyek részben még ma is aktívak. A szerkezeti vonalak hatása a mai domborzatra erősen rányomja bélyegét meredek peremek, illetve völgyek formájában. A fokozatosan kiemelkedő területet a pleisztocén és holocén során változó mértékben formálta az eljegesedés, a folyóvizek munkája, a lejtős tömegmozgások és a karsztosodás is. A gyors emelkedésnek köszönhetően számos szűk, V-alakú völgy formálódott, melyek közül a legnagyobb a Vikos-szurdok, melynek átlagos bevágódási ütemét az utolsó 25 ezer év során 0.4-1 mm/év-re becsülték STIROS et al. (1999), de maga a szurdok bevágódása több millió

évig tartott. A geológia, tektonika és geomorfológia kapcsolatát drón-technológia segítségével *CHATZIPETROS, STERGIOU* (2016) vizsgálta a közelmúltban.

Gömbkövek

Konkréciók számos helyről ismeretesek a Földön, rendkívül változatos morfológiával, méretekkel és képződési körülményekkel (*MOZLEY, 1996, SELLES-MARTINEZ 1996, SEILACHER 2001*). Bár számos ásványból létrejöhetnek, a leggyakoribbak mégis a karbonátos konkréciók (*MOZLEY 1996*). Kárpát-medencei viszonylatban a legismertebbek a „feleki gömbkövek”, amelyek szarmata homokkőben alakultak ki, amikor a diagenézis során a fossziliák karbonátos héjai feloldódtak, s az így kialakuló meszes oldatok átjárták az eredetileg porózus homokkövet, összetapasztva a „mag” körüli szemcséket (*VERES 2018*). A Tymphi-hegység gömbkövei azonban gyökeresen különböznek a feleki típustól.

A gömbköveket a Tymphi-hegység főcsúcsa (Gamila, 2497 m) felé vezető út mentén figyeltük meg (*4. ábra*). Szalkőzetben nem sikerült a helyüket azonosítani, csak törmelékben, adott esetben nagy, blokk méretű szikláknban, melyek omlások révén kerültek a sziklafalak tövébe. Előfordulnak önállóan, de nagyobb eocén mészkőtömbökbe ágyazódva is. Méretük a néhány dm-estől a méteresig terjed. A kövek alakja enyhén megnyúlt ellipszoid. A kövek felépítése koncentrikus jellegű sávok váltakozásából áll. Szabad szemmel is megfigyelhetők bennük néhány mm átmérőjű kisebb szemcsék. A befogadó kőzet sósavval heves reakciót mutató, karbonát-cementált bioklasztos mészkő, mely sok bentosz foraminiferát tartalmaz. A vékonycsiszolatokat is felhasználva megállapítottuk, hogy a konkréciók mátrixa részben karbonátos, részben szilíciumoxid anyagú (finomszemcsés kvarc). A konkréciók pontos keletkezése egyelőre nem ismert, feltételezéseink szerint az üledék diagenézise során egy korai (nem teljes) karbonát-cementációt követően részleges oldódás és az intergranuláris térben tömeges SiO₂-kiválás történhetett. A SiO₂-cementáció kisebb mértékben a bioklasztok intragranuláris pórusaiban is észlelhető. A SiO₂-gazdag oldatok eredete egyelőre nem ismert. Származhat szilikátos szivacsstűk oldódásából vagy más kovás vázanyagból, de az sem zárható ki, hogy egyéb, későbbi diagenetikus eredetű, szilikátban gazdag oldatok járták át a kőzetet.



4. ábra: A: gömbkő darab, B: keresztmetszet; C: mészkő és homokkő egy kisebb mintában; D: vékonycsiszolat
 Fig. 4.: A. spherical concretion piece; B. cross-section; C: limestone and sandstone in a small sample; D: thin-section

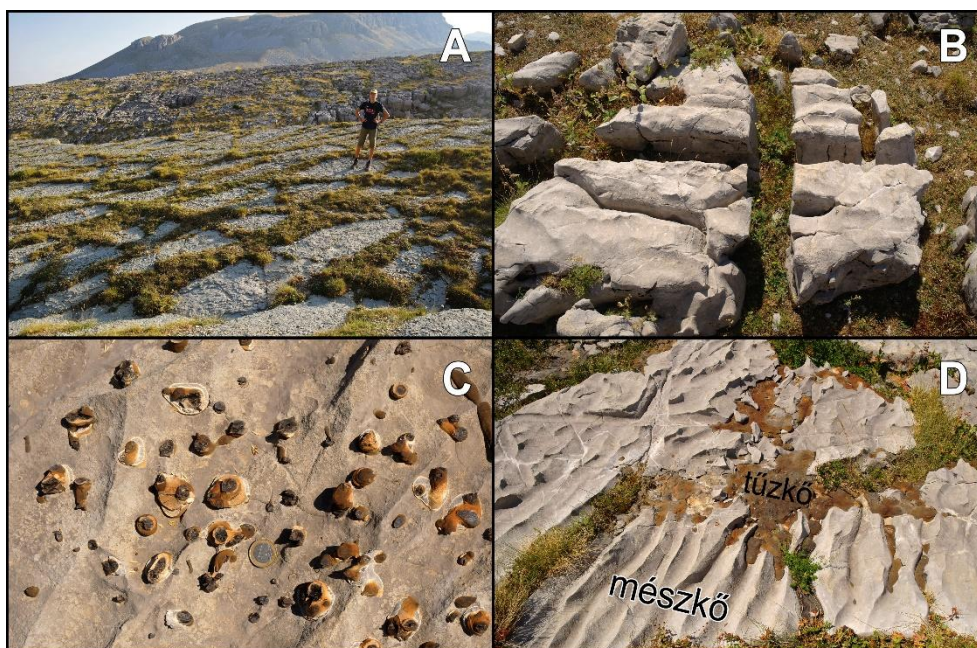
Karsztjelenségek

A flisközetek viszonylag kiterjedt foltjai miatt a terület tipikus vegyeskarsztnak tekinthető.

Karrok

A meredek, sziklás kibukkanások kivételével túlnyomórészt sekély talaj borítja a felszínt, így a biogén hatás jelentős a karrok formálásában. A magasabb térszíneken több a kopár terület, ott a szabad felszínen kialakuló, élesebb formák is előfordulnak, de nem olyan jellegzetesek, mint az Alpok hasonló magasságú területein. A kőzet erősen tektonizált, és sok helyen vékonyan rétegzett, így a szerkezeti meghatározottság sok esetben jellemző a karrokra. A karrjárdák jellemző formák a Tymphi-hegységben, de többnyire kibillent rétegeken alakultak ki, így inkább réteglépcsőkarsztnak nevezhetők (Schichttreppenkarst, 5. ábra). Ezt a formaegyüttest számos szerző a glaciokarsztos hatásoknak tulajdonítja (pl. HUGHES et al. 2006b). A karrosodást érdekesen befolyásolják a tűzkőgumók oldhatatlan foltjai illetve vékonyabb

rétegei (5. ábra). A karrjárdák mellett a rovátkák, a vályúkarrok, a szerkezeti karrok és a biogén karrok is elterjedt formáknak tekinthetők.



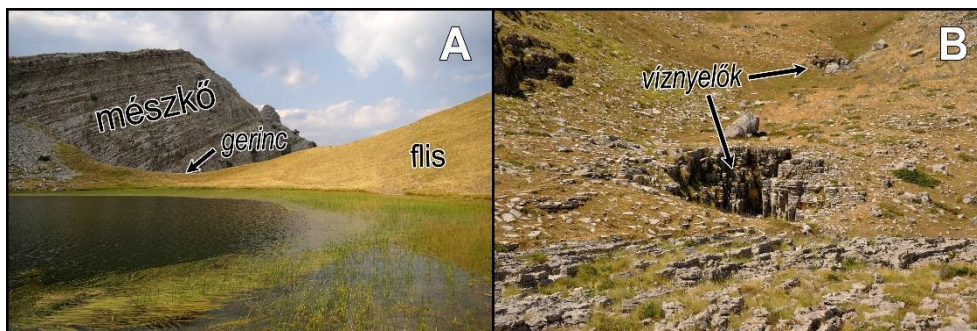
5. ábra: Karros formakincs a Tymphi-hegységben. A: kibillent rétegeken kialakult karrjárda; B: részben talajhatásra fejlődő szerkezeti karrok; C: tűzkőgumók által befolyásolt vályúkarrok; D: vékony tűzkőréteg által befolyásolt vályúkarrok

Fig. 5: Karren in Tymphi Mountain. A: limestone pavement on tilted layers; B: clint and grike formed by soil effect; C: rinnenkarren influenced by chert nodules; D: rinnenkarren influenced by thin chert layer

Zárt mélyedések

Klasszikus, töbörös területek elsősorban a Vikos-szurdoktól nyugatra fekvő fennsíkon találhatóak, annak is a legnyugatabbi részén, elsősorban azért itt, mert ez tekinthető kis lejtésű fennsíknak. A hegység központi részén részben szerkezeti okokból, részben a felszínfejlődés eredményeként tagoltabb a domborzat, és a glaciális letaroló hatások itt erősen érvényesültek. Ezért előfordulnak nagy, összetett alakú mélyedések, de egészen kisméretű, zárt formák is (WALTHAM 1978, 6. ábra). WALTHAM (1978) szerint a töbörök jellemző átmérője 30-100 m, de részletes morfológiai elemzések híján erről pontosabb, átfogó adatot nem ismerünk. Ugyanakkor a mozaikszerűen elhelyezkedő flis-foltokhoz igazodva időszakos tavakat magukba foglaló zárt mélyedések is találhatóak a központi részen, illetve szintén a flishez kötődik a Drakolimni-tó (6. ábra), ami különleges helyzetben fekszik, egészen

közel a gerinchez, így lecsapolódása geológiai értelemben rövid időn belül várható.



6. ábra: Drakolimni-tó és kisméretű víznyelők a Tymphi-hegységben
Fig. 6: Drakolimni lake and small sinkholes in the Tymphi Mountain

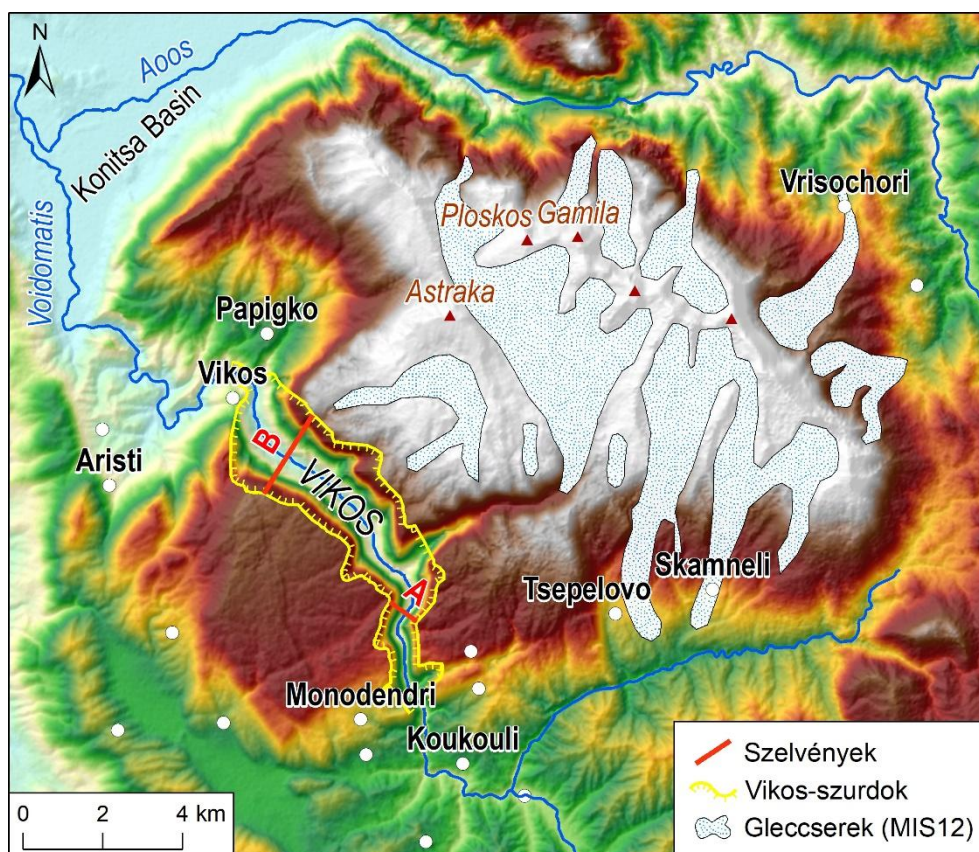
Barlangok

A Tymphi-hegységben – minden típust számba véve – több száz barlang található (WALTHAM 1978), de ezek többnyire aknabarlangok, így csak képzett barlangászok számára elérhetők. Legmélyebb (-584 m) a „Griffon Vulture Pothole”, de az Epos Chasm (-451 m) és a Provatina (-408 m) is jelentős mélységűek. Turistabarlang nincs a Tymphi-hegységben, de a közeli nagyváros, Ioannina külvárosában található Perama-barlang rendkívül látványos, cseppkövekben gazdag és a turisták számára is látogatható. Ezen kívül még említhetők a régészeti szempontból fontos barlangüregek, melyek a mélyen bevágódott völgyekben nyílnak. A Vikos-szurdokban fekvő Megalakkos és Klithi-barlangok 17 ka és 10 ka BP korú mezolitikus emberi használat nyomait mutatják (BAILEY et al. 1990).

Glaciokarszt

A Tymphi-hegységet HUGHES et al. (2006b) a „mediterrán glaciokarsztok egyik legkiválóbb példájának” tartják. Jellegzetes formakincsének elemei a glaciálisan letarolt felszínek, a fent említett réteglépcsőkarszt, az aknák, a morénák és a nagy mélyedések. A víznyelő-sűrűség az egykori gleccserperemek mentén a legmagasabb (WALTHAM 1978). A magasabb cirkuszvölgyekben periglaciális sziklageccserek is előfordulnak, de ezek jelenleg fosszilis formáknak tekinthetők (HUGHES et al. 2003). A morénák és cirkuszvölgyek elhelyezkedése alapján három glaciális fázist különítettek el a kutatók. Tudománytörténetileg fontos tény, hogy ez volt az első olyan

hely, ahol U-soros kormeghatározást végeztek a glaciális üledékek másodlagos karbonát-cementjén. Ezen kívül fosszilis talajok korát is sikerült itt datálni (HUGHES et al. 2006b, 2007b). Mindezek alapján kiderült, hogy a három helyi glaciális fázis idősebb, mint ahogy korábban gondolták, koruk: MIS (Marine Isotope Stage) 12 (430 ka BP), MIS 6 (140 ka BP) és MIS 5d (110 ka BP). E fázisok közül az első volt a legnagyobb kiterjedésű, majd a későbbiek során az ELA (equilibrium line altitude, gleccser egyensúlyi vonal magasság) egyre feljebb került: 1741 m, 1862 m majd 2174 m volt (HUGHES et al. 2006b, 2007b). Az első fázisban platógleccser és belőle kinyúló gleccserkarok alakultak ki, a második fázisban kárgleccserek és völgyi gleccserek, míg a harmadik fázisban már csak kárgleccserek voltak jelen (7. ábra).



7. ábra: A Vikos-szurdok elhelyezkedése és a gleccserek maximális kiterjedése a Tymphi-hegységben. A gleccserek elhelyezkedéséhez Hughes et al. (2006b) térképének a felhasználásával.

Fig. 7: Location of Vikos Gorge and the maximum extent of glaciers in Tymphi Mountain. The location of the glaciers are marked after Hughes et al (2006b).

Szurdokok

A területen több kisebb (8. ábra), illetve közepes méretű szurdok is kialakult a mészkőben, illetve részben a flisben, de a leglátványosabb közülük természetesen a Vikos-szurdok. A Vikos-szurdok (8. ábra) jellegzetes átmenő karsztos szurdokvölgy, méretei és elhelyezkedése alapján feltehetőleg átöröklött eredetű. A Vikos legfelső folyása flis térszínen alakult ki, de a flisbe bevágódva eléri az alatta lévő eocén mészkövet, abban sekély mélységű szurdokot alakít ki. Koukouli alatt a Vikos északnak fordul (7. ábra), és itt következik a legmarkánsabb, leglátványosabb 9 km hosszú szakasza, melynek során lényegében kettészeli a Tymphi-hegységet, egy jóval kiterjedtebb és magasabb keleti, meg egy alacsonyabb, kisebb kiterjedésű nyugati részre bontva azt. A szurdoknak ez a középső, legmélyebb szakasza a nyári félévben gyakorlatilag teljesen száraz. A vízfolyás a hegység ÉNY-i oldalán, Vikos település közelében lép ki a nagy mélységű szurdokból, és a felső részhez hasonlóan itt is a flisbe vágódva, alatta pedig az eocén mészkőbe mélyülve halad tovább még 9 km-en keresztül, míg Kleidonia-nál el nem éri a hegység ÉNy-i előterében fekvő Konitsa-medencét.

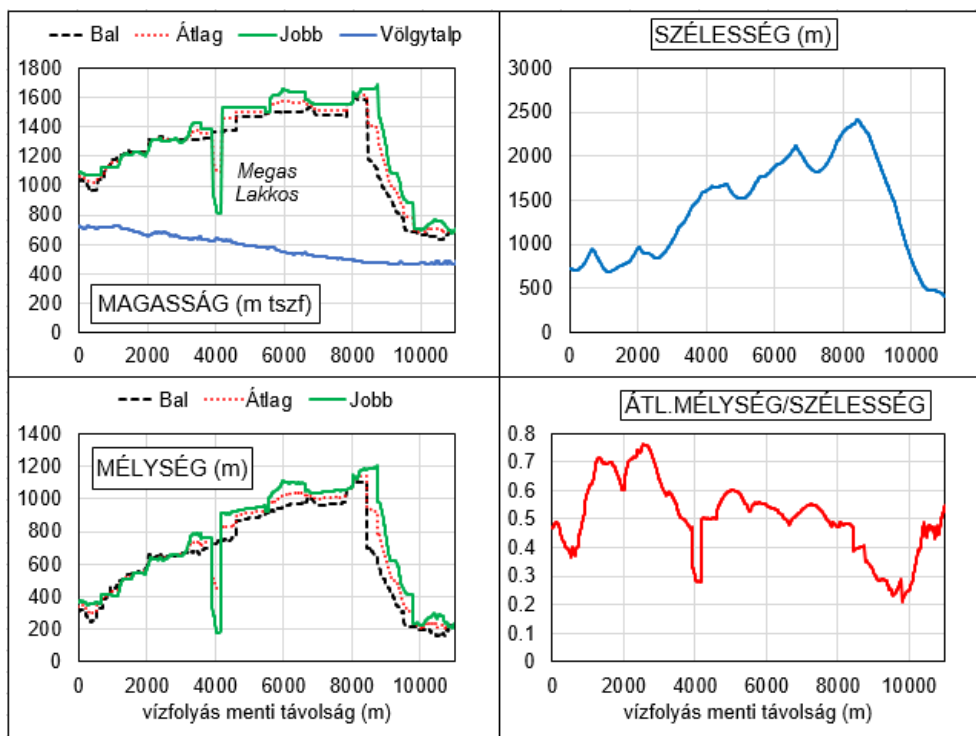


8. ábra: Szurdokok. A: egy kisméretű szurdok (Papigko); B: Vikos-szurdok

Fig. 8: Gorges. A: small-size gorge (Papigko); B: Vikos gorge

A Vikos-szurdok fontos turisztikai célpont, aminek az egyik alapja, hogy a *GUINNESS WORLD RECORDS* (2005) szerint ez a legmélyebb kanyon a Földön. A Guinness-rekordokban leírásként az szerepel, hogy „*mélysége 900 m, a peremek közötti távolsága pedig 1100 m. Számos országban van nagyobb mélység/szélesség arányú szurdok, de egyik sem ilyen mély.*” Ez a megállapítás így mindenképp vitatható, illetve egész egyszerűen rossz szul megfogalmazott. Hiszen szó szerint ezt úgy kell értelmezni, hogy a nagy mélység/szélesség arányú szurdokok közt ez a legmélyebb, de ez esetben nincs definiálva a mélység/szélesség arány küszöbértéke. Kicsit kevésbé szó szerint érthetjük úgy is, hogy a mély kanyonok közül ennek legnagyobb a mélység/szélesség aránya.

A Föld nagy szurdokaival való összehasonlítás külön tanulmány tárgya lehetne, itt most csak azt mutatjuk meg, hogy digitális terepmodell (DTM) alapján a Vikos-szurdok fő paramétereit hogyan lehet meghatározni. Ehhez az 1” felbontású SRTM adatbázist használtuk fel, aminek a hibája jellemzően 10 m alatt marad, noha ennél nagyobb, egyedi kiugró hibaértékek természetesen előfordulhatnak (*RODRIGUEZ et al. 2006*). További hibát okozhat a 30 m horizontális felbontás, ami a magasságban szintén 10-15 m körüli hibát eredményez. Mindezt figyelembe véve is azonban a DTM alapú számítások megbízhatósága nagyobb, mint az interneten elérhető adatoké. A számítás menete a következő: elsősorban 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 pontokon haladó vonalat (thalweg). Ezután 10 m távolsággal pontokra bontottuk a vonalakat. Majd a thalweg 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 az átlagos mélységet osztottuk a szélességgel, hogy a kérdéses arányt megkapjuk. Így a szurdok teljes vonalára vonatkozóan, függvényszerűen megkaptuk a mélység, illetve a szélesség és a mélység/szélesség arány változását (*9. ábra*). A szurdok szélessége és mélysége is lefelé majdnem folyamatosan növekszik, míg a belépésnél 720 m széles és 335 m mély, addig a kijáratnál 2420 m széles és 1144 m mély (baloldal: 1104 m; jobboldal: 1184 m). Ugyanakkor a mélység/szélesség arány eltérően változik, és nagyjából a szurdok egyharmadánál, 2580 m-nél a legnagyobb, 0.76-s értékkel, azaz itt a mélység (649 m) közelítőleg háromnegyede a szélességnek (856 m).



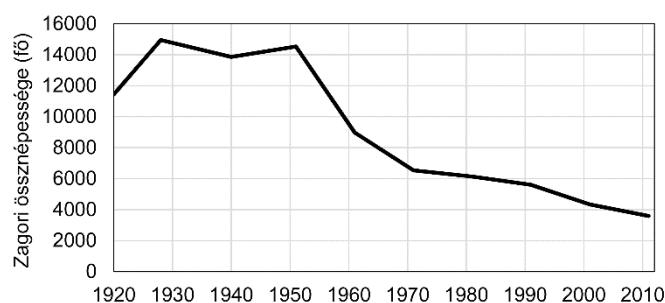
9. ábra: A Vikos-szurdok morfolometriai paramétereinek változása
 Fig. 9: Changes of morphometric parameters of Vikos Gorge

A karszavidék népességváltozásai

A falvak elnéptelenedése a 20.század második felében globális jelenség, ami Görögországban is jellemző és nagyon intenzív folyamat (*BATHRELLOS* et al. 2013). A Vikos-szurdok és környéke Zagori közigazgatási egységhez tartozik, ami nem csupán egy adminisztratív egység, hanem egy történelmileg is sajátos fejlődéssel bíró, természeti tájhoz igazodó régió, melynek jelenlegi adminisztratív területe 992 km². A bronzkortól gyakorlatilag folyamatosan lakott a terület. A területre eredetileg jellemző erdőket a folyamatos pásztorkodás és részben a mezőgazdasági művelés miatt igen jelentős mértékben kiirtották, ezzel elősegítve az erdőhatár alacsonyodását és a szubalpesi legelők kialakulását (*AMANATIDOU* 2005). A hegyvidék a történelem nagy részében ritkán lakott volt (*MCNEILL* 1992). A zártság ugyanakkor egyfajta védelmet is jelentett, és a török időkben Zagori nagyfokú autonómiát élvezett, ezért sokan ideköltöztek a környező, erősebb török kontroll alatt álló területekről is, ami népességnövekedéshez, mezőgazdasági expanzióhoz, kereskedelmi és kulturális fellendüléshez vezetett

(MCNEILL 1992). A területre, a Balkán más hegyvidékeihez hasonlóan az etnikai sokszínűség is jellemző, arománok, albánok, szlávok is megtelepedtek itt, de a görög karakter mindig meghatározó volt. Az oszmán uralom alól csak 1913-ban szabadult fel a terület, amit a két világháború és 1945-49-ig a görög polgárháború követett, amelyek során Zagori térsége különösen sokat szenvedett az itt zajló harci cselekményektől.

A népesedési folyamatokat 1920-tól, a török idők utáni első független népszámlálástól napjainkig statisztikai adatokkal követjük nyomon (10. ábra). Ezt az időszakot időben három részre bonthatjuk. Zagori járás népessége 1920 után rövid ideig növekedett, elérve ezzel a maximális 14949 főt 1928-ban, ami 15,1 fő/km² népsűrűségnek felel meg. 1951-ig nem látszik lényeges csökkenés a népességben, ami csalóka, mert a valóságban a háborús idők az elnéptelenedést jelentették, de az 1951-es népszámláláskor még sok el(ki)vándorló ember is az eredeti településére lett regisztrálva. A népesség legmarkánsabb fogyása ezért statisztikailag az 1951-1961 közötti időszakra esik, amikor 5549 fővel, azaz 38%-kal csökkent a teljes járás népessége. A következő évtized is még jelentős fogyást mutat (2435 fő, 27%), de már csökkenő ütemben, azóta pedig egy lassabb, de állandó fogyás mutatkozik. Jelenleg a népsűrűség mindössze 3,6 fő/km². Az elnéptelenedés drámai mértékét jellemzi, hogy míg 1928-ban a 45 vizsgált településből mindössze 3 volt a 100 főnél kisebb, addig 2011-ben ezek száma 32-re nőtt!



10. ábra: Zagori népességváltozásai 1920 és 2011 között

Fig. 10: Population changes of Zagori municipality between 1920 and 2011

Megvizsgáltuk önállóan is az egyes települések népesedési változásait. Ebből csupán néhányat emelünk ki. Van egy csoport melyre az 1950-es évtizedben hirtelen fogyás, utána viszont a népesség nagyjából stabilizálódása jellemző. Ez a csoport leginkább a Vikos-szurdok köré koncentrálódik, így nagyrészt a turizmussal hozható kapcsolatba. Tényleges növekedéssel 1971 után csak Monodendri, Vrisochori, Elati és Papigko jellemezhető, közülük

is csak Papigko esetében igazán jelentős a növekedés (123 fő), ami nem véletlen, mert ez a turizmus egyik fő célpontja.

A falusi elnéptelenedés okait számos tanulmányban vizsgálták, a legfontosabb, hogy a färmgazdálkozás profitabilitása alacsony, a városi életfeltételek sokkal vonzóbbak napjainkban, és még a megmaradó idösebb lakosság is a városokba küldi gyermekeit, hogy majd ott jobb lesz nekik (*KIZOS* et al. 2011). Ehhez nagyon hasonló motivációkkal találkozhatunk Magyarországon is (*TELBISZ* et al. 2015). A falusi elnéptelenedés, elsöre kissé meglepő módon, a természetvédelem szempontjából is hátrányos, ugyanis a mezőgazdasági hanyatlás a biodiverzitás csökkenéséhez járul hozzá (*TZANOPOULOS* et al. 2011).

Jelenleg a turizmus látszik az egyetlen kitörési lehetőségnek, ami a természetvédelemmel is szorosan összefügg. Az EU mezőgazdasági, vidéktámogatási politikái is befolyásolhatják a vidék népesség megtartó erejét akár pozitív, akár negatív irányban (*ZOMENI* et al. 2008, *KIZOS* et al. 2011, *TZANOPOULOS* et al. 2011).

Természetvédelem és turizmus

A geológiai-geomorfológiai értékek mellett természetvédelmi szempontból fontosak a biológiai értékek is. A különleges növények, endemikus fajok mellett (*PANAGIOTOPOULOS* et al. 2016) megemlíjtük a környéken gyűjthető gyógynövényeket, melyek révén a népi gyógyászat egyik fontos központja lett Zagori vidék, és a „*vikogiatri*” (azaz „*Vikos doktor*”) néven ismert gyógyítók a Balkán félsziget távolabbi vidékein is ismertek voltak a 17-19. században (*VOKOU* et al. 1993). Görögországban (és máshol is) az erdők védelme kiemelten fontos, és minden erdőirtás ellenére, a vizsgált területen mindig viszonylag magas volt az erdővel borított területek aránya. Igen jelentősek továbbá a kulturális adottságok is (régészeti leletek, középkori falvak, helyi kőanyagokat felhasználó népi építészet, kolostorok, ívelt kőhidak a 18-19. századból, *11. ábra*). Leginkább egy történelmileg kialakult kultúrtájnak tekinthetjük ezt a vidéket, ahol a hagyományos (agrár jellegű) emberi használat erőteljesen csökken, emiatt a felszínborítás is döntően változik, a felhagyott területek bokros részekké, majd ezek erdőkké alakulnak át, változik a táj mozaikos jellege (*ZOMENI* et al. 2008). Mindeközben a turizmus szerepe folyamatosan növekszik. Jelenleg a látogatószám 100.000 látogató/év körül mozog, de ez nem mérhető pontosan, mert nincs egy olyan belépési pont, amelynek alapján egyértelműen számlálni lehetne a turistákat (*PANAGIOTOPOULOS* et al. 2016).



11. ábra: Háromlyukú kőhid Zagoriban
Fig. 11: Triple arched stone bridge in Zagori

A fenti természeti és kulturális értékek és jellemzők miatt 1973-ban hozták létre a Vikos-Aoos Nemzeti Parkot 126 km²-es területen, majd 2005-ben összevonták a tőle keletre fekvő Valia Kalda Nemzeti Parkkal, így született meg az Északi-Pindosz Nemzeti Park. Mint sok más területen, itt is jellemző a „védeltségi kategóriák halmozása”, ami nyilvánvalóan jelentős részben turisztikai marketing célokat szolgál, illetve több irányból érkező támogatási lehetőségeket jelent. Az erdők jelentős része a NATURA 2000 hatálya alá is esik. Ezen kívül 2010-ben hozták létre a Vikos-Aoos Geoparkot, ami 2015 óta az UNESCO Global Geopark Network része, elsődlegesen a fent leírt geológiai-geomorfológiai értékek miatt.

A nemzeti park létrehozása ugyanakkor korántsem volt problémamentes. Az alapítás utáni egy-két évtizedben a helyi gazdálkodók számos esetben sérelemként élték meg a nemzeti park miatti korlátozásokat (PANAGIOTOPOULOS et al. 2016). Sok esetben nehezen fogadták el, hogy a beerdősülő, felhagyott mezőgazdasági területek automatikusan szigorú védeltség alá kerültek, mint erdők, amihez többé nem férhettek hozzá. Ez részben tudati problémát jelentett, hiszen számos esetben már nem művelt területekről volt szó (TRAKOLIS 2001). Nehézséget jelentett az is, hogy a helyi érdekelteket nem vonták be sem a létrehozási, sem a működési folyamatokba (PAPAGEORGIU, KASSIOUMIS 2005). Ugyanakkor az ezredfordulótól a turizmus pozitív gazdasági hatásai is egyre inkább érezhetővé váltak. TRAKOLIS 2001-es felmérése szerint a helyi lakosok 48%-a semleges viszonyult a NP-hoz, 20%-a érezte úgy, hogy romlott a gazdasági helyzete, 29% viszont, elsősorban a fiatalok és a turizmusban dolgozók, egyértelműen javulást érzékeltek. Számos esetben az is jellemző, hogy a turizmus nem teljes foglalkozást jelent, hanem a farm-gazdálkodás melletti

kiegészítő jövedelmi lehetőséget. Napjainkra a *TRAKOLIS* (2001) által említett problémák gyakorlatilag megszűntek.

Jelen pillanatban a természetvédelem és a turizmus között nem érzékelhető jelentős konfliktus. A 2010-től megugró turista létszám miatt azonban felléptek eutrofizációs problémák a szurdok vízfolyásában. Nyitott kérdés, hogy a hagyományos gazdálkodást folytatók számának további zsugorodásával a hagyományos táj képe hogyan tartható fenn, másrészt hogy turisztikailag milyen további fejlesztésekre van lehetőség illetve szükség a bevételek, és a vidék népességmegtartó erejének növelése érdekében, figyelembe véve természetesen a fenntarthatóság és a természetvédelem kritériumait is (*PAPAGEORGIU, KASSIOUMIS 2005, TZANOPOULOS et al. 2011*).

Következtetések

Összességében megállapíthatjuk, hogy a bevezetésben említett tézisre, mely szerint a karsztvidékek „*nehezen élhető*” területek, történelmileg ritkán lakottak és a népességfogyás által erősen sújtottak, a Vikos-szurdok és környéke, Zagori egy minden szempontból megfelelő példa. Természetesen ezt a képet az adott történelmi sajátosságok, mint például az autonóm helyzet a török uralom idején, valamint a 20. század háborúi sajátosan színezik.

A kitörési pont itt is a természetvédelem, illetve az ehhez kapcsolódó turizmus. A karsztos adottságok, elsősorban a Vikos-szurdok, mint legfőbb látványosság, a turisztikai marketing egyik legfontosabb alapkövét jelentik. Ugyanakkor a kulturális jellemzők (lakott barlangok; viszonylagos elzártság, népi építészet) is részben kapcsolódnak a terület karsztos adottságaihoz. A glaciokarsztos táj elsősorban a szakmai (geo-) turisták számára lehet közvetlen vonzerő, de látképileg a „*sima*” hátizsákos turisták számára is ajánlható célpont.

A népesedési adatok alapján az állapítható meg, hogy a II. világháború utáni nagyon gyors visszaesést követően a fogyás a legtöbb helyen továbbra is jellemző, és a vidéki települések zsugorodása csak nagyon lokálisan, mindössze néhány településen állt meg a turizmusnak köszönhetően. A települések épületeinek leromlását a turisták által látogatott helyeken sikerült megállítani, sőt jelentős felújítások mentek végbe oly módon, hogy a külső településkép viszonylagos megőrzése mellett a funkciók (szállás, étkezés, stb.) ma már értelemszerűen a turizmushoz igazodnak. A hagyományos mezőgazdasági/pásztorokodó kultúrtáj átalakulása azonban a továbbiakban is várható, hiszen a gazdálkodók aránya folyamatosan csökken.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az NKFIH K124497 számú projektje támogatta.

IRODALOM

- AMANATIDOU, D.* (2005): Analysis and evaluation of a traditional cultural landscape as a basis for its conservation management. A case study in Vikos-Aoos National Park, Greece – Dissertation, Fakultät für Forst-und Umweltwissenschaften, Albert-Ludwigs Universität, Freiburg im Breisgau.
- AUBOUIN, J., DESPRAIRIES, A., TERRY, J.* (1977): Le synclinal d’Epire-Akarnanie, la nappe du Pinde-Olonos et la nappe ophiolitique. Reunion extraordinaire en Grece – Bulletin Societe Geologique de France, 7, 19, 1, pp. 20–27.
- BAILEY, G.N., LEWIN, J., MACKLIN, M.G., WOODWARD, J. C.* (1990): The “older fill” of the Voidomatis valley, north-west Greece and its relationship to the Palaeolithic archaeology and glacial history of the region – Journal of Archaeological Science, 17, pp. 145–150.
- BATHRELLOS, G.D., GAKI-PAPANASTASSIOU, K., SKILODIMOU, H.D., SKIANIS, G.A., CHOUSIANITIS, K. G.* (2013): Assessment of rural community and agricultural development using geomorphological–geological factors and GIS in the Trikala prefecture (Central Greece) – Stoch Environ Res Risk Assess, 27, pp. 573–588. <https://doi.org/10.1007%2Fs00477-012-0602-0>
- CHATZIPETROS A., STERGIU, C.* (2016): Morphotectonic indications of uplift from the Vikos Gorge area using UAV: Preliminary results – Tectonics and Structural Geology Committee of the Geological Society of Greece, 1st TSG Meeting, Athens, 6/12/2016.
- DOWLING, R. K., NEWSOME, D.* (szerk.) (2006). Geotourism. Elsevier Butterworth-Heinemann, Oxford, 260 p. <https://doi.org/10.1016/B978-0-7506-6215-4.50001-4>
- ELSTAT* (Hellenic Statistical Authority), (2018): <http://www.statistics.gr/-statistics/pop> (Utolsó hozzáférés 2018.06.11.)
- GUINNESS WORLD RECORDS* (2005): Special 50th Anniversary Edition. Guinness World Records. 2004, p. 52.
- HUGHES, P.D., GIBBARD, P.L., WOODWARD, J. C.* (2003): Relict rock glaciers as indicators of Mediterranean palaeoclimate during the Last Glacial Maximum (Late Würmian) in northwest Greece – Journal of Quaternary Science, 18, pp. 431–440.

- HUGHES, P.D., GIBBARD, P.L., WOODWARD, J. C.* (2006a): Middle Pleistocene glacier behaviour in the Mediterranean: sedimentological evidence from the Pindus Mountains, Greece – *Journal of the Geological Society*, 163, pp. 857–867. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492005-131>
- HUGHES, P.D., GIBBARD, P.L., WOODWARD, J. C.* (2007a): Geological controls on Pleistocene glaciation and cirque form in Greece – *Geomorphology*, 88, pp. 242–253. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.11.008>
- HUGHES, P.D., WOODWARD, J.C., GIBBARD, P. L.* (2006b): The last glaciers of Greece – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50, pp.37–61.
- HUGHES, P.D., WOODWARD, J.C., GIBBARD, P. L.* (2007b): Middle Pleistocene cold stage climates in the Mediterranean: new evidence from the glacial record – *Earth and Planetary Science Letters*, 253, pp. 50–56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.019>
- KIZOS, T., VASDEKI, M., CHATZIKIRIAKOU, C., DIMITRIOU, D.* (2011): ‘For my children’: Different functions of the agricultural landscape and attitudes of farmers on different areas of Greece towards small scale landscape change – *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, 111, pp. 117–130. <https://doi.org/10.1080%2F00167223.2011.10669528>
- MCNEILL, J.R.* (1992): *The mountains of the Mediterranean world. An environmental history* – *Studies in Environmental History* 8., pp. 423., Cambridge.
- MOZLEY, P.S.* (1996): The internal structure of carbonate concretions in mudrocks: a critical evaluation of the conventional concentric model of concretion growth – *Sedimentary Geology*, 103, pp. 85–91. [http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00087-9](http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738(95)00087-9)
- PANAGIOTOPOULOS, G., MISTHOS, L.M., KALIAMPAKOS, D.* (2016): Beyond Existing e-Tourism for Mountains: Findings from the Case of Zagori, Greece – In: *Sustainable Mountain Regions: Challenges and Perspectives in Southeastern Europe*. Springer, Cham, pp. 123–136. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-27905-3_9
- PAPAGEORGIOU, K., KASSIOUMIS, K.* (2005): The national park policy context in Greece: park users’ perspectives of issues in park administration – *Journal for Nature Conservation*, 13, pp. 231–246. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jnc.2004.11.001>
- PEJNOVIĆ, D., HUSANOVIĆ-PEJNOVIĆ, D.* (2008): Causes and consequences of demographic development in the territory of Velebit Nature Park, 1857-2001 – *Periodicum Biologorum*, 110, 2, pp. 195-204.
- RODRIGUEZ, E., MORRIS, C.S., BELZ, J. E.* (2006): A global assessment of the SRTM performance – *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 72, pp. 249–260. <http://dx.doi.org/10.14358/PERS.72.3.249>

- SEILACHER, A.* (2001): Concretion morphologies reflecting diagenetic and epigenetic pathways – *Sedimentary Geology*, 143, pp. 41–57. [http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00092-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00092-6)
- SELLES-MARTINEZ, J.* (1996): Concretion morphology, classification and genesis – *Earth-Science Reviews*, 41, pp. 177–210. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00022-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00022-0)
- STIROS, S.C., BARKAS, N., MOUTSOULAS, M.* (1999): River erosion and landscape reconstruction in Epirus: methodology and results – *British School at Athens Studies*, 3, pp. 108–114.
- 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., IMECS Z., MARI L., BOTTLIK ZS.* (2016): Changing Human-Environment Interactions in Medium Mountains, the Apuseni Mts (Romania) as a Case Study – *Journal of Mountain Science*, 13(9), pp. 1675–1687. <http://dx.doi.org/10.1007/s11629-015-3653-0>
- TRAKOLIS, D.* (2001): Perceptions, preferences, and reactions of local inhabitants in Vikos-Aoos National Park, Greece – *Environmental Management*, 28, pp. 665–676. <http://dx.doi.org/10.1007/s002670010251>
- TZANOPOULOS, J., KALLIMANIS, A.S., BELLA, I., LABRIANIDIS, L., SGARDELIS, S., PANTIS, J. D.* (2011): Agricultural decline and sustainable development on mountain areas in Greece: Sustainability assessment of future scenarios – *Land Use Policy*, 28, pp. 585–593. <https://doi.org/10.1016%2Fj.landusepol.2010.11.007>
- VERES ZS.* (2018): A rejtélyes "feleki gömböcök" nyomában. Magyar Földtani Védegylet, MFV.hu, http://mfv.hu/a_kovek_meselnek/?cid=384 (utolsó hozzáférés: 2018.07.27.)
- VOGIATZAKIS, I.* (2012): *Mediterranean Mountain Environments* – John Wiley & Sons, Chicester, 232 p.
- VOKOU, D., KATRADI, K., KOKKINI, S.* (1993): Ethnobotanical survey of Zagori (Epirus, Greece), a renowned centre of folk medicine in the past – *Journal of Ethnopharmacology*, 39, pp. 187–196. [http://dx.doi.org/10.1016/0378-8741\(93\)90035-4](http://dx.doi.org/10.1016/0378-8741(93)90035-4)
- WALTHAM, A.C.* (1978): The caves and karst of Astraka, Greece – *Transactions of the British Cave Research Association*, 5, pp. 1-12.
- ZOMENI, M., TZANOPOULOS, J., PANTIS, J. D.* (2008): Historical analysis of landscape change using remote sensing techniques: An explanatory tool for agricultural transformation in Greek rural areas – *Landscape and*

Urban Planning, 86, pp. 38–46.<https://doi.org/10.1016%2Fj.landurbplan.-2007.12.006>

KARSZTVIDÉKEK AZ EURÓPAI NEMZETI PARKOKBAN

EUROPEAN NATIONAL PARKS WITH KARST LANDSCAPES

MARI LÁSZLÓ¹ –TELBI SZ TAMÁS¹

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

***Abstract:** Since the foundation of Yellowstone National Park (1872), the national park (NP) concept has been transformed several times. Important elements of the present NP concept are: the protection of „pristine” nature, national identity, tourism, protection of cultural landscapes and historical heritage, recreation, scientific research, education, ecological values, biodiversity, investigation of climate change effects. The first NP was established in Europe in Sweden in 1909, and today are more than 400 NP in European countries. Based on literature, internet resources and own field experiences we have collected a list of European national parks with karstic regions. Based on selected examples, we present the different possibilities of karstic areas in national parks in terms of tourism. The first NP with karst terrains was founded in Spain in 1918 (Picos de Europa NP and Ordesa y Monte Perdido NP). There are NPs with large amount of visitors, for example Picos de Europa NP with 1.8 million visitors/year, Plitvice Lakes NP (Croatia) 1.3-1.5 million visitors/year. Since its opening to the public in 1819, more than 38 million 'adventurers' have visited the Postojna Cave (Slovenia), which is one of the most visited karst objects in Europe but not part of a national park. In some places the authorities already had to limit the number of visitors. For example, at the „Skradinski buk” waterfall in Dalmatia's Krka National Park (Croatia) the number of visitors will be limited to 10,000 at a time due to concerns over safety and damage to the landscape. On the other hand, there are less visited NPs, for example The Burren NP (Ireland) with an estimated 75,000 visitors/year, where the further increase of tourism is supported to help the creation of employment possibilities.*

Keywords: karst area, national park, geotourism, mass tourism

Bevezetés

A Yellowstone Nemzeti Park (1872) megalapítása óta a „nemzeti park” koncepció többször is megváltozott. A jelenlegi nemzeti park koncepció fontos elemei: az „érintetlen” természet védelme, a nemzeti identitás, a turizmus, a kultúrtáj és történelmi örökség védelme, rekreáció, tudományos kutatás, oktatás, ökológiai értékek, biodiverzitás, az éghajlatváltozás hatásainak vizsgálata.

Karsztos területek főként oldható kőzetekből, elsősorban mészkőből, márványból és dolomitból (karbonátos kőzetek) felépülő területeken alakulnak ki, de kifejlődhetnek gipszen és sókőzeteken is (evaporit kőzetek). Karbonátos kőzetek a Föld jégmentes felszínének mintegy 15 millió négyzetkilométerét építik fel, ez a szárazföldek felszínének 11%-a, de ha a felszín alatti, karsztvíz-áramlással jellemezhető területeket is figyelembe vesszük, akkor a Föld szárazföldi felszínének kb. 14%-a sorolható a karsztvidékekhez (WILLIAMS 2008).

A karsztvidékek általában látványos felszíni karsztjelenségekkel és barlangokkal hívják fel magukra a figyelmet, ugyanakkor a hagyományos mezőgazdálkodáshoz mostoha feltételeket biztosítanak. Korábbi kutatásainkban (Montenegró, Kárpát-medence) a karsztok társadalomra gyakorolt hatásaival foglalkoztunk, amelyek során többféle módszerrel gyűjtött adatokat elemeztünk. Általánosságban érvényes, hogy mivel a karsztvidékek sajátos morfológiai, hidrológiai, talajtani, ökológiai sajátosságokkal rendelkeznek, ezek a jellemzők a társadalmi-gazdasági fejlettséget is befolyásolják, a turizmust leszámítva általában negatív irányban, azaz a karsztos területek gyakran relatíve elzárta, alacsonyabb népsűrűséggel rendelkeznek, ráadásul természetes fogyás és elvándorlás jellemző rájuk (TELBISZ *et al.* 2013, 2014a, 2014b, 2015, 2016). Különleges természeti értékeik és látnivalóik (például barlangok és szurdokok) azonban jó lehetőségeket kínálnak az idegenforgalom számára. Napjainkra a turizmus fellendülésével néhány karsztvidék helyzete megváltozott, ugyanis a látványos karsztos formák, mint a szurdokok, szakadéktöbrök, barlangok népszerű turistacélpontok lettek és a kalandturizmusnak (canyoning, barlangászat stb.) is kiváló feltételeket nyújtanak. A geoturizmus megjelenése is növeli a turisták érdeklődését a karsztos területek iránt. Sok esetben a karsztos tájak relatív érintetlensége, természet közeli állapota lehetővé tette, hogy természetvédelmi zónákat hozzanak létre területükön. Tanulmányunk fő kérdése, hogy a helyzet mennyire hasonló azokban az európai nemzeti parkokban, ahol karsztos vagy részben karsztos területek találhatóak?

Adat és módszer

Az IUCN kategóriák közül valószínűleg a „nemzeti park” (IUCN II) a leginkább elfogadott és a legismertebb kategória. Érdekes kérdés, hogy a karsztos tájak mennyiben képviseltetik magukat ebben a kategóriában. A karsztos vagy részben karsztos nemzeti parkok képesek-e megtartani a helyi lakosságot, és segítenek-e nekik jobb életfeltételeket teremteni? A tömegetturizmus

milyen hatással van a sérülékeny karszterületekre? Tanulmányunkban ezeket a kérdéseket európai összefüggésben vizsgáljuk.

A szakirodalom, internetes források és terepi tapasztalatok alapján összeállítottuk a karsztos területekkel is rendelkező európai nemzeti parkok listáját (1. táblázat).

1. táblázat:

Table I.

Nemzeti parkok Európában
National parks in Europe

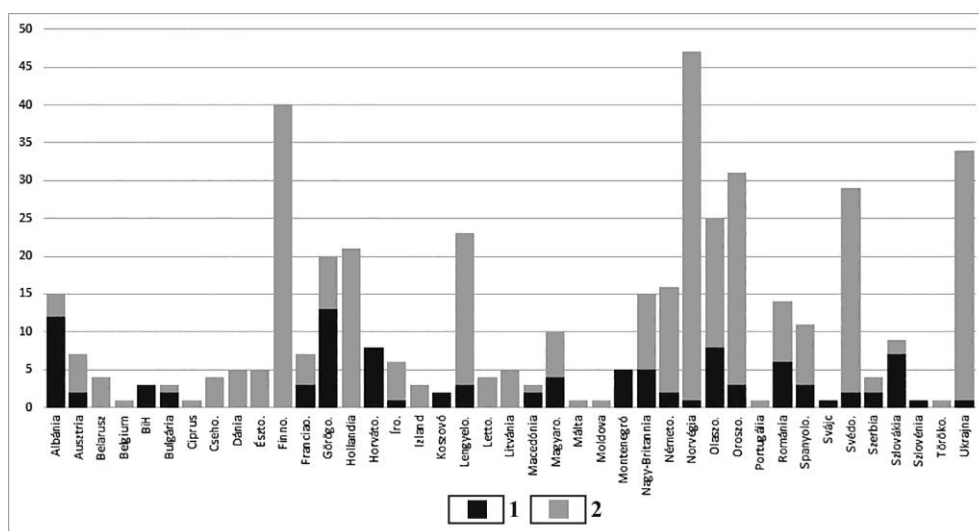
Ország	legidősebb NP (alapítás éve)	NP-ok száma (+Európán kívüli NP- ok száma)	ebből a (részben) karsztos NP-ok száma
Albánia	1966	15	12
Ausztria	1981	7	2
Belarusz	1939	4	0
Belgium	2006	1	0
BiH	1965	3	3
Bulgária	1963	3	2
Ciprus	1992	1	0
Cseho.	1963	4	0
Dánia	2008	5 (+1)	0
Észto.	1971	5	0
Finno.	1956	40	0
Franciao.	1963	7 (+3)	3
Görögo.	1938	20	13
Hollandia	1930	21	0
Horváto.	1949	8	8
Íro.	1932	6	1
Izland	1928	3	0
Koszovó	1986	2	2
Lengyelo.	1932	23	3

Ország	legidősebb NP (alapítás éve)	NP-ok száma (+Európán kívüli NP- ok száma)	ebből a (részben) karsztos NP-ok száma
Letto.	1973	4	0
Litvánia	1974	5	0
Macedónia	1948	3	2
Magyaro.	1972	10	4
Málta	2007	1	0
Moldova	2013	1	0
Montenegró	1952	5	5
Nagy-Britannia	1951	15	5
Németo.	1970	16	2
Norvégia	1962	47	1
Olaszo.	1922	25	8
Oroszo.	1983	31 (+17)	3
Portugália	1971	1	0
Románia	1935	14	6
Spanyolo.	1918	11 (+4)	3
Svájc	1914	1	1
Svédó.	1909	29	2
Szerbia	1960	4	2
Szlovákia	1949	9	7
Szlovénia	1961	1	1
Töröko.	1996	1 (+39)	0
Ukrajna	1980	29	1
<i>Összesen</i>		<i>441 (+64)</i>	<i>102</i>

Eredmények

Az első nemzeti parkokat Európában a XX. század elején alapították meg. 1909-ben Svédországban egyszerre kilenc nemzeti parkot hoztak létre (Abisko, Ängsö, Garphyttan, Gotska Sandön, Hamra, Pieljekaise, Sånfjället,

Sarek, Stora Sjöfallet), melyek közül az Abisko Nemzeti Parkban mészkő és dolomit bukkan a felszínre. A Svájcban 1914-ben alapított Swiss Nemzeti Park területén is található mészkő és dolomit, de az első, nagy területű karsztvidékekkel rendelkező nemzeti parkokat Spanyolországban alapították 1918-ban. Az Ordesa y Monte Perdido és a Picos de Europa nemzeti parkok legalább részben karsztos terepen, pontosabban glaciokarsztos terepen terülnek el (VERESS *et al.* 2018), így a legrégebbi nagy területű karsztos nemzeti parkok Európában. Azóta kontinensünkön több mint 440 nemzeti parkot létesítettek, közülük 101 rendelkezik karsztos területekkel is (1. ábra). Az európai nemzeti parkok számára vonatkozóan eltérő adatokat lehet találni a szakirodalomban, ennek egyik oka, hogy Európa határainak meghúzása nem egyértelmű. Tanulmányunkban a klasszikus természetföldrajzi lehatárolást követtük, így a kaukázusi országok, Törökország és Oroszország ázsiai részén elhelyezkedő, valamint Dánia, Franciaország és Spanyolország Európán kívüli nemzeti parkjaival nem foglalkoztunk.



1. ábra: Karsztos (részben) és nem karsztos nemzeti parkok Európában

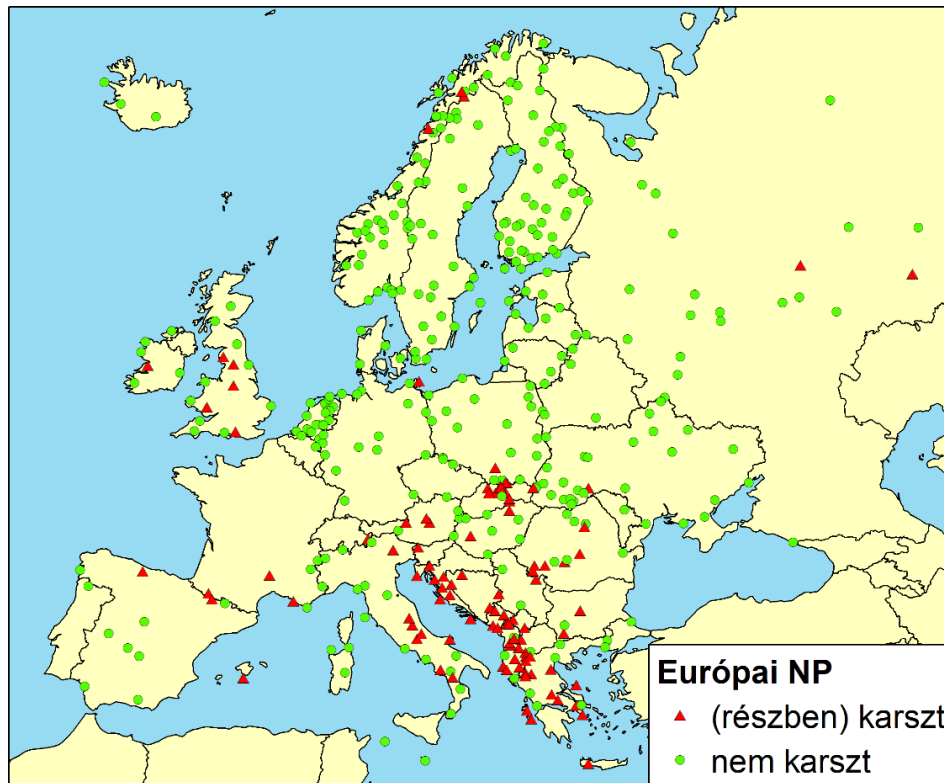
Jelmagyarázat: 1. karsztos, 2. nem karsztos

Fig. 1: Karstic (partly) and non-karstic national parks in Europe

Legend: 1. karstic, 2. non karstic

A nemzeti parkok nagyon egyenlőtlen eloszlást mutatnak Európa térképén (2. ábra). Ennek nem csak természeti okai vannak, hanem gazdasági, társadalmi és akár politikai okai is lehetnek. Kiemelkedően magas a nemzeti parkok száma pl. Norvégiában és Finnországban, ugyanakkor területéhez és

természeti adottságaihoz képest kevés a nemzeti park például Franciaországban és Portugáliában.



2. ábra: Karsztos (részben) és nem karsztos nemzeti parkok elhelyezkedése Európában

Fig. 2: Location of karstic (partly) and non-karstic national parks in Europe

A karsztos vagy részben karsztos területekkel rendelkező nemzeti parkok eloszlása szintén egyenetlen, de ennek főként geológiai okai vannak (2. ábra). E nemzeti parkok között nagy különbségek vannak a kiterjedésükben, a felszíni karsztjelenségekben, a barlangok számában és méreteiben, a látogatók számában stb. Néhány nemzeti park megalapítását minden bizonnyal politikai tényezők is motiválták, de a legtöbbjük alapítását természetvédelmi és turisztikai célok indokolták.

A karsztos nemzeti parkok több nagyobb csoportra oszthatók a karsztok típusa alapján (3. ábra).

● Magashegységi karsztformákkal rendelkező nemzeti parkok:
pl.: Triglav NP, Sutjeska NP, Valbonë-völgy NP, Pirin NP, Északi-Velebit NP, Olympus NP, Parnassosz NP, Bjeshkët e Nemuna NP, Šar-hegység

NP, Durmitor NP, Prokletije NP, Tatra NP, Ordesa y Monte Perdido NP, Picos de Europa NP stb.

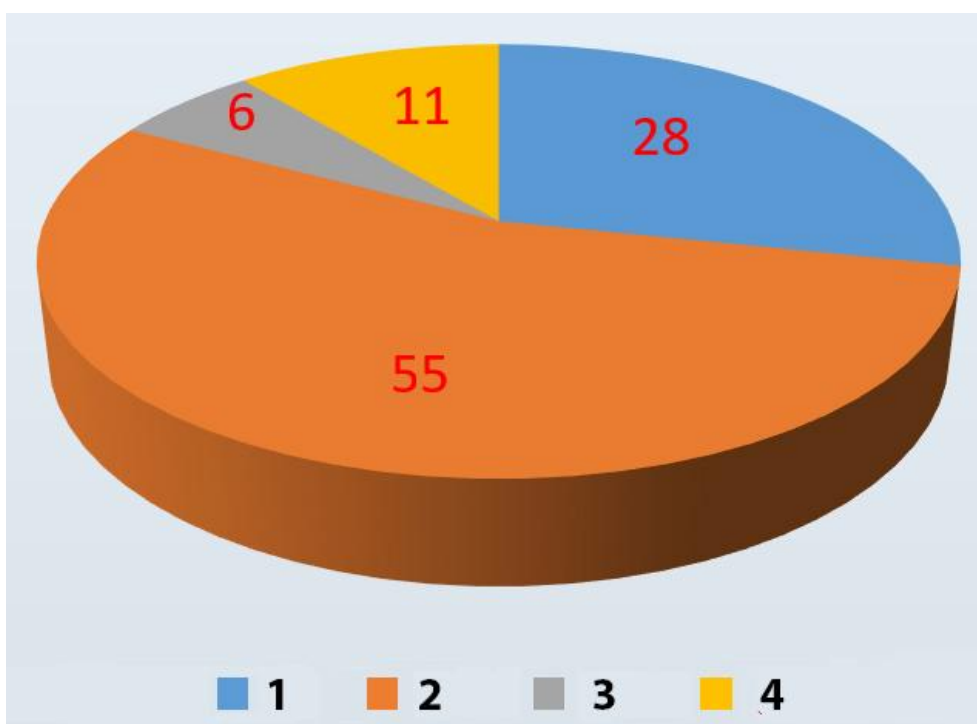
- Klasszikus karszt (középhegység töbrös felszínekkkel):

pl.: Bükki NP, Aggteleki NP, Murányi-fennsík NP, Szlovák-karszt NP, Szlovák-paradicsom NP, Tara NP stb.

- Belföldi jégtakaró által formált glaciokarszt :

pl.: Burren NP, Yorkshire Dales NP, Peak District NP stb.

- Parti karszt: pl.: Cabrera Archipelago NP, Calanques NP, Kornati NP, Brijuni NP stb.



3. ábra: A különböző karsztípusok megoszlása a nemzeti parkokban

1. magashegységi, 2. klasszikus, 3. belföldi jégtakaró által legyalult, 4. parti

Fig. 3: Distribution of different karst types in national parks

1. high karst, 2. classical karst, 3. glaciokarst, 4. coastal karst

További csoportosítási alap lehet, hogy az egyes nemzeti parkoknak melyik az a tipikus karsztos jelensége, formája, amely ismertté teszi a nagyközönség számára.

- Barlang:

pl. Aggteleki NP, Szlovák-karszt NP - Baradla-Domica-barlang, Cévennes NP - Aven Armand-barlang stb.

- Szurdok:

pl. Cévennes NP - Tarn, Djerdap NP - Duna, Szlovák-paradicsom NP - Hernád, Békás-szoros-Nagyhagymás NP - Békás, Néra-szurdok–Beușnița NP - Néra, Vikos-Aoös NP – Vikos és Aioös, Samaria NP – Samaria stb.

- MészkJárda:

Burren NP, Yorkshire Dales NP, Peak District NP stb.

- Polje-tó:

Shkodra NP, Prespa NP stb.

- Édesvízi mészkő gát (travertínó):

Plitvice NP, Krka NP, Una NP, Néra-szurdok–Beușnița NP stb.

A karsztos nemzeti parkok lehetőségeit nagyon sok tényező befolyásolhatja, ezek közül emelünk ki néhányat a teljesség igénye nélkül. Óriási különbségek figyelhetők meg a nemzeti parkok területe között. Általában a nagyobb területű nemzeti parkok változatosabb felszínnel, formakincsrel rendelkeznek. A legkisebb karsztos nemzeti park az albániai Zall-Gjoçaj NP mindössze 1,4 km² területű, itt nem a karsztos formakincs a fő védett érték, hanem a rendkívül változatos hegységi növény és állatvilág. A területi ranglista első helyén a nagy-britanniai Lake District NP áll 2362 km²-nyi területével, amely sokkal változatosabb hasznosítási lehetőséget biztosít a nemzeti park számára.

A terület mellett a földtani felépítés is meghatározó lehet a nemzeti parkok lehetőségei szempontjából, pl. autogén és allogén karszt. Egy nemzeti park ismertségét, látogatottságát jelentősen növeli, ha pl. a nagyközönség számára kiépített, látogatható barlang(ok) van(nak) a területén.

Néhány példát említve, vannak olyan nemzeti parkok, ahol sok a látogató pl. a Picos de Europa NP 1,8 millió, a Plitvicei-tavak NP (Horvátország) 1,3-1,5 millió látogatót vonz évente. A látogatók létszámának növekedése azonban nem csak előnyökkel jár a bevételeket tekintve, hanem több helyen már gondot is okoz, hiszen a karsztos területek sérülékenyek és a túlzott terhelés kárt tesz az élővilágban és a formakincsben is. A jelentős taposás megváltoztatja a lefolyási viszonyokat, a vékony talaj lepusztulhat, a víz elszennyeződik, stb. Néhány extrém példa e folyamatra: a Plitvicei-tavak évi 1,5 millió látogatójának túlnyomó része a nyári hónapokban keresi fel az igazán látványos nemzeti parkot. A szűk völgyben összezsúfolódik a sok látogató, tömeg alakul ki, szinte lehetetlen békésen nézelődni, élvezni a táj szépségét vagy fényképezni, ami a turisták megelégedésének a csökkenéséhez is vezet. A görögországi Vikos-Aoös Nemzeti Parkban a turisták számának gyors növekedését nem követte az infrastruktúra fejlesztése, ez a

korábbi tiszta vízfolyások elszennyeződéséhez vezetett, ami eutrofizációt idézett elő. Néhány helyen a nemzeti park igazgatósága már korlátozza a látogatók számát. Az egyik legismertebb példa erre a horvátországi Krka Nemzeti Park, ahol a Skradinski Buk vízesésnél nyáron már évek óta korlátozásokat vezettek be: egy időben maximum 10 000 fő tartózkodhat a vízesésnél. Ezzel ellentétben vannak sokkal kevésbé látogatott nemzeti parkok, ahol a nemzeti park igazgatósága viszont épp ellenkezőleg, nagy erőfeszítéseket tesz a turisták számának növelése érdekében. Például a Burren NP-ot Írországban évi 75 000 látogató keresi fel. A látogatói statisztikák sok esetben nem tükrözik a valóságot, mert pontos látogatószámot csak azokban a nemzeti parkokban tudnak szolgáltatni, ahol belépő váltása kötelező. Azokban a nemzeti parkokban, ahol nem kell belépőjegyet váltani, csak becsülni tudják a látogatók számát, és csak a látogató központokat felkereső turistákról rendelkeznek számszerű adatokkal.

A részletes adatszolgáltatásra jó példa Nagy-Britannia nemzeti parkjainak adatbázisa. A *II. táblázatban* az Egyesült Királyság karsztos nemzeti parkjainak pár adatát tanulmányozhatjuk. A látogatók évi száma igen magas, de a nemzeti parkok területe 1351 és 2362 km² közötti, így a nagy tömeg eloszlik, illetve az év során sincsenek extrém eltérések a turisták számát tekintve. Az Egyesült Királyság nemzeti parkjainak másik különlegessége, hogy a védett területeken belül települések vannak, például a Lake District területén több, mint 41 ezren élnek, így e települések szálláshelyein eltöltött éjszakák is a nemzeti park látogatottságát emelik. Ezzel szemben az országok jelentős részében nincsenek állandó települések a nemzeti parkokon belül.

II. táblázat

Table II.

Nagy-Britannia karsztos nemzeti parkjainak látogatói adatai

Visitor statistics of karstic national parks in Great Britain

Forrás: <http://www.nationalparks.gov.uk/students/whatisanationalpark/factsandfigures>

Nemzeti Park	Látogatók száma/év (millió)	Eltöltött napok száma/év (millió)	Látogatók költsége/év (millió font)
Brecon Beacons	4,15	5	197
Lake District	16,4	24	1146
Peak District	8,75	11,75	541
South Downs	nem elérhető	39	333
Yorkshire Dales	9,5	12,6	400

Európában sok olyan ismert karsztos terület van, amely nem része nemzeti parknak, más védettségi szinten van, vagy egyáltalán nem védett terület. A nemzeti parkok mellett UNESCO Világörökségi helyszínek, regionális parkok, természeti parkok, természeti emlékhelyek, természetvédelmi területek is óvnak látványos karsztvidékeket. Néhány példa a nemzeti parkokhoz nem tartozó, de igen látványos és ismert európai karsztvidékekről, karsztformákról a teljesség igénye nélkül: Budai termálkarszt, Kras-hegység, Vaucluse, Verdon-szurdok, El Torcal, Pádis-fennsík, Škocjani-barlang, Dachstein, Totes Gebirge, Tennengebirge stb.

A szlovéniai Postojnai-barlang szintén nem része nemzeti parknak, viszont az egyik legismertebb barlang Európában. Kiemelkedő a barlangturizmusa, hiszen 1819-es megnyitása óta több mint 38 millió ember kereste fel, 2018. augusztus 14-én pedig a napi látogatói létszám is új rekordot ért el, átlépve a napi 14 000 fős határt.

Összefoglalás

Európa karsztvidékeinek védelme különböző védettségi szinteken valósul meg, ezek közül a legszélesebb körben a nemzeti parkok ismertek. A 441 európai nemzeti park közül 101-ben található kisebb-nagyobb kiterjedésű karsztos terület. A nemzeti parkok a különböző természeti és társadalmi adottságoknak köszönhetően eltérő hasznosíthatósági lehetőségekkel rendelkeznek.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az NKFIH K124497 számú pályázata támogatta.

IRODALOM

TELBISZ T.–BOTTLIK ZS.–MARI L.–PETRVALSKÁ A. (2013): Human-Environment Relations in the Gömör-Torna (Gemert-Turňa) Karst Area and Its Surroundings. – *Karsztfejlődés* 18. pp. 137-153.

TELBISZ T.–BOTTLIK ZS.–MARI L.–KŐSZEGI M. (2014a): The Impact of Topography on Social factors, a Case Study of Montenegro. – *Journal of Mountain Sciences* 11. 1. pp.131-141. <http://dx.doi.org/10.1007/s11629-012-2623-z>

TELBISZ T.–IMECS Z.– MARI L.–BOTTLIK ZS. (2014b): Földrajzi possibilizmus vizsgálata az Erdélyi-szigethegység példáján. – *Karsztfejlődés* 19, pp. 23-40.

- 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), 121-137. <http://dx.doi.org/10.3986/ac.v44i1.1739>
- TELBISZ T.–IMECS Z.–MARI L.–BOTTLIK ZS.* (2016): Changing Human-Environment Interactions in Medium Mountains, the Apuseni Mts (Romania) as a Case Study – *Journal of Mountain Science*, 13(9), 1675–1687. <http://dx.doi.org/10.1007/s11629-015-3653-0>
- VERESS M.–TELBISZ T.–TÓTH G.–LÓCZY D.–RUBAN, D.A.–GUTAK, J.M.* (2018): *Glaciokarsts*. – Springer Cham, 516 p..
<http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-97292-3>
- WILLIAMS, P. (2008): *World Heritage Caves and Karst*. Gland, Switzerland: IUCN. 57 p.
IUCN: <https://www.iucn.org/theme/protected-areas/about/protected-area-categories>
<http://www.lakedistrict.gov.uk/learning/factsandfigures>

**ROCK-MECHANICS STABILITY AND SAFETY
OF FERENC-HEGY CAVE, BUDAPEST, HUNGARY**

**KÖZETÁLLÉKONYSÁGI VIZSGÁLATOK
A FERENC-HEGYI BARLANGBAN
(BUDAPEST, MAGYARORSZÁG)**

GÁBOR SZUNYOGH

Donát Bánki Faculty of Mechanical and Safety Engineering, Óbuda
University,
H1081 Budapest, Népszínház str. 8., Hungary,
szunyogh.gabor@bgk.uni-obuda.hu

Abstract: Jelen cikk azzal a kérdéssel foglalkozik, hogy Budapest beépített területei alatt található barlangok befoglaló kőzetének mozgásai, illetve a barlangokban megfigyelhető omlások folyamatai jelenleg is zajlanak-e (veszélyeztetve a felszíni létesítményeket), vagy már nyugvópontra jutottak. Vizsgálatra a Budapest „elit negyedét” képező Rózsadomb alatti mintegy 50 km összhosszúságot kitevő barlangok közül a csaknem hét kilométer hosszúságú Ferenc-hegyi-barlangot választottuk, mert az arra vonatkozó következtetések adaptálhatók a többi barlangra is, sőt, mint módszer, más városok alatti barlangok biztonsági értékelésére is alkalmas. E kutatás során mintegy ezer repedés adatait vettük fel, melyek öt, jól elkülöníthető csoportba voltak sorolhatók. Az egyes csoportokba tartozó repedések keletkezésében egy olyan hierarchikus sorrendet sikerült feltárni, ami alapvetően meghatározza az általuk kiváltott omlásveszély mértékét. A cikk ismereteti az egyes repedéscsoportok jellegzetességeit és szerepét az omlásveszély kialakulásában, valamint bemutatja azt a módszert, amellyel megítélhető a lakott területek alatti barlangok állékonysága.

Keywords: urbanized terrain, cave, collapse hazard, stability, safety, rock displacement

Introduction

Rózsadomb (Rose Hill) is an exquisite historic and residential area on the Buda side of Budapest, the capital of Hungary. This relatively small, 5 to 6 km² area, is home to many expensive villas. Yet, from the perspective of geological engineering Rózsadomb is particularly sensitive. More than 100 caves are known under its surface, with the total length exceeding 45 km (LEÉL-ŐSSY & SZANYI 2011). The upper-storey passages of this underground labyrinth, running close to the surface, at times cause damage to public roads, buildings, water supply lines, sewage systems and other structures. Since the bedrock of the Rózsadomb caves (Pál-völgy, Mátyás-hegy, Ferenc-hegy, József-hegy, Szemlő-hegy, Molnár János, etc.) contains an extremely large number of cracks, and many collapses can be found in

their passages, this leads to a question: what rock mechanics processes cause this cracking, and are they still in progress (endangering structures on the surface and visitors and researchers in the caves) or have they come to a

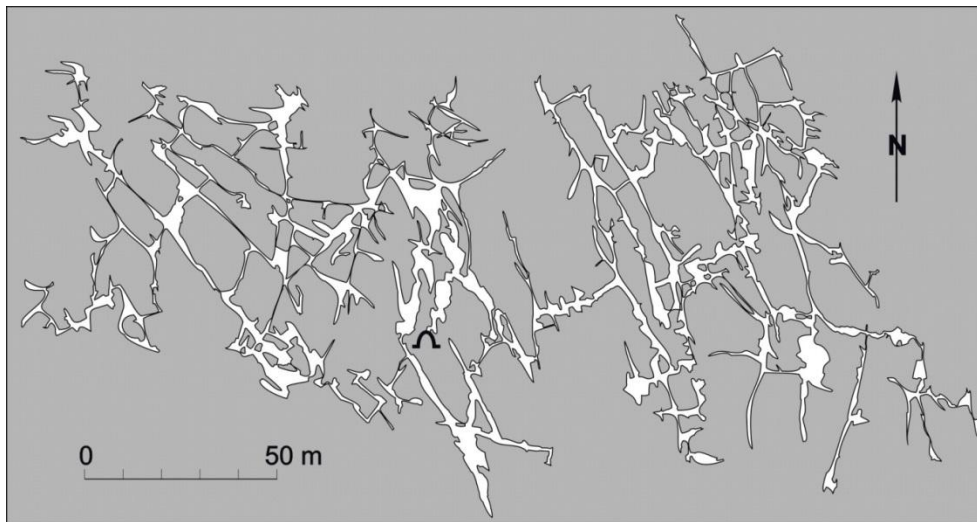


Fig. 1. Map of the examined sections of Ferenc-hegy cave

standstill?

Important question arises: are the tectonic movements responsible for the cave development still active?

Ferenc-hegy (Francis Mountain) cave (*Fig. 1*) appears to be a perfect test-site for addressing this problem. Its overall structure and morphology are identical to those of other Rózsadomb caves. It is partly located under urbanized and partly under undeveloped terrain, which provides an opportunity to explore the possible effects of civil engineering on caves. Nearly 7 km of Ferenc-hegy passages are located within a $150 \times 300 \text{ m}^2$ area. Such high density of passages is typical of the caves of thermal hypogene origin in Buda Hills.

Stability and support of natural underground cavities represent a special chapter in mining engineering. Special conditions associated with natural cavities make the traditional approaches of rock mechanics inapplicable. On one hand, the strength of rocks in cave walls is typically high and the natural break-down is not expected. On another hand, the rocks sometimes become unstable due to tectonic fault, natural fissures, weakened zones and old collapses. The walls are commonly coated with flowstones which may be prone to breakage. The initial re-configuration of strains following the formation of cavity is typically accomplished long ago, but ongoing tectonic movements may induce new changes into the strain field

and may locally result in hazardous concentrations of strain. Assessment of stability and safety of caves, require special methods.

Our study in Ferenc-hegy cave addressed the following questions:

- Can the cracks be classified by basic rock mechanics aspects?
- What morphological features characterize each group, and what roles do they have in the risk of collapse?
- Are there any recent movements along the tectonic faults, which determine the structure of the passage system, which may be hazardous to the surface facilities?
- To what extent are the different types of cracks observed in the cave walls hazardous?
- Are the collapse zones observed in the cave active or quiescent?

Brief history of cave stability analysis

The scientific study of cave collapses was pioneered by *DAVIES* (1951). Assuming that limestone generally has a bedded structure, the roof of the cave can be approximated by a simply-supported or a cantilever beam. Consequently, the risk of collapse can be assessed by classical strength analysis. However, *WHITE & WHITE* (1969) pointed out that the natural rocks are commonly fractured; sometimes exceed the elastic deformation, and that over time their stability may be reduced. Studying collapse in the Mammoth cave (Kentucky, USA) they found that the process during which cantilever beam suffered a slow but significant deflection took almost a year. Since such large deformations can be explained only by micro-cracks in the rock and by taking into account its toughness, the laws of crack spreading must be taken into account when modelling the collapse mechanism. *THARP* (1995) found that this process is very slow: propagation of cracks through limestone beds may require 10^3 to 10^6 years. He also noted that because the direction of spread of the majority of cracks is parallel to bedding planes, they do not significantly affect the stability of rock cantilever beam. This, supported by a number of practical examples, suggests that the classic rock mechanical calculation methods can be applied with quite a good approximation to caves (*WHITE* and *WHITE* 1997).

The issue of stability of caves also played a role at the geological engineering assessment of karstified territories. *BALWIERZ & DZULINSKI* (1976) carried out model experiments to simulate cave roof collapses. *JIAN YI & JIAN* (1987) numerically evaluated propagation of rock mass movement between an underground void and Earth's surface during cave-in

process. *KUTEPOV & KOZSEVNYIKOVA* (1989) provided rock mechanics analysis of several case studies of surface collapses.

In Hungary mainly classic civil engineering, rock mechanics and mining security methods were used to assess and mitigate the cave collapse hazards. The effectiveness of this approach was not always clear. In some cases, primarily when the assessor was also a speleologist, the proposed mitigation measures were adjusted to the specific properties of the caves; in many other cases the hazards were overestimated. For example, for the show part of the Aggtelek-Baradla Cave was recommended not only securing its really hazardous sections, but also requested supporting or removing a number of hanging stones, natural arches and stone balconies. Our subsequent tests have shown that the latter were in fact perfectly stable (*SZUNYOGH*, 1993).

Application of cave stability examination methods that represent slightly modified versions of "normal" civil engineering, rock mechanics and mining security methods appear to be suitable for addressing specific safety issues in caves. The overall safety assessment of several kilometer-long cave systems, however, required a special method, which was developed by *SZUNYOGH* (2010a, 2010b). The method was successfully tested in the course of evaluation of 15 Hungarian caves, and was approved as a standard for cave stability examinations by the Hungarian Nature Conservation Authority (*HUNGARIAN STANDARDS* 2007, 2008).

Methods

In the course of this study we have collected the primary information, particularly: carefully examined the passages of Ferenc-hegy cave and surveyed and mapped all cracks, zones of collapses, and areas potentially important from the rock mechanics point of view. For various forms of rock destructions we determined the origin of these destructions and assessed whether the causative processes are quiescent or still active. On the basis of survey the main moments of bedrock fragmentation, the direction, and the impact area of loads imposed on the rock were determined.

In the course of our stability studies we examined about thousands of cracks. Their positions were documented by recording their strike, dip direction and angle, and width.

The collected information served as a basis for the diagnosis of the future potential destruction of the cave. Each passage segment was categorized in terms of its potential hazard; places where cave-in could propagate upwards and reach the Earth's surface were identified and, based

on the type of the passage ending (blind solution wall or collapse), the hypothetical stability of the adjacent (not yet discovered) cave parts was assessed.

General characteristics of cracks in Ferenc-hegy cave

Cracks were classified into five groups with well-defined characteristics.

Primary cracks About 250 primary cracks were observed on the ceiling of Ferenc-hegy cave. They form a grid system corresponding to the overall maze layout of the cave (*Fig. 2*). (Although the stability tests were performed for the entire cave, and complete cave map showing results of these studies is available, only the western half of the cave map is presented in this paper.) Primary cracks are located within 5-10 metres from each other and can be followed through several passages. They are best recognized where the original solution surface of the cave is pristine and is not obscured by collapse or concealed by calcite coatings or clay deposits. Primary cracks are mostly located at the centreline of passages, suggesting that there is a close relationship between the position of these cracks and the structure of the cave: the dissolution of passages started along these cracks. This implies that primary cracks pre-date the hypogene dissolution process.

Primary cracks are used to be viewed as potentially significant hazard:

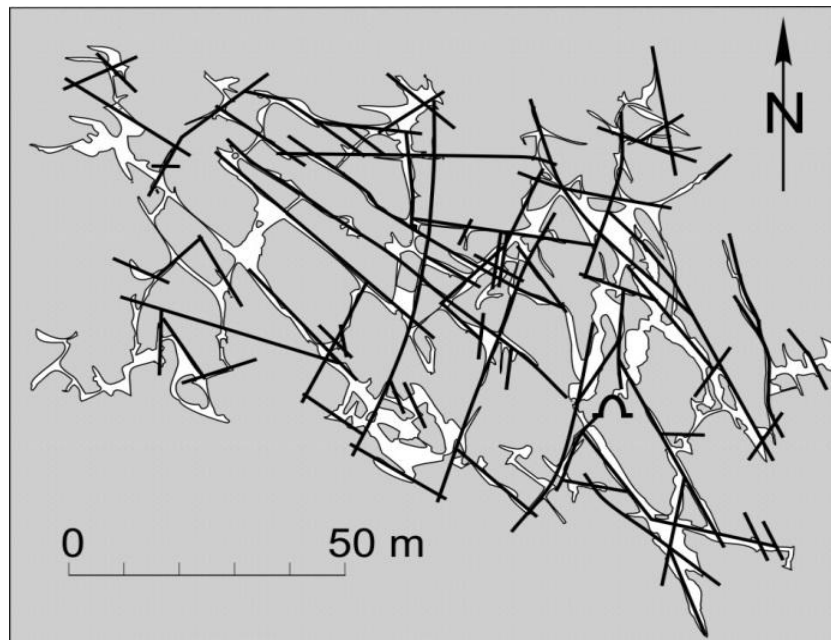


Fig. 2. Primary cracks documented in the western part of the Ferenc-hegy cave

civil engineers who designed buildings above the cave feared that blocks of bedrock separated by these cracks may move independently, slide along the cracks, and induce destruction of the buildings. Mitigation of this hazard is possible through employing special foundation techniques, but it would make the construction prohibitively expensive. In order to assess this hazard the cracks were thoroughly investigated.

Most of primary cracks have width of 1 to 5 mm, although sometimes, partly because of subsequent dissolution and partly because of rock movements, they widen to 2-3 cm (Fig. 3). Very often their surfaces are coated with scalenohedral calcite crystals (dogtooth spar), which in places fuse together and seal the crack completely. In most cases the presence of primary cracks does not distort the smooth rounded surface of passage ceiling (Fig. 3a). In some cases, however, the bedrock appears to be more refractory around the primary cracks, resulting in more complex solution surfaces (Fig. 3b). In rare cases the crack and the solution ceiling form a continuous, curved transition (Fig. 3c). Most of primary cracks are near-vertical. In some cases they dip at ca. 60° (Fig. 3d). Without exception, passages follow the planes of primary cracks.

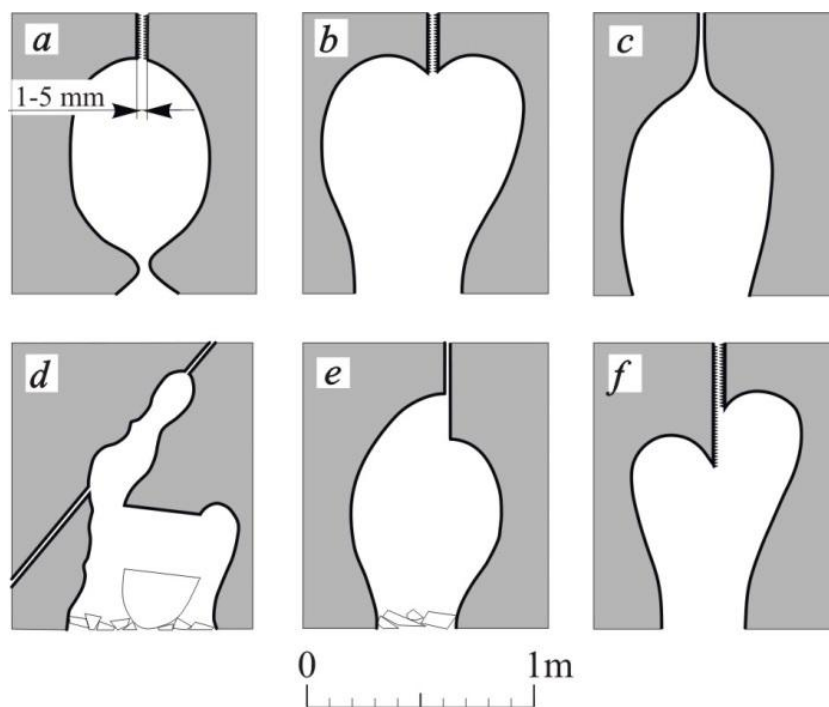


Fig. 3. Schematic cross-section showing typical relationships of primary cracks and cave solution morphology

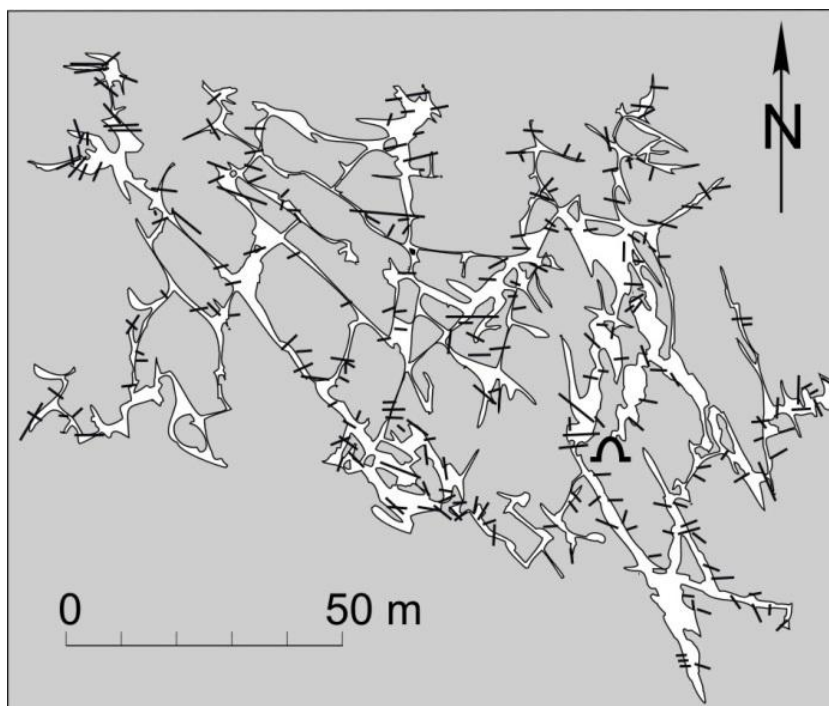


Fig. 4. Secondary cracks in the western part of the Ferenc-hegy cave

It is also commonly observed that the rounded ceiling of passages or smaller-scale spherical cavities is higher on one side of the crack (Figs. 3e and f). Because in a few meters away the height of the roof is the same on both sides of the crack, and no transverse crack can be observed, we conclude that the height difference is not a consequence of mechanical displacement of bedrock but it is solutional feature.

After a thorough investigation of rocks surrounding primary cracks we have found no indications bedrock displacements associated them post-dating the cave formation. (Several special cases will be discussed below). We conclude that probability of such movements in the future is vanishingly small; in other words, primary cracks controlling the pattern of cave passages do not pose any hazard.

Secondary cracks Rock blocks located between cave passages are penetrated by several large and apparently old cracks (Fig. 4). Since they extend from one passage to another (i.e. connect two primary cracks) they are considered secondary with respect to the primary cracks. As will be shown below, these cracks play a fundamental role in the destruction of caves and surface rock movements.

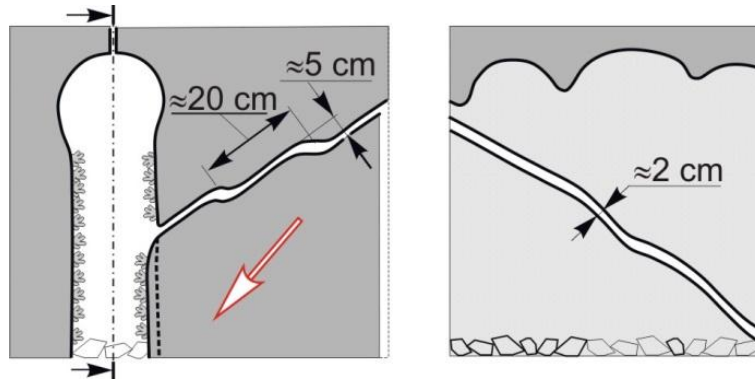


Fig. 5. Secondary cracks. (Large arrow indicates the direction of rock movement)

On average the secondary cracks are 2 cm-wide, but can be wider in case of rock movements, wider. Their surface is wavy (Fig. 5) with wavelength of 20-30 cm, and the amplitude of about 5 cm. The wave shapes are usually asymmetric, one side being steeper and the other gently sloping. The surface of these cracks does not look fresh; it is covered by dust and clay. There are no sharp fractures on their surface. Their intersections with the passage walls are rounded, indicating that the cave-forming process was still active after their formation. There is a wide diversity in their strike and dip although the latter is mostly 20 to 40°. While displacements do not typically occur along primary cracks (such mobilization was observed in only 6 cases) secondary cracks could generate displacements of 1-10 cm.

The origin of secondary cracks is not entirely clear. The asymmetric wavy surfaces are suggestive of shear failure (JAKOBI, 1976). An initially intact rock between two adjacent passages subjected to shearing load by tectonic forces (indicated as F in Fig. 6a) will develop an oblique fracture with slightly stepped surface, along which the adjacent blocks will move

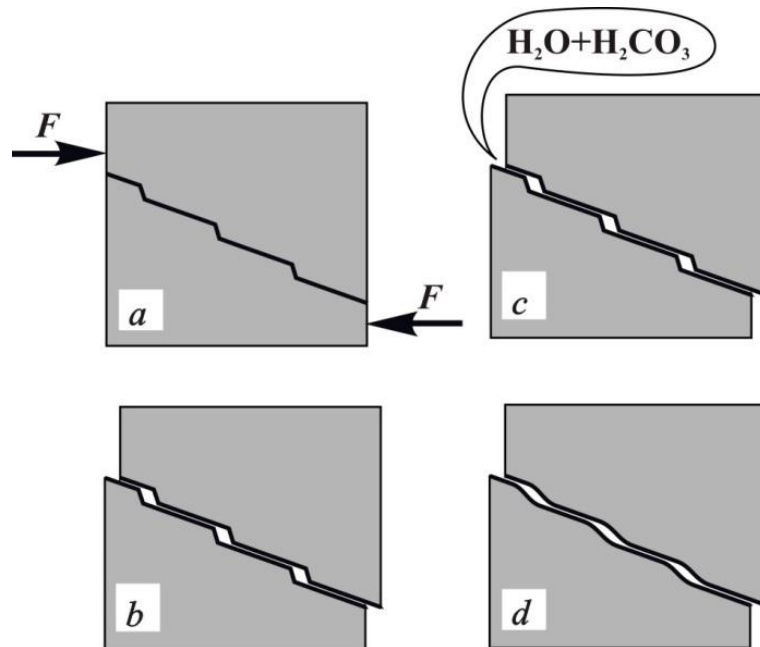


Fig. 6. Development of secondary cracks

(Fig. 6b). The morphology of secondary cracks indicates that they were accessed by aggressive water (Fig. 6c) which resulted in solutional smoothing of the stepped surfaces of cracks (Fig. 6d).

The asymmetric wavy surfaces of secondary cracks can be observed on almost every ceiling of halls with flat roof, since all of these halls are the results of collapses occurring along secondary cracks (Szakadék-Hall, Bocskai-Hall, Lapos-Hall, etc.). The role of secondary cracks in the cave damage process is that they weakened the self-supporting qualities of the rock and made it prone to cave-ins.

Tertiary cracks Movement of rock blocks confined by secondary cracks (1-10 cm) locally leads to high concentrations of mechanical stress, particularly where independently moving blocks are in contact. This results in cracking and fracturing of the limestone along the boundaries of these blocks. The resulting tertiary cracks are relatively young (in fact they are currently being generated), which is indicated by their fresh surfaces, clear grey colour, and absence of dust or clay on their surfaces. Their track is zigzagging and their penetration into the cave passage walls is sharp-edged, not corroded (Fig. 7). Almost two hundred such cracks were observed, although, the number would have been much greater, if all cracks of each collapse zone were counted. The surface of tertiary cracks consists of flat

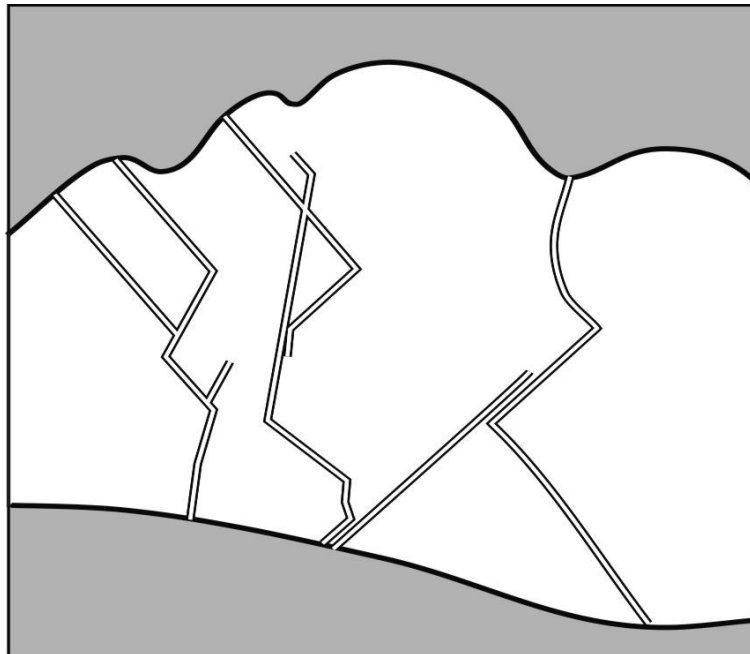


Fig. 7. Typical configuration of tertiary cracks on a passage wall

elements, that is, the waviness is not typical of them. Their width is generally 0.1-0.5 cm, and very rarely reaches 1 cm. Tertiary cracks frequently develop nearly parallel or at acute angle to the passage walls. This leads to cleaving out or collapse of the walls. In terms of cave stability, tertiary cracks are therefore a source of local collapse hazards.

Faults Faults are large-scale disruptions, exceeding the dimensions of the cave and commonly associated with significant differential displacement of bedrock. Identification of faults is important because in case of re-activation they can induce damaging shear stresses on surface facilities and buildings. The potential hazard of faults for cave itself, therefore, would not be great, but could be very significant for the surface structures.

Identification of faults in Ferenc-hegy cave is difficult. Rocks in which the cave is developed have rather uniform colour and texture; it is therefore difficult to recognize displacement of adjacent rock blocks which would indicate faulting. To identify faults we can only rely on their morphological characteristics, specifically: perfectly flat surfaces and very large dimensions along strike. Based on these criteria 26 cracks were qualified as faults.

Bedding planes with argillaceous intercalations Two bedding planes hosting 2 to 3 cm-thick clay layers, with east-west strike and dip of 35-40° to the south, spaced about 1 m from each other were observed in ca. 50 different sections of the cave. In many places these clay-bearing partings control the location of collapses (separations, cave-ins). Significance of these partings is that they reduce the tensile strength of the bedrock in vertical direction. If such clay-bearing partings occur in the rock above large cave halls, the self-supporting capacity of the ceiling may not be sufficient and the rock plates between the clay layers may collapse.

The main types and causes of destruction in Ferenc-hegy cave

The destruction processes were examined from two perspectives. On the one hand, we explored the reasons of destruction since the cave formation (because it characterizes the global processes in the hydrothermal karst area of Rózsadomb). On the other hand, we identified the currently active fracture zones. The purpose was twofold: such areas indicate potential hazard for surface buildings and cave passages affected by active fracture process can be dangerous for cavers and visitors.

The causes and processes of destruction of the bedrock vary depending on which type of cracks they are associated with.

Vertical displacements along primary fractures It was earlier assumed that the main passages of NW-SE direction in Ferenc-hegy cave are associated with tectonic crevices, along which movements occurred after cave formation, resulting in displacements of adjacent rock blocks. Our examination of ceilings of passages does not support this hypothesis. Apart from few sections of the cave (discussed below) the ceilings proved to be intact everywhere. It is obvious that primary cracks (with, initially, microscopic crevice width) were formed by tectonic fragmentation of the bedrock. Although their role in formation of the cave was most significant (aggressive thermal waters moved along them and created the cave) no rock movements occurred along these cracks after the formation of cave.

As an exception to this rule, four passage segments were found where the rock was also fractured along the primary cracks. In these segments the primary cracks can only be recognized on short segments. This is because due to the collapse the passage sides have had an abrasive effect on each other, removing the botryoidal calcite (popcorn) coating. On the floor of these passages rock fragments and chips with fresh fracture surfaces were observed. Where such active crevices intersect cross passages, a large number of tertiary destructions occur, causing immediate danger of collapse.

Cave-ins along secondary cracks This type of collapse causes the

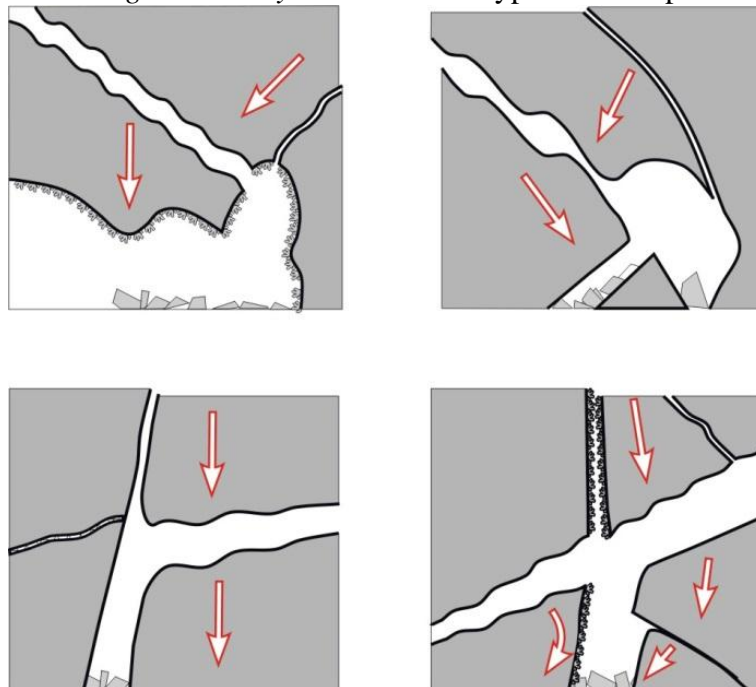


Fig. 8. Weber cavities in Ferenc-hegy cave. (Arrows indicate the directions of rock movement)

greatest destruction of the cave. Due to the highly cavernous character of rocks in the Rózsadomb, blocks bounded by the secondary cracks continuously subside. Thereby, the cracks on the tops of the subsided blocks dilate, making room for subsidence of higher blocks. The movements are probably initiated by collapses of unknown cave chambers located at deeper levels. This process is well known and commonly observed in mining; cavities that open during cave-ins are known as Weber cavities (JAKOBI, 1976). In Ferenc-hegy cave Weber cavities can be observed in several places (Fig. 8). These cave-ins are particularly hazardous in terms of the collapse risk (see below). The secondary cracks, which caused those cave-ins that are outside the cave routes (i.e. people do not have to move through the Weber cavities), do not pose a threat to the cave visitors, but they can cause surface subsidence.

Collapses caused by tertiary fractures The tertiary fractures result in the fragmentation of rocks in a relatively small area, so these are the main threat of collapse. While the size of blocks bounded by the secondary cracks is usually greater than the passage size, so they cannot fall down, the tertiary cracks in most cases create smaller rock blocks, which can move and slide into the passages, potentially causing accidents. The unstable rock conditions which lead to such collapses can be observed in several places in Ferenc-hegy cave (Fig. 9). The fallen rubble sometimes creates false floors dividing the passages into levels.

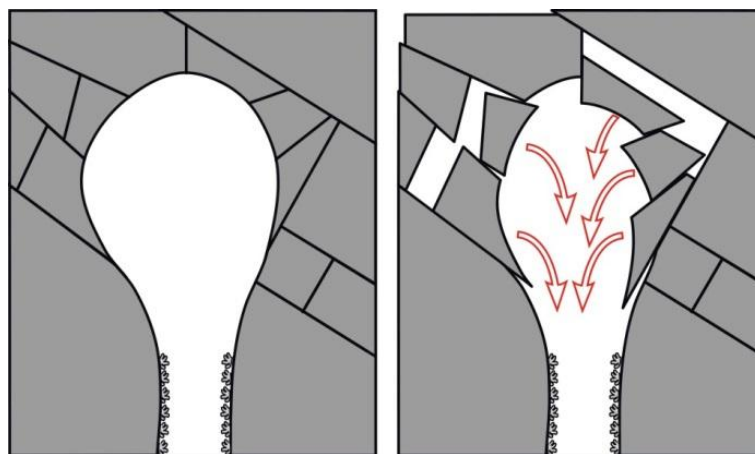


Fig. 9. Loosening of the bedrock caused by tertiary fractures and the resulting collapse

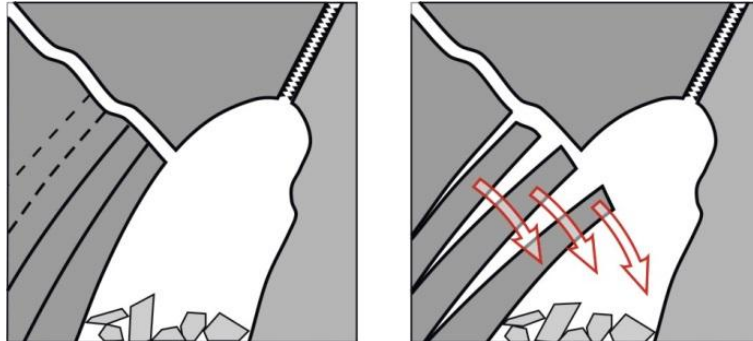


Fig. 10. Loosening of the rock along tertiary cracks (Arrows indicate the directions of rock movement)

Due to tertiary cracks the passages may get closed not only as a result of collapses, but also as a result of slow loosening: rock slabs gradually become detached from the passage walls (Fig. 10). Because of the general loosening the surface of passage walls becomes deformed. Since the calcite coatings are relatively rigid and are bound relatively weakly to the surface of the bedrock, they cannot withstand such deformations and finally spall off. The spalled tiles of botryoid calcite (popcorn) crusts, 0.1-0.5 m² in size and 5-10 cm-thick abundantly cover floors of passages (Fig. 11).

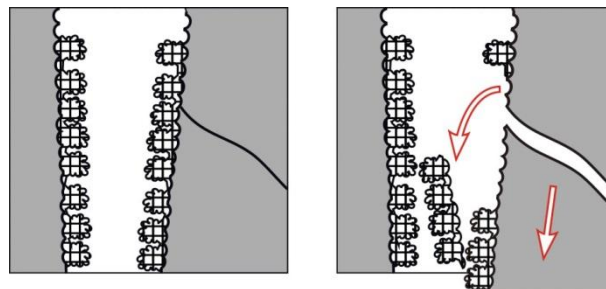


Fig. 11. Destruction of calcite coatings caused by rock loosening. (Arrows indicate the directions of rock movement.)

The spatial distribution of different types of destruction in the cave is shown in Fig. 12.

Direction of rock displacements and stresses-causing displacements

The secondary and tertiary cracks causing the critical destructions in Ferenc-hegy cave have a chaotic layout, which means that they do not have a preferred direction. However, secondary cracks, which basically determine the rock mechanical "image" of a cave, cause a vertical movement: the blocks of rock move downwards and the Weber cavities move up. Because of the general loosening of the bedrock, the movements also have a transverse (perpendicular to the walls of passages) component. Along the

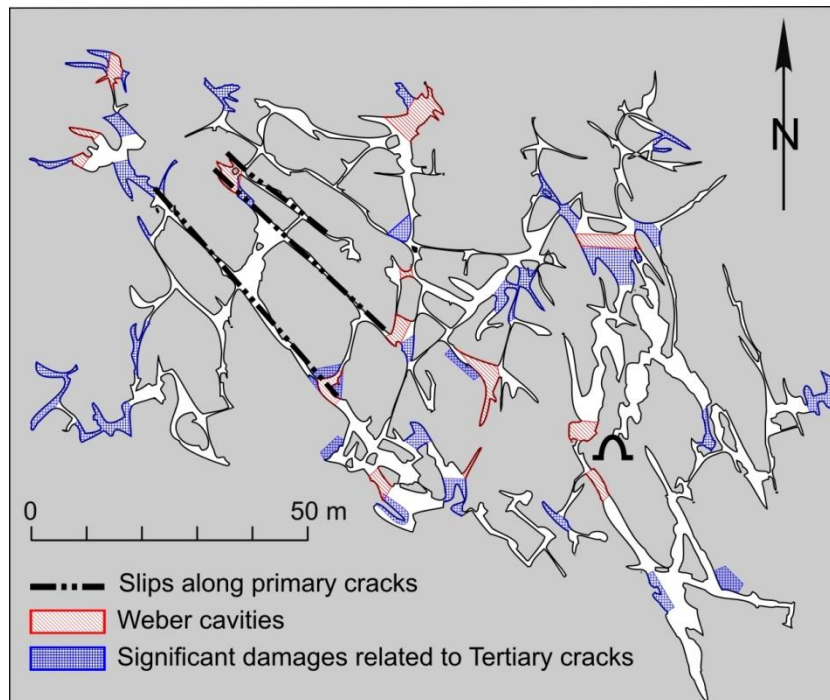


Fig. 12. Occurrences of different types of damage in western part of the Ferenc-hegy cave

primary cracks the direction of rock movements is also vertical, although such displacements have occurred only in a few passages, and can therefore be considered subordinate. It can be concluded that the destruction of Ferenc-hegy cave was caused, primarily, by the reduction of the bedrock strength, which is due to the high density of passages.

The range of rock displacements Displacements along primary cracks are limited to only a few passage segments. The secondary cracks practically extend throughout the entire area of the cave, so the movements associated with them encompass the entire cave area. Tertiary cracks do not have direct effect on the Earth's surface and only cause changes in the vicinity of certain cave passages. The active, on-going movements are limited to several small areas of the cave. The rest of the area is currently stable.

The active (hazardous) zones of Ferenc-hegy cave Whether or not the area of destruction is currently active can be inferred from observations. The surfaces of the passive cracks are dusty, coated with loam and commonly corroded. This indicates that their state did not change for a long time. In contrast, the surfaces of cracks in the active zones look fresh. Rock fragments with rough surfaces and sharp edges can be found lying on the

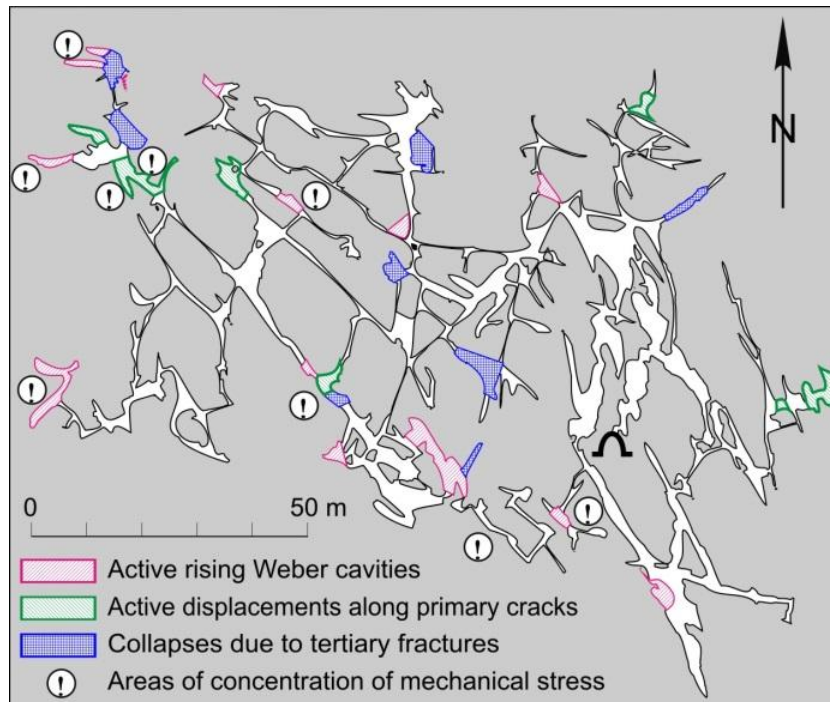


Fig. 13. Occurrence of active rock mechanics zones in Ferenc-hegy cave

floors of passages or precariously hanging in the cracks. The damages to botryoid coatings are fresh and free of dust and clay.

The active zones can be classed into four groups according to their origin: cave-ins in progress (active rising Weber cavities); active displacements along primary cracks; collapses due to tertiary fractures; and areas of concentration of mechanical stress (where the surface of the rock spalls off and splits up). Their distribution in the cave is shown in Fig. 13.

Surface manifestations of movement processes in Ferenc-hegy cave

The interaction of the cave and its environment was examined on the basis of three criteria:

Probable connections between cave and surface Small-diameter but high-reaching shafts plugged in their upper parts by sharp-edged rock debris were identified in several parts of the cave. These shafts pose the risk of cave-ins reaching up to the surface. Hearing outside noises in the cave can also indicate the dangerous nearness of surface. Finally the sites of conspicuous air draft may indicate as yet unknown passages leading to the surface, which may threaten the foundations of surface facilities.

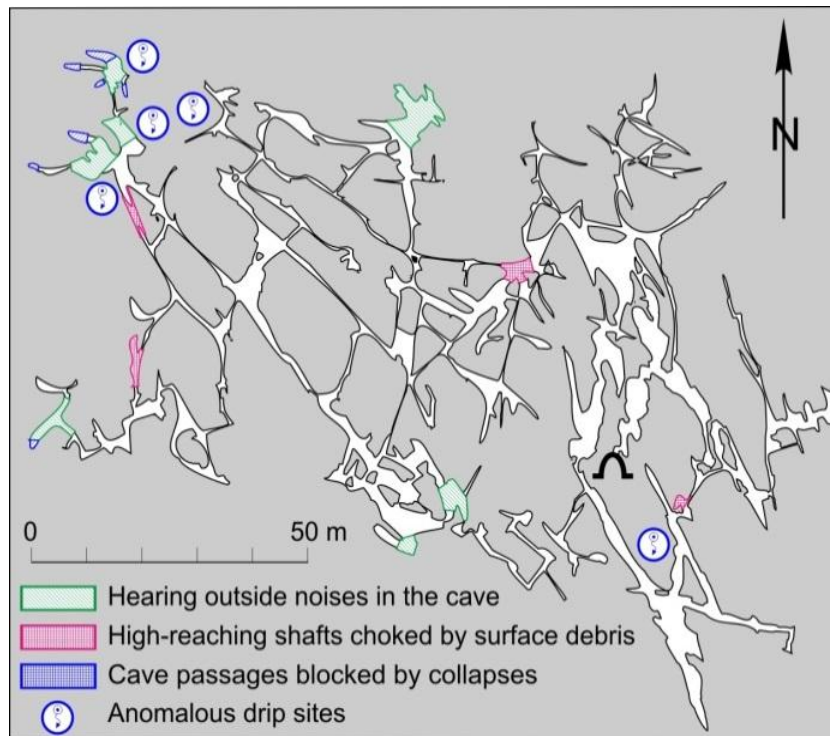


Fig. 14. Zones, showing high connection to the surface in Ferenc-hegy cave

Cave passages blocked by collapses The passages leading out of the main area occupied by the cave, impassable due to rock collapse suggest that the cavity network may be more extensive than it is presently known, and so, lead underneath the built-in areas (which may dangerous for stability of buildings). The collapsed corridors located north of the Pillér (Pillar) Hall are particularly interesting. In this area the passages are intersected by a vertical fracture line; the presence of large collapsed chambers beyond this line can be inferred from the large amounts of debris.

Anomalous drip sites During our observations the cave was completely dry. Several occurrences of dripping water were associated with the near-surface ground disruption and pipe damages. Near the place of water dripping south of Iszaptó (Sludge-lake) Hall, sewage smell was perceptible. In the Pillér Hall and to the north of it the abundant water inflow caused dissolutions and clay wash-out in the clastic rock. The water inflow resulted in the reduction of roof stability at both places.

Locations of these points connecting the cave to the surface are shown in Fig. 14.

Measures to mitigate the rock mechanics hazard in Ferenc-hegy cave

We have established that the rock-damage processes associated with secondary cracks are omnipresent in the entire cave. It would not be feasible to try and prevent movements associated with these fractures; neither it is necessary. Employing support in currently active areas (with some exceptions) also seems unnecessary, as they represent inherent parts of the long-lived and largely unstoppable cave destruction process; not a results of human activities. Of course, visitors to the cave, and particularly tour guides should be alerted to these active hazards, and the tour routes should be designed so that such areas are avoided.

Collapse hazard related to anthropogenic activities was identified only in the southwest trending passages of the cave, located under Törökvész Street. The collapse zone located south of Két-szikla (Two-Cliff) Hall is considered life threatening. This area must be excluded from any touristic activities. Another highly problematic area is the entrance to Pillér Hall and its exit to the Ágyúcsövek (gun-barrels). This area is frequented by visitors and cavers. Engineering measures to support and secure these local zones would be highly desirable, because inexperienced cave visitors can easily cause the collapse of the roof.

Conclusions

In the course of the stability examinations data of about a thousand cracks were recorded, which were subdivided into five distinct categories (primary, secondary and tertiary cracks, faults and argillaceous intercalations). It was found that cracks in different groups were formed in different ways, and there is a definite order in their formation process. This sequencing basically determines the extent of the danger of collapse generated by them.

We posit that the conclusions of this study can be applied to other caves, and the applied method is suitable for the safety assessment of caves in other cities as well.

On the basis of underground surveys and the conclusions drawn from them, the question if the increased infiltration due to surface constructions worsened the conditions of cave stability can be answered; proposals can be submitted for measures to increase the cave stability; further research directions can be designated under areas disturbed by constructions in order to detect rock movements and rock deteriorations; the history of the fracture system of Rózsadomb caves with thermal water sources can be hypothetically constructed, and also, further processes can be predicted.

REFERENCES

- BALWIERZ, J. & DZUŁINSKI, S.* (1976): Experiments on rock deformations produced by underground karst processes – Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego Annales de la Société Géologique de Pologne. XLVI, 4, Krakow, pp.419-434
- DAVIES, W. E.* (1951): Mechanics of cavern breakdown – National Speleological Society Bulletin, 13, pp. 36-43.
- JAKOBI, O.* (1976): Praxis der Gebirgsbeherrschung – Verlag Glückauf GmbH, p. 496, Essen.
- JIAN, T. & JIAN, CH.* (1987): Preliminary study of karst collapse. Forecast Method – ENDINS, 13, Mallorca.
- KUPETOV, V. M. & KOZSEVNYIKOVA, V.N.* (1989): The stability of karst areas (In Russian) – Sciences, p. 151.
- LEÉL-ÖSSY S. & SZANYI G. & SURÁNYI G.* (2011): Minerals and speleothems of the József-hegy Cave (Budapest, Hungary) – International Journal of Speleology, 40(2), pp.191-203.
- SZUNYOGH, G.* (1993): Stability assessment of the Jósvalfő section of the Baradla Cave (in Hungarian) – Research report, Aggtelek National Park. Jósvalfő,
- SZUNYOGH, G.* (2010a): Stability assessment of Caves and its Results – Óbuda University e-Bulletin, 1, Budapest, pp.243-251
- SZUNYOGH, G.* (2010b): Roof Stability and Reinforcement in Natural Underground Cavities and Caves (In Russian) – All-Russian Conference «Fundamental Problems of The Industrial Geo-Environment», Novosibirsk , pp.33-39
- HUNGARIAN STANDARDS* (2007): Nature conservation. Stability tests of caves (In Hungarian) – MSZ 20389:2007. Budapest, p. 23
- HUNGARIAN STANDARDS* (2008): Nature conservation. Cave insurance planning (In Hungarian) – MSZ 20393:2008. Budapest. p. 52
- THARP, T. M.* (1995): Design against collapse of karst caverns, in: Beck, B.F., *Karst Geohazards*, A. A. Balkema, Rotterdam, pp.397-406
- WHITE, W. B. & WHITE, E. L.* (1997): Mechanics of breakdown: relative importance of shear strength and fracture toughness – Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, 1, Switzerland, p. 155
- WHITE, W. B. & WHITE, E. L.* (1969): Processes of cavern breakdown – National Speleological Society Bulletin, 31, pp.83-96.

CSEPEGŐVIZEK VIZSGÁLATA A MOLNÁR JÁNOS- BARLANGBAN

DRIP WATER ANALYSIS IN MOLNÁR JÁNOS CAVE

REHÁK ANDRÁS MIKLÓS¹ - SZIEBERTH DÉNES²

¹BME Vízépítés és Vízgazdálkodási Tanszék, 1111 Budapest Műegyetem
rkp. 3. rehak.andras@epito.bme.hu

²BME Szervetlen és Analitikai Kémia Tanszék, 1111 Budapest
Szt. Gellért tér 4.

Abstract: Drip waters were investigated in the dry passages of the Molnár János cave, an active hypogenic cave situated underneath a built-up area of Budapest, the capital of Hungary. Drip rates were recorded both by manual methods and data loggers providing superior time resolution. A 24 hour periodicity in the discharge was observed at one drip site, contributed to the changing volume of the rock fissures due to tidal cycles. Water chemistry was also monitored, determining the extent of anthropogenic pollution reaching the cave. Drip sites farther from the cave entrance contained less anthropogenic indicators and more ions originated from the dissolution of the host rock, hinting at longer infiltration routes. Direct correlation between recharge events and drip rates was observed only at one drip site.

Keywords: Molnár János Cave, Tidal effect, Water quality, Drip water, Anthropogenic pollution, Infiltration

Bevezetés

A Molnár János-barlang, mint a budai karszt egyetlen, ma is aktív termálvizes, hipogén barlangja nagy lehetőségeket biztosít és komoly kihívásokat is állít a barlangkutatók elé. Bár Budapest szívében jól megközelíthető helyen található, de kutatása meglehetősen nehézkes, mert járatai szinte mind vízzel kitöltöttek.

A kutatásban a korábbi, vízkémiai vizsgálatok folytatása mellett a csepegővizek hozammérését is elvégeztük. A hozam folyamatos, nagy időfelbontású regisztrálása lehetőséget adott a hozamok részletesebb vizsgálatára, így az árapály jelenség hatásának kimutatására. A hozamok és a vízkémiai adatsorok összevetése a felszíni csapadékatokkal fontos információt szolgáltatnak a barlang emberi eredetű szennyeződéseknek való kitettségéről, a szennyező anyagok bemosódásának csapadékfüggő változásairól.

A barlangban a csepegővizek vizsgálatának kiemelt fontosságot ad, hogy az városi környezetben, sűrűn beépített terület alatt található. Jóllehet a környék közművel való ellátottsága kielégítő, azonban az előforduló köz-műhibáknak, szivárgásoknak végzetes következményei lehetnek a karsztvíz készletre. A vizsgálatok különös aktualitása, hogy a barlang felett található SZOT üdülő bontása és átépítése tavaly megkezdődött, ami új szennyezési forrást, illetve a beszivárgó vizek útjának megváltozását is eredményezheti.

A Molnár János-barlang a Budai-hegységben, Budapest II. kerületében a Frankel Leó utcában a József-hegy lábánál, a Rózsadomb területén található (FARKAS 2015, 1. ábra). A barlang 1982 óta fokozottan védett természeti értéket képez. Eleinte csupán 420 m hosszan volt ismert, azonban egy 2002-ben végrehajtott áttörés után (KALINOVITS 2006) napjainkra már körülbelül 7,5 km hosszú a barlangrendszer feltárt szakasza (LEÉL-ŐSSY *et al* 2011). Ez feltehetően a járatrendszernek még nem is a teljes terjedelme. Az újabb járatok utáni kutatást a barlangi búvárok folyamatosan végzik.

A barlang a Budai Termálkarszt része, ami Európa egyik legnagyobb ma is aktív termálkarsztos rendszere, és a Dunántúli-középhegység fő karsztvíz tárolójának a része. A termálkarszt és a középhegység többi része között a középhegységben felhalmozott néhány kilométer vastagságú mezozoos karbonátos réteg biztosítja a litológiai folytonosságot és a hidrodinamikai kapcsolatot a termálkarszt és a középhegység többi része között. (MÁDLNÉ-SZŐNYI 1996, BODOR 2014).

Ennek a karbonátos vízvezető egységnek az egyik regionális megcsapolódási területe a Budai Termálkarszt, ami egy kiemelt karbonátos egység és egy üledékes medence határán kifejlődött hipogén karsztrendszer (ERŐSS 2010, MÁDLNÉ-SZŐNYI, ERŐSS 2013).

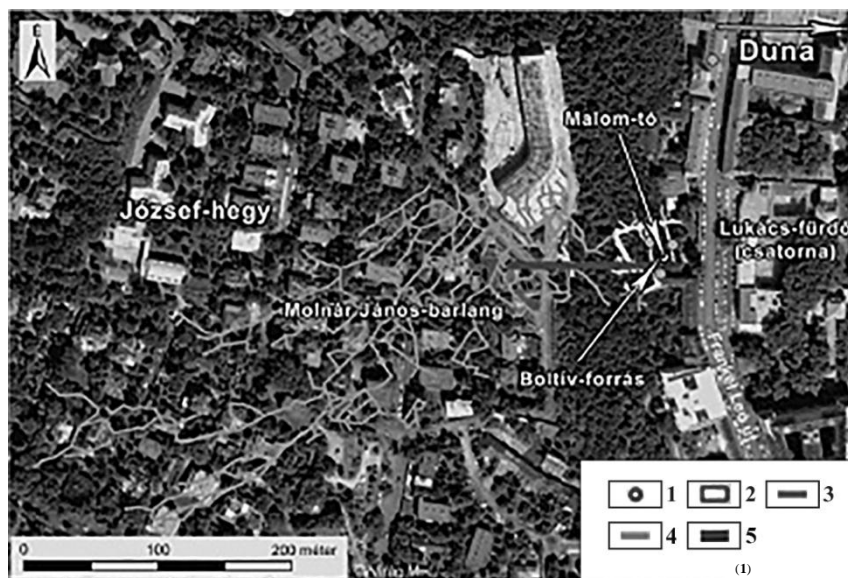
Természetes állapotok mellett a Rózsadomb előterében a Dunához közel hévforrások (>36,7°C) fakadtak magas oldott anyag tartalommal (800-1350 mg/l). A hegy lábához közelebb langyos források (20-36,7 °C) fakadtak alacsonyabb oldott anyag tartalommal (770-980 mg/l). A két forráscsoport között É-D irányú vető húzódik (ERŐSS *et al.* 2008).

A hévforrások regionális áramlási rendszerek megcsapolódási jelenségei, míg a langyos források egy hideg vizes komponens jelenlétére engednek következtetni, mely lokális/intermedier áramlási rendszerből származik. Az utánpótlódási területet a Budai-hegység és a Pilis fedetlen karbonátos kőzetei jelenthetik. Hidrogeokémiai vizsgálatok alapján medence eredetű

fluidumok hozzáadódása is valószínűsíthető (ERŐSS 2010, ERŐSS *et al.* 2012a).

A barlangrendszer vizét a mélyből feltörő meleg és a Budai-hegységből érkező langyos karsztvíz adja (KALINOVITS 2010). Az öt nagy rózsadombi barlang közül ez az egyetlen, napjainkban is aktív hévizes barlang, melynek vize a Malom-tavat tápláló Boltív- és Alagút források vízvezető járatát képezi (KALINOVITS 2006, LEÉL-ŐSSY *et al.* 2011).

A barlangot felfedezőjéről Molnár Jánosról nevezték el, aki az Orvosi hetilap 1858 évi 33. számában tesz róla említést (KORDOS *et al.* 1984). A Malom-tó és a Boltív-forrás vízvizsgálatát Molnár János 1859-ben végezte el (MOLNÁR 1859).



1. ábra: A vizsgált terület földrajzi elhelyezkedése a Molnár János-barlang poligonjával
 Jelmagyarázat: 1. barlangbejárat, 2. 2002 előtt ismert víz alatti szakasz, 3. 2002-2010 között beúszott barlangrészek, 4. Szent Lukács-ág, 5. József-hegyi táró (Virág és Szabó 2013, Bodor 2014)

Fig. 1. Location of the study area with the polygon of the Molnár János cave

Legend: 1. cave entrance, 2. underwater section known before 2002, 3. explored cave passages between 2002 and 2010, 4. St. Lukács passage, 5. József Hill tunnel (Virág and Szabó 2013, Bodor 2014)

A barlangnak sokáig csak két járható bejárata volt: egy a Malom tó feletti hegyoldalon, és egy pedig az Alagút-forráson keresztül, ahova csak búvárkészülékkel lehet bejutni. 1977-ben hajtottak egy vízszintes 3 m széles és 180 m hosszú alagutat, hogy a hegyoldalon álló SZOT szállóhoz lifter építsenek (ami később nem valósult meg). 2008-ban a táró 83. méterénél

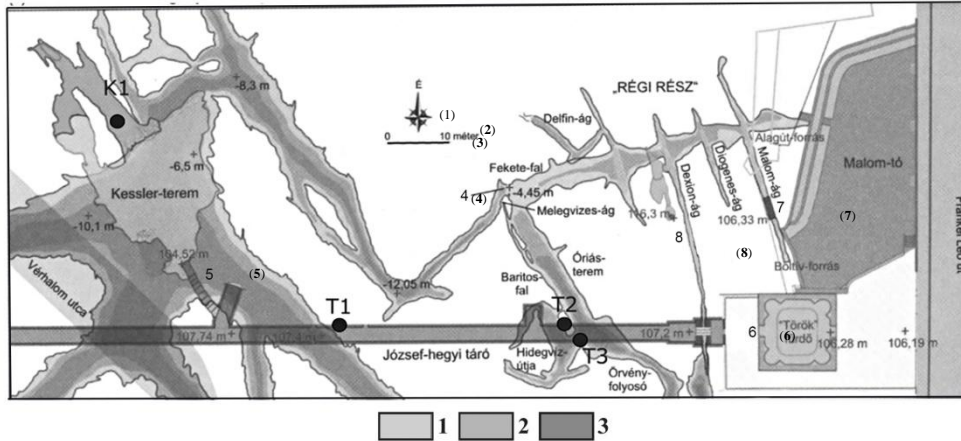
egy keresztfolyosóból egy 9 m hosszú segédtróát hajtottak a Kessler Hubert-terembe, ezáltal a barlang belső járatainak megközelítése könnyebb lett (LEÉL-ŐSSY *et al* 2008). A munkálatok elkezdése előtt szeizmológiai méréseket végeztek, hogy a segédtróa pontos helyét és irányát meghatározzák. A mérések eredményét egy fúrással ellenőrizték (SURÁNYI *et al.* 2010).

A csepegő vizek vízkémiai paramétereinek vizsgálata közvetlenül a Kessler-terem felfedezése után megkezdődött, a csepegés intenzitását azonban a mintavételezés bonyolultsága miatt (pl. vízfelszín fölöttről, úszva történő mintavétel) legfeljebb becsülni tudták. A csepegővizeket a barlangban három helyszínen: a táróban, a Kessler-teremben és a cseppkőfalnál (Kessler-terem mögötti száraz járat jobb oldali végpontja) gyűjtötték (BERGMAN 2011).

A vízkémiai vizsgálatokból arra a következtetésre jutottak, hogy a cseppkőfalnál a víz jelentős része csapadék eredetű, ezt alátámasztották stabilizotóp vizsgálatokkal, ahol a mintát összehasonlították a budapesti eső $\delta^{18}\text{O}$ értékeivel. A csepegés intenzitása a nagy havi csapadékintenzitással összefüggést mutat, melyet a vezetőképesség és számos ion koncentrációjának csökkenése (hígulás) jelez. A Kessler-teremben és a táróból származó víz főként a közműhálózatból származik, ezt a Duna vizével hasonló stabil izotóp összetétellel támasztják alá. Illetve magas a nitrát, szulfid, klorid koncentrációjuk (BERGMAN 2011).

Jelenlegi vizsgálatok

A táróban és a Kessler-teremben a csepegés nem pontszerűen, hanem egyes területeken (pl. repedések mentén) csoportosulva, de szétszórtan jelentkezik. A nagyobb volumenű mintavétel, illetve a csepegési intenzitások rögzítésének egyszerűsítése érdekében a táro plafonjára felszereltünk egy 1x0,5 m-es műanyag lemezt, aminek a végét meghajlítva a csepegő vizet tudjuk egy ponton gyűjteni. Itt először gyűjtőedényt rendszeresítettünk. A hozamokat néhány naponta köbözéssel állapítottuk meg. Később egy adatrögzítővel ellátott billenőedényes csapadékmérőt helyeztünk a gyűjtőedény elé. Ezáltal nemcsak a napi átlagos csepegés mennyiségéről, hanem a csepegés pillanatnyi intenzitásáról is kapunk pontos adatot. A táróban 3 ponton gyűjtöttük a csepegő vizeket (T1, T2, T3: 2. ábra). A Kessler-terem száraz oldalágában, a bejárattal szemben létesítettünk egy negyedik csepegés gyűjtő helyet (K1).



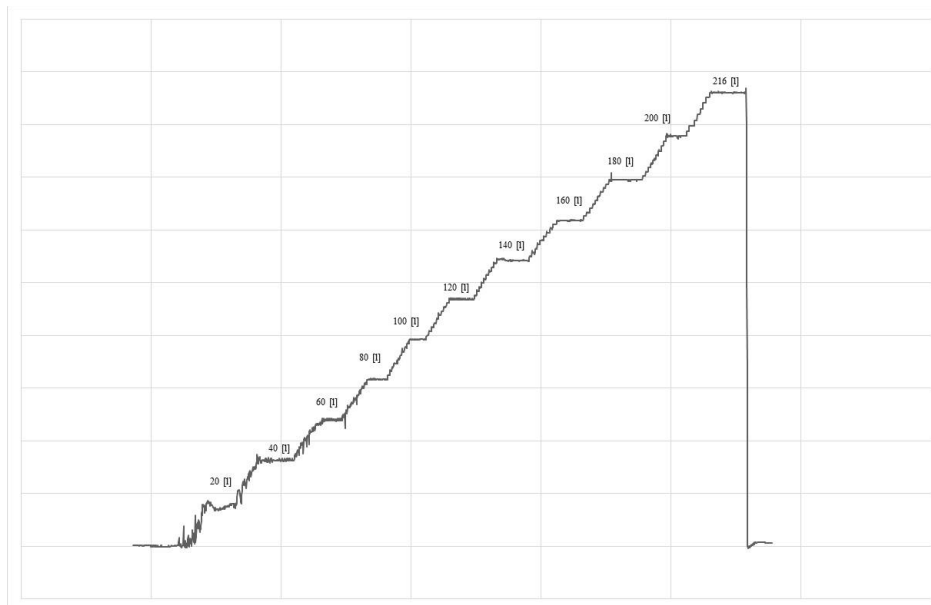
2. ábra: Jelenlegi csepegővíz mintavételi helyek a Molnár János-barlangban (T1, T2, T3, K1)
(Virág és Szabó in Mindszenty 2013 után módosítva)

Legend: 1. víz alatti járat, 2. nyílt vízfelszíni járat, 3. száraz barlangjárát, 4. 2002-ben feltárt szakasz bejárata, 5. 2008-ban létesített áttörés, segédjáró, 6. táró bejárat, 7. mesterséges bejárat, 8. felfedező bejárat (Molnár János 1858) felső „száraz” bejárat

Fig. 2. Current sample of drip water in Molnár János cave (T1, T2, T3, K1)

Legend: 1. underwater path, 2. open cave path, 3. dry cave path, 4. entrance of the passage explored in 2002, 5. breakthrough in 2008, side tunnel, 6. entrance of tunnel, 7. artificial entrance, 8. entrance of exploration (Molnár János 1958) upper „dry” entrance (Virág and Szabó 2013, modified)

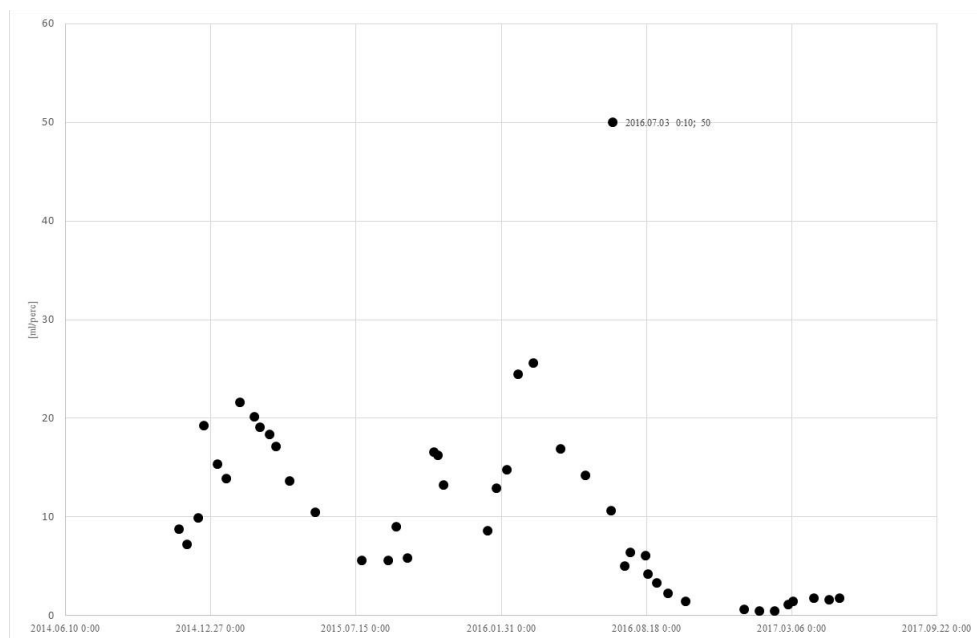
Kessler-termi csepegésgyűjtő (K1)



3. ábra: Hordó csepegés gyűjtő kalibrálása (K1)
Fig. 3. Calibrating the drip collector called Hordó (K1)

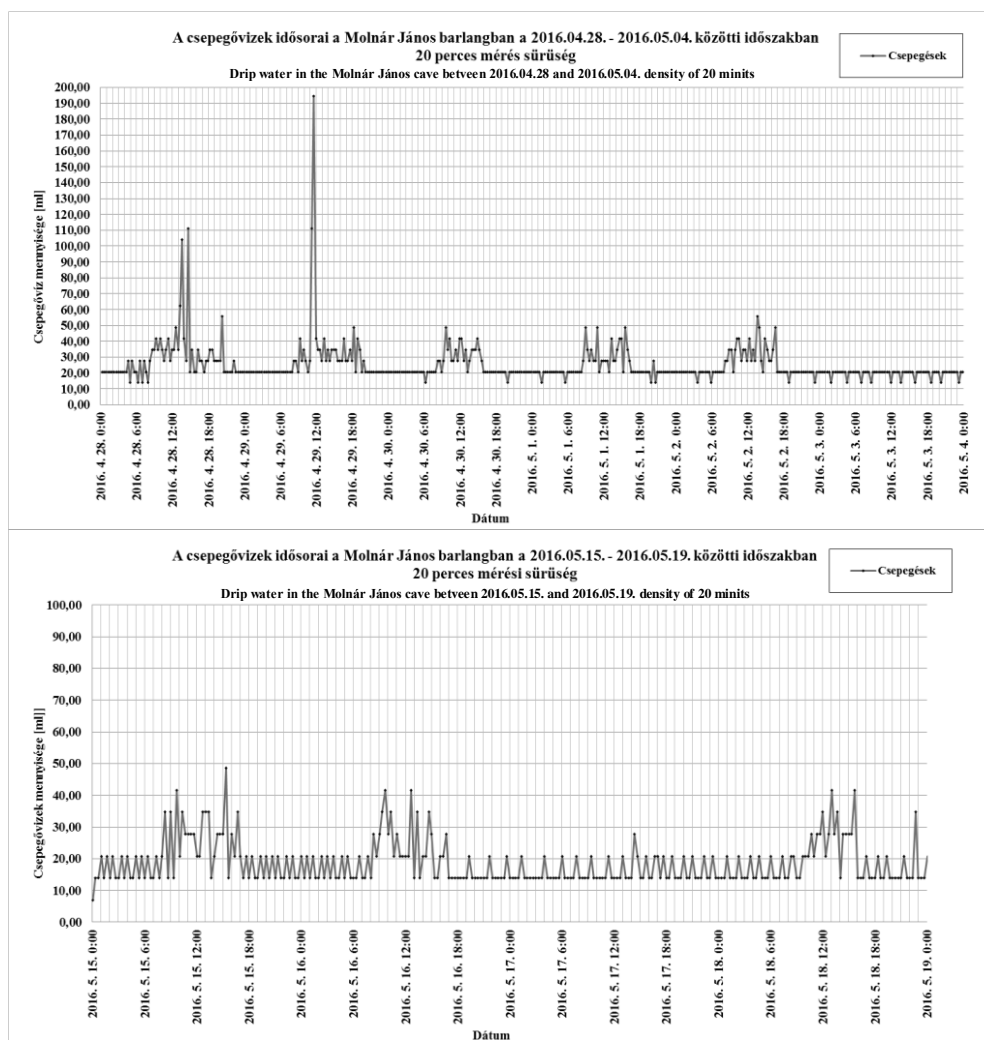
Ezen a ponton kezdtük el először mérni a csepegés intenzitását. A legintenzívebb csepegési zóna alá kifeszítettünk egy 2X3 m-es ponyvát, ami a csepegővizet egy hordóba vezette. A hordóban egy Dataqua típusú DA-LTRB 122 hőmérséklet- és nyomás érzékelő, regisztráló műszert építettünk be. A hordó vizének kényelmes, könnyebb mintázását, illetve leeresztését a Kessler-terem tavanak szintjéig levezető és ott csappal ellátott tömlő segítségével oldottuk meg. A kihelyezés előtt a hordót kalibráltuk (3. ábra), ismert mennyiségű víz beöntésével és a hozzá tartozó vízszint regisztrálásával. A hordóba történő víz beöntéseknél minden 20 liter beöntött vízmenyiség után tartottunk egy pár perces szünetet, hogy jól elkülöníthető legyen az ahhoz tartozó vízoszlopmagasság.

A csepegésméréseket 2014-ben kezdtük el, és a mai napig is folyamatosan mérjük kisebb nagyobb szünetekkel. A 4. ábrán megfigyelhető, hogy a csepegés a téli hónapokban intenzívebb, mint a nyári hónapokban, illetve hogy a csepegés intenzitása folyamatosan csökken. A csökkenés oka feltehetően az utánpótlódás csökkenése. A vizsgált időszakban a Budapestre hulló éves csapadék mennyisége is csökkent (665-ről 569 mm-re) (www.ksh.hu)



4. ábra: K1 havi csepegés átlag
Fig. 4. K1 monthly average dripping

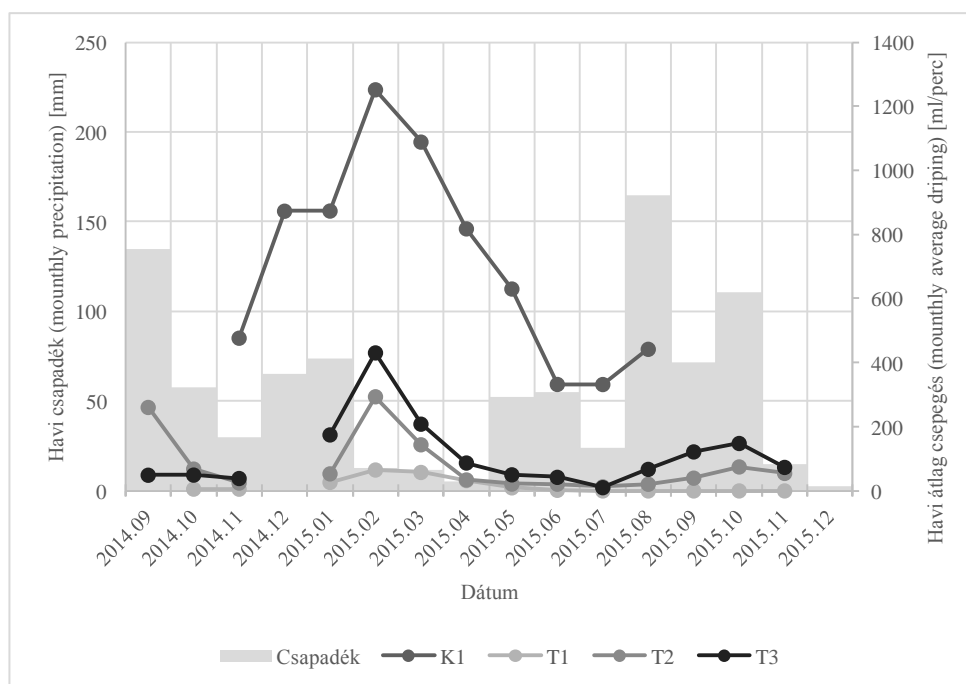
Táróban lévő csepegésgyűjtők (T1,2,3)



5. ábra: a „T2.” csepegési hely csepegés intenzitása
 Fig. 5: Drip intensity of „T2”

A táróban eddig egy csepegésgyűjtőt (T2) sikerült lecserélnünk billenő-edényes csapadékmérő berendezésre, amit elláttunk adatrögzítővel is, de tervezzük a többi helyen is a billenő-edényes csapadékgyűjtő beépítését, hogy ezáltal pontosabb adatot kapjunk a csepegés intenzitásról a különböző csepegési zónákban.

A folyamatosan regisztrált mérőhelyen (T2) 20 percenként összegeztük a csepegéseket, majd ábrázolva (5. ábra) sikerült kimutatnunk, hogy a csepegés intenzitása periodikusan megnő, ami összefüggésbe hozható a korábban Maucha által leírt jelenséggel, miszerint a karsztos kőzet repedéseinek hézagterfogata a dagály és apály hatására megváltozik (MAUCHA 1998).



6. ábra: Csepegő vizek havi átlaga 2014-15 ben
 Fig. 6. Dripping water monthly average between 2014-15

A 6. ábrán jól látható, hogy a csepegés intenzitás mind a négy csepegés gyűjtő helyen hasonlóan változik, és rövidtávon a csapadék intenzitása nem befolyásolja a csepegés intenzitását. Ellenkezőleg: az alábbi ábrán jól látszik, hogy a csapadékmaximumok akkor voltak, amikor a csepegés intenzitása a legkisebb volt, és fordítva. A csapadékeseményekre történő nem észrevehető illetve késleltetett reakció kétségessé teszi a közvetlenül a barlang fölötti hegyoldalból történő beszivárgást.

Vízkémia

A csepegő vizek kémiájának vizsgálatát részben a BME Szervetlen és Analitikai Kémia Tanszék laborjában végeztük, részben (2014-2015 egyes mintái) a Bálint analitika, majd (2017) a Wessling vízkémiai laboratóriuma segített az analízisben. A vízmintákat havi rendszerességgel vettük.

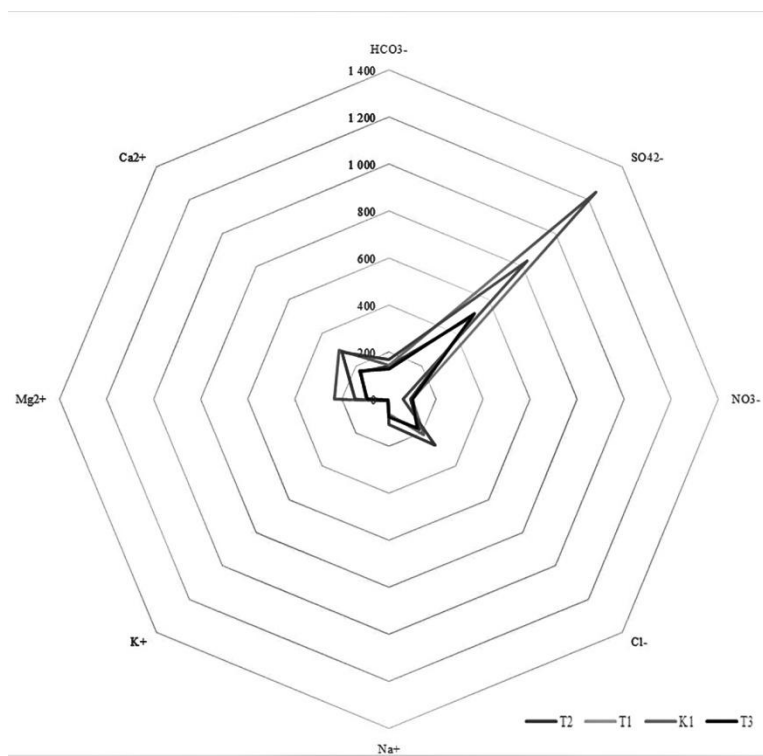
A vizsgált mintákban a szulfát és klorid a fő komponensek (7. ábra), amik lehetnek emberi eredetűek is, de a szulfát származhat a budai márgában települő pirit oxidációjából (VIRÁG *et al.* 2009) illetve gipsz oldódásából is, vagy pedig bomló szerves anyagok szulfidjának oxidációjából (HEM 1985). A víz alatti járatokban gyakori a pirit. A gipsz és piritminták kénizotópos vizsgálata azt mutatta, hogy a gipsz létrejötte is a pirit oldódásához köthető. A magas koncentráció jelentős szennyezésre utalhat. A foszfát (<0,05 mg/l), ammónia (<0,01 mg/l) és nitritionok (<0,01 mg/l) alacsony koncentrációja arra utal, hogy a beszivárgás messzebb történik, a foszfát megkötődik, az ammónia és a nitrit nitráttá oxidálódik.

A T2 és T3 csepegési helyek, ugyan hozamukban eltérően változtak, a vízkémiai vizsgálatok során nagyon hasonló értékeket mutattak. Ebből arra következtethetünk, hogy az egyes repedések ugyanazt a beszivárgást mintázhatják. A későbbiekben a T3 csepegő vizsgálatával felhagytunk.

A K1 mintavételi hely mintáiban magasabb a szulfát (729,6-935 mg/l) és klorid (243,76-317,6 mg/l), alacsonyabb a nitrát (53-62 mg/l) jelenléte, ami a kőzettel való hosszabb kontaktidőre, illetve kevesebb felszíni beemosódásra utalhat.

Az egyes ionok koncentrációi nem egyformán változnak a csepegési helyszínek között: míg a szulfationok koncentrációja a T2 és T3 helyeken kisebb (500-515 mg/l), a T1 és K1 helyszíneken nagyobb (729-1245 mg/l), a nitrát ionok koncentrációja pont fordított módon változik (T1, K1: 92-100 mg/l, T2, T3: 53-100 mg/l). Minthogy a T1 és K1 helyszínek a barlangban beljebb helyezkednek el, arra következtethetünk, hogy ezek a csepegések távolabb beszivárgott vizekből származnak.

Néhány alkalommal volt lehetőségünk mintát venni a „cseppkőfal” helyszínről (BERGMAN 2010). Megfigyeltük, hogy a barlangban az itt befolyó víz a felszíni változásokra késleltetés nélkül reagál. A SZOT üdülő bontásakor beszivárgó locsolóvíz gyakorlatilag azonnali vízhozam növekedést okozott, az ionkoncentrációk pedig kb. felére hígultak a korábban mértékhez képest. Az építkezést megelőzően a vízben az átlagos klorid koncentráció 70mg/l volt, a bontási folyamatok ideje alatt pedig 37 mg/l-re csökkent. A befolyó víz hozamát nem mértük, a falon lefolyó víz szélességét, mélységét figyeltük.



7. ábra: Csepegő vizek vízkémiajának átlagai
 Fig. 7: Dripping water chemistry average

Összefoglalás

A táróban lévő billenő-edényes csapadékregisztráló segítségével 24 órás periodicitást mutattunk ki több időszakban is a táró csepegés intenzitásai-ban. Megállapítottuk, hogy a csepegési intenzitások jelentős éves változást mutatnak. A hozamok egy helyszínen (cseppkőfal) kivételével nem reagálnak közvetlenül a felszíni csapadékeseményekre, ami távolabbi beszivárgást valószínűsít. Ezt a következtetést erősíti a csepegővizek kémiai összetétele is, melyből hiányoznak a talajban megkötődő illetve a feloxidálható ionok. Ugyanakkor a nitrát-ionok magas, de a csepegési intenzitással változó koncentrációjú jelenléte emberi eredetű szennyezésre utal, ami a vízkémia további követését és részletesebb vizsgálatát igényli a szennyező források felderítése céljából.

Későbbiekben a Molnár-János barlang vizeinek vizsgálatával kapott eredményeket más barlangi csepegővizekkel is szükséges összehasonlítani, továbbá a törmeléktakaró csepegővizekre gyakorolt kémiai hatását is részletesen fel kell tárnunk.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az NKFIH K124497 számú pályázata támogatta.

IRODALOM

- BERGMANN, CS., LEÉL-ŐSSY, SZ., FEHÉR, K., FÓRIZS, I.* (2011): Vízvizsgálatok a Molnár János barlangban. – Karsztfejlődés XVI. pp. 223-245.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., CSOMA, É. A.* (2008): Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills. Budapest. Hungary. – Central European Geology. 51 (3) pp. 267-281.
- ERŐSS A.* (2010): Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary. – Doktori disszertáció, ELTE, 171 p.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., CSOMA, É. A.* (2012a): Hypogenic karst development in a hydrogeological context, Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary. – In: Maloszewski, P., Witczak, S., Malina, G. (eds.): Groundwater Quality Sustainability, IAH Selected Papers on Hydrogeology, 17, London, CRC Press – Taylor and Frances Group. pp. 119-133.
- FARKAS D., HAJNAL G., SZIEBERTH D., REHÁK A.* (2015) A Molnár János-barlang térségének hidrológiai vizsgálata – In: Török Ákos, Görög Péter, Vásárhelyi Balázs (szerk.), Mérnökgeológia - Kőzetmechanika pp. 61-74.
- HEM J. D.* (1985) Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. – U. S Geological Survey Water-supply paper 2254
- KALINOVITS, S.* (2000): Molnár János-barlang. – In: Korpás L.: Milleniumi Barlangnap Budapest, a barlangok fővárosa. Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat a Milleniumi Kormánybiztosítási Hivatal támogatásával. 65 p.
- KALINOVITS, S.* (2006): Molnár János-barlang új szakaszainak felfedezése. – Karszt és Barlang. 1995-1996. pp. 3-8
- KORDOS, L., JAKUCS, L., GÁDOROS, M., TARDY, J.* (1984): Magyarország barlangjai. – Gondolat Kiadó. Budapest. 326 p.
- LEÉL-ŐSSY SZ., ADAMKÓ P., KALINOVITS S.* (2008): Víz- és földalatti csodavilág: a budapesti Molnár János barlang. – Környezetvédelem, XVI(6), pp. 30-31.
- MÁDLNÉ SZŐNYI, J.* (1996): Vízartó rendszerek sérülékenységi vizsgálata. Elméleti háttér és gyakorlat. – Egyetemi doktori disszertáció. ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék. Budapest. 138 p.

MÁDL-SZŐNYI J., ERŐSS A. (2013): Effects of regional groundwater flow on deepcarbonate systems focusing on discharge zones. – Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory, Applications and Future development. 21-23 June Xi'an, China. China Geological Survey, Commission of Regional Groundwater Flow, IAH, pp. 71-75.

MAUCHA L. et al. (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai. – VITUKI Rt., Budapest

MOLNÁR J. (1859): A Lukácsfürdő Budán természettudományi tekintetben. – A Királyi Magyar Természettudományi Társulat Évkönyve IV. kötet 1857-59. Pest, pp. 143-175.

SURÁNYI G., DOMBRÁDI E., LEÉL-ŐSSY SZ. (2010) Contributions of geophysical techniques to the exploration of the Molnár János Cave (Budapest Hungary) – Acta Carsologica Postojna 39/3 pp. 565-576

TÓTH D. (2016): Hidrológiai vizsgálatok a Molnár János-barlangban, – BSc diplomamunka, BME Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék

VIRÁG M., MÁDLNÉ SZŐNYI J., MINDSZENTY A., ZIHÉNÉ PERÉNYI K., LEÉL-ŐSSY SZ., ERŐSS A., SIKLÓSY Z. (2009): Az urbanizáció hatása a Budai barlangok csepegő vizeire a Szemplőhegyi barlang példáján. – Karsztfelődés XIV. pp.57-81.

VIRÁG M., SZABÓ Z. (2013): Molnár János-barlang – a rendszer jelenleg is aktív tagja. – In: Mindszenty A. (szerk.): Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”). – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 228-232.

http://www.ksh.hu/docs/hun/xftp/idoszaki/evkonyv/evkonyv_2016.pdf

**MAGYARORSZÁGI NEMKARSZTOS BARLANGOK
MONDÁI ÉS LEGENDÁI**

**TALES AND LEGENDS OF THE NON-KARST CAVES
IN HUNGARY**

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.
eszterhas.istvan@gmail.com

Abstract: In course of the scientific study of non-karst caves beyond the cave development, geological and biological data we have kept records of the cave related legends. In Hungary 1000 non-karst caves have been listed and among them 60 have different kind of legends. The study sets out and describes some of the significant legends. Many legends belong to the karstic caves, but this present study is dealing with the non-karst caves only. The caves are mystic locations due to the obscureness and darkness. The wobbling torchlight draws mysterious shades on the walls. In some caves are occurring large bone relicts, which have been thought as dragon bones and the people were convinced dragons are dwelling in the caves. Since the ice-age the humans are not cave dwellers, but they have different other connections with caves. In the middle and in the new ages those who went hiding into caves were living on the margin of the society (hermits, robbers, wild grills etc.). The public hardly had knowledge in the life of the enigmatic cave dwellers, which further increased the mystery of caves. The lack of knowledge has been replaced with fictional things and events, which formed the basis of the tales and of the legends. According to their topic the legends can be origin, dragon, robber, hermit, and wild girl legends etc. Comparing the different legends similar or nearly similar parts can be found.

Keywords: dragon caves, devil's caves, treasure caves, robbery caves, hermit caves, wild gril caves

Bevezetés

A barlangtan összetett tudomány. Magába foglal egy sor résztudományt, úgymint: geológia, hidrológia klimatológia stb. Még humánjellegű tudományágak is tartoznak bele. Most pont egy ilyenről lesz szó. A barlangtanak része lehet a szépirodalom is. Ez elsőre meghökkentőnek látszik, de számos barlanghoz kapcsolódnak mondák és legendák. Magyarországon máig több mint 1000 nemkarsztos barlang vált ismertté és közülük mintegy 60-hoz tartoznak főként mondák és néhányhoz legendák. A mondákat és legendákat gyakran keverik. Nem is könnyű megkülönböztetni őket, hisz hasonló elemek építik fel mindkettőt. A lényeg az, hogy a mondák epikus népművészeti alkotások, a legendák viszont vallási tárgyú történetek, melyek híres emberek hősi tetteit ismertetik. Ez utóbbiakat vallási közösségekben felolvasással terjesztették példabeszédként, okulásként. Ebből adódik

megnevezésük is (a latin *legere* = olvasni szóból). A mondák és legendák különféle jelenségekről, különböző személyekről szólnak, Csoportosítani őket a bennük szereplő személyek, illetve tartalmuk szerint szoktuk. Azok a barlangok, melyeknek a nevében a sárkány, ördög, rabló, betyár, zsvány, remete, vadlány, király szavak fordulnak elő, többnyire arra utalnak, hogy monda, vagy legenda tartozik hozzájuk. A barlangok misztikus helyek. Azá teszik a sötétség és a félhomály. A fáklyák imbolygó fénye rejtélyes formákat rajzol a falakra. Az emberek a jégkorszakok óta nem barlanglakók, de teljesen nem szakadtak el a barlangoktól. A középkorban, az újkorban általában a társadalom perifériáján élők (remeték, rablók, vadlányok stb.) húzódtak be néhány barlangba. A nagyközönség a rejtett életű troglodit embereket csak alig ismerte és ez is erősítette a barlangok misztikus voltát. A hiányos ismereteket pedig kitalált dolgokkal, eseményekkel pótolták. Ezek jelentik a mondák, legendák alapját. A következőkben felsorolom ezen irodalmi művek főbb kategóriáit és bemutatok közülük néhányat.

Sárkánybarlangok

A mai Magyarországon összesen nyolc vulkanikus kőzetben lévő sárkánybarlangot ismerünk (Drégelypalánk, Ecseg, Fony /2 db./, Parád, Rónabánya, Szuha, Tapolca). Mind közül a leghíresebb a Szent György-hegyi-barlang. A hegy barlangjának ismerete a múlt homályába vész. Bizonyára régóta tudnak itt barlangokról. Ismereteink szerint az első írott emlék Gyurkovits Györgytől származik (*GYURKOVITS* 1737), aki Bél Mátyás egyik dunántúli informátora volt. Bél Mátyás az ő adatait használta föl a kéziratban maradt „Notitia...” kötetében (*BÉL* 1737), melyben a Szent György-hegyről, annak barlangjáról tudósít. Írásait Dr. Lukács Károly ismerteti magyar fordításban (*LUKÁCS* 1947). Ennek a Szent György-hegyre vonatkozó részei a következők: *„E tájon emelkednek a híres borteremő hegyek, melyek közül legtöbben dicsérik Badatsont és Szent György hegyet... A Szent György hegye nevét a mesebeli sárkányölő vitéztől vette, és a köznép – nem tudni mely szerző kitalálása után – ma is úgy képzei, hogy itt játszódtott le az a küzdelem; szerintem ez a mese avval a barlanggal van összefüggésben, mely a hegy nyugat és észak közti oldalán tátong elég széles nyílással és lehúzódik számos kivájt üregegen át, majd felfelé, majd ismét lefelé öblöződő sötét és ismeretlen mélységekbe.”* A nép arról emlékezett meg, hogy téli időben a sárkány lakhelye felett párafüggönnyt lehetett látni, amely minden bizonnyal a sárkány lélegzetvételétől (valójában a barlang és a külső környezet eltérő hőmérséklet-különbségéből) származott. A barlangnak azután nyoma veszett, és legutoljára 2001-ben a Styx Barlangkutató Sportegyesület és a vulkán-

szpeleológiai Kollektíva is sikertelenül kutatott utána. Feltehetően tektonikus mozgások eredményeképpen bejárata beomlott, és egyben ez okozhatta számos bazaltorgona ledőlését is. A turistaház mellett ma is létezik két Sárkány-jégbarlang is, de ezek közül egyik sem tekinthető azonosnak a Gyurkovits által említett barlanggal (1. ábra).



1. ábra: Huzatmérés a Szent György-hegyi Kis Sárkány-jégbarlang bejáratánál
Fig. 1: Draft measurement at the entrance to the Little Dragon Ice Cave in Mount Szent György

A Szent György-hegyi sárkányról egy ismeretlen szerző (ZEBU 2008) által leírt másik legendát is sikerült az interneten találni: „Élt a hegytetőn, kolostorszerű épületben egy vörös olasz barát. Ladikkal járt a mocsáron át koldulni a faluba. Elmesélte a falubélieknek, hogy lakik a hegy barlangjában egy szörnyű gonosz sárkány, aki kénköves leheletével elpusztítja a falut, ha nem kap minden hónapban egy tiszta leányt. Az emberek megijedtek a sárkánytól, és a barát onnantól kezdve minden hónapban egy szűzlánnyal tért vissza a hegyre. A szerzetes azonban nem a barlangba, hanem magához vitte a lányokat, és hogy a falubéliek ne fogjanak gyanút, megszabadult tőlük. Megelégette ezt egy vitéz, kit Györgynek hívtak. Elhatározta, hogy megmenti menyasszonyát, és megöli a gonosz sárkányt. A barlangban nem talált rá a szörnyetegre, kedvesét azonban megtalálta a barát házában. A szerzetest lándzsájával ledöfte és ezzel megszabadította a falut a sárkánytól. Az emberek boldogok voltak, és szentként tisztelték a vitézt, olyannyira, hogy

még a hegyet is róla nevezték el.”

A Szent György-hegyi sárkánymondát NYÍRŐ Zsolt (2009) a következőképpen ismeri: „*A Szent György-hegyen élt egy sárkány, aki azzal szomorította a falu (mármint Kisapáti) lakóit, hogy minden évben követelt magának egy szép leányt, aki feleségül megy hozzá. Megfenyegette a falusiakat, ha nem teljesítik a kérését, elpusztítja az egész falut. Volt sírás-rívás, amikor a sárkány elragadta a szép lányokat, mindaddig, amíg egy idő elteltével nem hallottak a sárkány felől az emberek. Tanakodtak, vajon mi történheted vele, és elhatározták, hogy felmennek a hegyre és bemerészkednek a barlangjába. Így is tettek és megtalálták a nagybeteg sárkányt. Az emberek azonban nem hagyták magára, ápolták, gyógyították, még nem egy napon a sárkány így szólt: Amiért ilyen jók voltatok hozzám, soha többé nem fenyegetem a falut, és nem kérek több leányt feleségnek. A falusiak nagyon megörültek, hogy most már nem kell félniük a fenevadtól. Sokáig éltek egymás mellett békében az emberek a faluban, a sárkány a hegyen. Teltek az évek, a sárkány megöregedett, járni és repülni sem volt már ereje, aztán egy éjszaka kilehelte a lelkét, amelytől az egész barlang jéggé változott. – Azt tartják, ezen az éjszakán keletkezett a mai jégbarlang, amelyben a sárkány örök álmát alusz-sza.”*

TOMPA Mihály népregéket tartalmazó kötetében a Sárkánytörés (1846) című versében emlékezik meg a fonyi Sárkány-lyuk nevű barlangban lakó sárkányról, melyet egy fiatal fiú ölt meg a kaszájával, ezzel szabadítva meg a környék lakosságát a zszarnok uralmától.

*...De két karját a bús legény
Csapásra fölfeszíté,
S kaszáját, a vad szörnyeteg
Nyílt torkába merité;*

*Mely böggve, most önoldalát
Kínjában tépte, marta,
Mig gyors ütéssel a gyepet
Döngette szörnyű farka.*

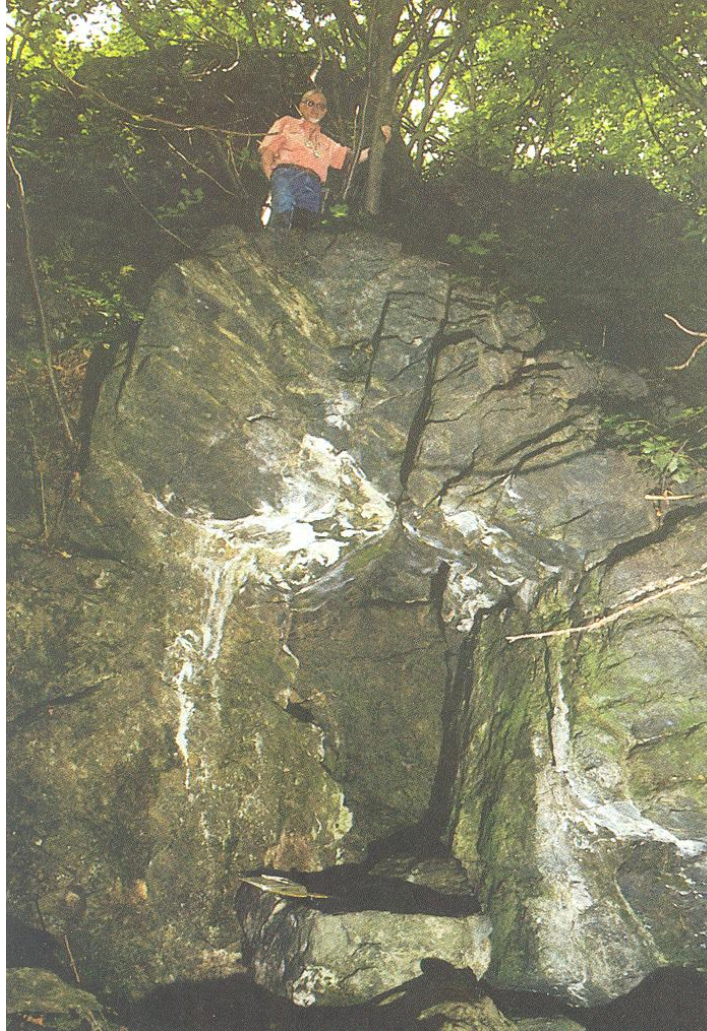
Ördögbarlangok (ördöglyukak, boszorkánybarlangok)

A legismertebb vulkanikus, boszorkányos, ördögös legendás barlang a Kámoron, a Börzsönyben található. A Kámori-sziklahasadékhoz kapcsolódó mondát VÉGH József 1994-ben írta le. Édesapja, Végh Károly diósjenői kántortanító feljegyzései alapján: „*Egyszer még az 1700-as években beje-*

lentés érkezett a község előljáróihoz, hogy Kámoren egy boszorkány él. Valóban, egy kis házban, magányosan éldogélt ott egy öregasszony, kit azonban senki nem ismert, senki sem beszélt vele. Ha valaki arra járt, beszaladt a házba s nem mutatkozott. Az ügyet kivizsgálálandó egy küldöttség kerekedett fel, hogy végére járjon a dolognak. Ők is látták, hogy az anyóka az udvaron tett-vett, és mihelyt észrevette őket, bezárkózott a házba. Hiába szólongatták, dörömböltek, semmi válasz nem érkezett. Feltörték a házat, s átkutattak minden szegletet, de sehol sem akadtak a nénire. Maguk is megijedtek már ekkor, s hogy mindenképpen végére járjanak a dolognak, felgyújtották a házat. Megvárták, amíg leég, s akkor találták meg a ház alatt levő barlangot. Két dolog lehetséges most: vagy elégett szegény a tűzben, vagy pedig a barlangon át elmenekült, s ki tudja talán ma is él.” Azóta az erdőt járók rendszeresen látják a környéken bolyongani a boszorkány szellemét.

A Kalapos-kő egyik barlangjának keletkezését meséli el a *BARISKA* István által 2000-ben lejegyzett monda: „ *A Kalaposkőnél - mesélik a Hegyalján - van egy nagy termiskő. Ott van egy ollan luk, mind egy nagy emberi fej hele lenne, és aszt állítják, hogy az ördög mírgibe abba verte a fejét, amikor a szentvidi templom épült, ezér van ott az a luk. Alatta meg van egy barlang, az Ördög-barlang. Ez a barlang vót az ördög hele. Ahogy a fejít a sziklába verte, a sziklák megnyíltak és barlang keletkezett ott.*”

Az Anton *MAILLY* által 1931-ben lejegyzett monda a kincset rejtő Speck-kamrához (Speckkammerl) fűződik: „ *Fenn, a Borostyánkő melletti Kien-hegyen sok-sok évvel ezelőtt egy erdei asszony, a Kien-hegyi boszorkány őrzött egy hatalmas kincset. Alkalmanként elhagyta a hegyet, hogy magányos vándorra, favágóra vagy gyermekre leselkedjen, akiket aztán szikladarabokkal megdobálva agyonütött. Ezt követően az irdatlan hosszú mutatóujjával a szikla felé bökött, mire az szétnyílt. Mögötte volt az ő lakhelye, amit Speck-kamrának mondanak. Becibálta áldozatát a szikla-barlangba és ott megfüstölte, majd apránként megette. Ha ismét portyára indult, akkor a sziklafal magától bezárult mögötte. Amint egyszer a gyermek Jézus málnát keresgélt a hegyoldalon, az erdei banya szokásához híven feléje dobott egy nagy sziklát. Ez azonban reptében megfordult és a boszorkányt csapta agyon. Aki a hegyoldal sziklagörgetegei között megtalálja a Kien-hegyi boszorkány irdatlan hosszú ujját, az tudja majd ismét szétnyitni a sziklaormot és hozzájut majd a kincshez.*” (2. ábra)



2. ábra: A Kien-hegyi Speck-kamra
Fig. 2: Speck Pantry in the Mount Kien

Kincses barlangok

Valójában a barlangokban is oly kevés kincs fordul elő, mint bárhol másutt, de misztikus környezetük sokat sejtet. Kámorhoz több legenda, monda fűződik. Az egyik egy Diósjenőről szóló írásban így szól (*anonim* évszám nélkül): „Községünk a Börzsöny hegység lábánál terül el. Határában található a Kámor nevezetű hegy, melynek tetején van egy nagy lyuk. Az vezet be a hegy belsejébe, ahol állítólag nagy tágas helyiségek vannak, s bennük hatalmas kádak teli kincsekkel, arany-, ezüst- és gyémánt ékszerekkel. A

legenda szerint ennek a kámori hegynek, illetőleg várnak aljában, vagyis a laposban, van egy öreg mogyoróbokor. Ez a bokor az egykori vár kapuján nőtt, ami olyan csapóajtóféle volt.

Minden évben virágvasárnapkor, amikor a pap misézik, ez a csapóajtó a mogyoróbokorral együtt elmozdul a helyéről. Ha valaki ezt kilesi, akkor a kinyílt kapun be tud sétálni a barlang belsejébe, s az ott felhalmozott kincsekből annyit hozhat magával, amennyit csak elbír. Nem szabad azonban a telhetetlenség bűnébe esnie, mert ha nem igyekszik kifelé, akkor a kincses barlang ajtaja bezáródik mögötte, tudniillik, hogy az csak addig marad tárva, míg a pap a templomban be nem fejezi az ünnepi szertartást. Ekkor bezáródik, s csak egy év múlva tárul ki ismét.”

Híres monda kapcsolódik a Kámori-sziklahasadékhoz is. A történet szerint ebbe a barlangba egy Kámor nevű rablóvezér rejtette el a kincseit, hogy majd egy sötét és borongós éjszakán, mikor már nem is keresik őt a pandúrok, magával vigye őket. *MOCSÁRY* Antal (1820) a következőképpen említi ezt: „*A köznép azt állítja közbeszédben, hogy itten nagy kintsek vannak elrejtve, mellyet valami idegen vének fognak felásni és magukkal elvinni, setét éjjeli időben, de ez csak a' köznép' véleménye.*” *VÉGH* 1994-es gyűjtése szerint Diósjenő lakói kiegészítették a legendát, miszerint: „*Vagy már el is vitte? A hagyomány szerint valamikor réges-régen 11 szekérral fuvarosok érkeztek Diósjenőre. Nem mondták meg, hogy miért jöttek. Szállást kaptak és hajnalban Kámor felé távoztak. Vissza többé nem jöttek, de megrakott szekerekkel más úton tértek haza az Alföldre. Valaki megleste őket, és látta, hogy a »Kámor lyukából« ládákat cipeltek ki, s minden biztonnyal az ott elrejtett kincseket szállították el.*

A Pogányváron (Pohanský hrad) 44 bazaltbarlang ismert. Ezek túlnyomó része gravitációs lejtőmozgások hatására keletkezett a bazaltfennsík peremén. E barlangok gyakran labirintus jellegű üregek. Közülük a legnagyobb a 182 méteres Oszlopos-barlang (Střipová jaskyňa). Nem tudni a sok barlang közül melyikre vonatkoznak a mondák (*BARÁZ, KISS, PALKOVICS* 2010). A Pogányvár mondakörének legfajsúlyosabb részét azok a kincsmondák alkotják, amelyek a föld gyomrában rejtőző aranyról, kádakba, hor-dókba rejtett kincsekről, és egy ugyancsak pogány bálványként szolgáló aranyborjúról mesélnek. Megszerzésükre valamely jeles nap (Szent György napja, nagypéntek) kínálta a legmegfelelőbb alkalmat, hiszen ilyenkor »tisztított az arany«, mely a földből kicsapó lángokkal mutatta meg elrejtésének helyszínét. A kincskigyűlés helyszínének megfigyelése vezette sikerre azt az ajnácskői molnárlegényt is, aki kétheti kitartó ásás után buk-kant rá egy »mindenféle kincseket és drága portékákat« rejtő vaskoporsóra a Pogányvár nyugati oldalán található Vaskapu tájékán. Más kincses monda

szerint a pásztort egy emberi nyelven megszólaló béka vezette a kincs nyomára, mivel ő korábban megosztotta szűkös elemózsiaját az állattal. Önzetlen magatartása jutalmául beavatást nyert a kincs megszerzésének módjába, s megtudta, hogy nagypéntek napján – addig, amíg az egyházasbásti (Nová Bašta-i) templomban a passiót éneklük – a hegy egy bizonyos pontján egy sziklaajtó kinyílik, és felfedi a mögötte rejlő kincseket.

Egy másik monda is ismert a pogányvári kincsekről (JAKAB évszám nélkül), mely a következőképpen hangzik: *„Egy kondás jött az Alföldről a környékre (mármint a Pogányvár környékére) makkot szedni. Egy este egy kis asszonyka ment hozzá, és leült mellé szóatanul. A kondás egy kis szalonnaszíros kenyeret adott az asszonykának, aki cserébe elvezette őt erre a helyre. Azt mondta az asszonyka, hogy olyat ad neki, amit még az unokái is megemlegetnek. Hirtelen megnyílt a föld a kondás előtt, aki temérdek pénzt látott az üregben. A kondás háromszor ment le akkor, megtöltötte a csuháját, majd mikor végzett, a föld becsukódott. Máskor is elment oda és kocsiszín vitte el a sok pénzt. Akkor a helyiek tartottak a csodától, egyikük elmondása szerint a kondáson kívül más is látott egy kisasszonyt ülni a fa tövében, »akinek akkora melle volt, mint egy félakós (kb. 30 literes ?!) hordó«, de hívásra sem mert odamenni.”*

Balatonkenesén a Tatár-likakhoz fűződő egyik mondát LIPTÁK (1972) örökítette meg. Ennek rövidített változata a következő: *„Élt Kenesén egykor egy Lóki Vendel nevű szegény halász. Kicsiny vert falú háza a Balaton partján a Magasfal alatt állt. Egy kora őszi napon hatalmas szélvihar tombolt a tájon és összedöntötte a halász házát, aki alig tudta a felborított ladik alá menekíteni három gyermekét, amíg a feleségével mentették, ami megmaradt. Másnap megpróbált fedelet keresni családjának. A rokonok is szegények voltak, így elutasították. A bíró szintén durván és kioktatóan küldte el, mondván, nem tud szállást adni, de ott vannak a falu végén a tatárlikak. Száz éve még örült a szegény népség, ha ott meghúzódhatott. Ezek után Lóki Vendel kinézett magának és családjának a partoldalban egy lyukat. Kitakarította a csaknem betemetett löszbarlangot, felhordta kevéske holmiját, majd felvitte a családját is. Egy év eltelt után már a lakás bővítésén dolgozott. Összekötő járatot fűrt a szomszédos lyukhoz. Amikor annak alját mélyítette, megcsikordult a fejszéje. A barlang aljából öreg vasládika került elő. Rozsdás zárja szinte magától felpattant, benne pedig rengeteg ezüst és arany érme volt. Családjának nem szólt a dologról, de egész éjjel gondolkodott, mitévő legyen. Nem akart magának gondot és bajt venni. A ládikát a rengeteg pénzzel elvitte a bírónak, mondván ez a pénz nem illeti őt, hisz az egyik tatárlikban találta. A tatárlikak pedig mindig a falu szegényeiei voltak, tehát az övük a talált pénz is. Azt mondta még a bírónak: Használja kegyelmed*

úgy, hogy a kenesei bírót a sors soha ne szorítsa arra, hogy egyetlen hajlékát veszített emberrel is úgy beszéljen, mint ahogy azt velem tette!”

A borsodnádasi Vajdavár barlangjába még nem tudtunk bejutni, de a feltételezett üregrendszer fölött, a felszínen számos használati tárgyat és pénzérmét találtunk (3. ábra).



3. ábra: A Vajdavár barlangja fölött talált 1200-as években vert ezüstpénz, az ún. "friesachi dénár"
Fig. 3: Silver coins the so called "friersach denarius" minted in the 1200s found above the Vajdavár Cave

Rablóbarlangok (betyárbarlangok)

A legtöbb barlangokhoz kapcsolódó monda a betyárokhoz köthető. Azt lehet mondani, hogy egy magára valamit is adó hegyvidéki falu határában kell, hogy legyen legalább egy olyan üreg, amely nevében vagy népi elnevezésében valamely szegény, bujdosó legény nevét viseli. Magyarországon összesen huszonhárom betyár- vagy bujdosóbarlangot ismerünk, ezek közül tizenhat található nemkarsztos kőzetben (Diósjenő, Mátrakereszt, Pákozdi /2 db/, Perőcsény, Pilisszentkereszt, Pomáz, Regéc, Ságvár, Sály, Sukoró,

Szentdomonkos, Szentkút, Szomolya, Tarnalelesz, Velem).

A legismertebb zsványmondás barlang a Kis-Péter-mennykői Rózsa Sándor-barlang. A történetét *MAJOROS* Zsuzsanna jegyezte le 1991-ben Pillér Tibor gyűjtése alapján, aki az 1913-ban született nagybózsvai Kovács Andrástól hallotta a történetet: „Nagyapám Rózsa Sándor legénye vót. Egyszer a pandúrok egészen a hegyekbe fel űzték Rózsa Sándort és legényeit. Kilencen vótak. Mikor már a Kispétermennykőnél jártak, a pandúrok egyszercsak látják, hogy a betyárok felvágtnak a hegytetőre, eltűnnek szem elől, majd előbukkannak a túloldalón a lovak, lovasok nélkül, és elvágtnak onnan. A hegytetőt körülkerítették, de az embereknek nyomuk veszett, mintha a föld nyelte volna el őket!... Nagyapám mesélte, hogy egy hársfa tövében nyílt egy barlang, és oda húzódtak be addig, amíg a veszély el nem múlt.”



4. ábra: Leereszkedés a mátrakeresztesi Vidróczki-barlanghoz
Fig. 4: Descent to the Vidróczki Cave near Mátrakeresztes Village

A Mátrában Vidróczki Mártonhoz kapcsolnak mondákat. Mátrakeresztes határában található a híres gázhólyag barlang, a Vidróczki-barlang, melyről azt tartja a monda, hogy Vidróczki az általa lopott kincseket ide rejtette el. (4-5. ábrák) Azt is beszélik, hogy az Ágasvár alatt lévő Csörgőlyukban is bujdosott, illetve a barlang melletti forrásnál (Vándor-forrás) itatta lovát, sőt, még egy csónakot is készített a 428 méter hosszú barlang mélyzónájában található tavon való csónakázásra. Vidróczki híre egyébként

messze túlterjedt a Mátrán. A nép elképzelése szerint az ő menedékhelye volt a sályi Lélek-lyuk és a tarnaleleszi Farkas-lyuki-kőlyuk is.



5. ábra: A Vidróczki-barlang bejárata
Fig. 5: Entrance to the Vidróczki Cave

Löszbe vágott mesterséges üreg a ságvári Betyár-barlang (ESZTERHÁS 2013). Mondája a következő: „»Somogyban híres betyárok »termettek«, így a két Patkó testvér, János és Pista. Későn kezdték a betyár-életet. Túl a harmincon, de aztán hamar hírnévre tettek szert. 1860 táján összeveszett a két testvér. Pista a ki a Koppány-völgyét választotta betyár-élete helyszínéül. Patkó Pista volt az, aki bandájával a környéket járta, őket tartották a 12-es szoba (a Betyár-barlang másik neve a 12-es szoba) lakóinak. Hajdan akkora volt a rejtekhely bejárta, mint egy nagyobb rókalyuk, aki nem ismerte a helyét, nem is sejtette, mit rejt a földbe vájt szállás.” Az

1800-as évek második felében állítólag betyártanya volt. Úgymond Patkó Pista (született Tóth István 1829-1862), valamint az ő embereinek volt a rejtékhelye. Az üreggel szemben, lent a Jaba-völgyben volt az ún. Ketteskút és mellette egy csárda. Az állathajtók és más utazók itt megpihentek. Rájuk csapott le alkalmasint Patkó Pista és bandája (6. ábra).



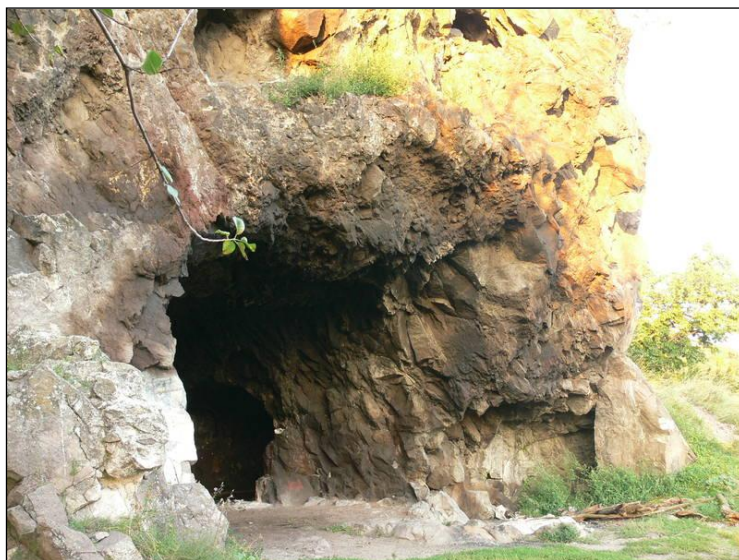
6. ábra: A ságvári Betyár-barlang felmérése
Fig. 6: Survey of the Outlaw Cave near Ságvár Village

Remetebarlangok

A legtöbb remetebarlang tufába, agglomerátumba vagy homokkőbe mélyülő barlang, amelyet vagy mesterségesen hoztak létre, vagy természetes barlangokat alakítottak tovább (Demjén, Ecseg, Gyöngyös, Kács, Nagymaros, Pilisszentkereszt, Szentkút, Szurdokpüspöki, Tihany, Zalaszentő). A legismertebbek mind közül a tihanyi Barátlakások és a nagymarosi Szent Mihály-hegyi Remete-barlang, melyekhez kapcsolódó legendákat többen is gyűjtötték (PESTY 1864, RÓMER 1868, KOLACSKOVSKY 1938, PÁPA 1943, ESZTERHÁS 1999).

A 19. században született a legenda a nagymarosi Remete-barlanggal kapcsolatban. Egy szerzetesnek látomása volt és a szél fúvásában hallani vélte az angyalok hárfázását. Látomása után visszavonult a Szent Mihály-

hegyen található barlangba, s ha a falusiak felkeresték, hogy vallási és világi dolgokban tanácsot kérjenek tőle, okos szamarának „iá”-zó jelzésére mindig visszavonult a barlangba, és onnan osztotta tanácsait. A szamár a hátára kötött két vödörrel minden nap leballagott a Dunához, beállt a vízbe olyan mélyre, hogy a vödrök megteljenek, majd a falun keresztül, hol a falusiak ráaggatták a remete ellátására szánt ajándékaikat, visszaballagott gazdájához. Egyszer a Duna áradásakor a szamár vízbe fulladt, majd segítőtársának elvesztése miatt bánatában a remete is vízbe ölte magát. A legendának ismert egy másik befejezése is, miszerint a falubeli csibészek kővel rakták tele szegény szamár hátán a vödröket, aki a nehéz súly miatt nem tudott kikapaszkodni a Dunából és megfulladt. A remete hiába várta a vizet, az ellátást a faluból, és éhen halt (7. ábra).



7. ábra: A Nagymarosi-remetebárlangok szílatemploma
Fig. 7: Rock church of the Hermit Caves near Nagymaros village

A mátrai (gyöngyösi) Remete-bárlanghoz kapcsolódó mondát PÁPA (1942) a következőképpen írta le: „Fenn a Mátrában a Nagyparlag közelében van egy jelentéktelen kis bárlang, inkább csak sziklaüreg, a Remete-lak, melyhez az alábbi történetet fűzi a szájhagyomány: Ebben a bárlangban remetéskedett Valgatha – előbb cseh rablóvezér – mint a Máttra egyik remetéje. Ez a cseh rablóvezér ugyanis egyéb gonoszságok között egy tündérszép leánynak a jegyesét leszúrta, a szép Ilust pedig elrabolta és Dédes várába vitette, ahonnt idők multával megörlve került vissza falujába. A jegyese, Dezső kiépülván halálos sebéből bosszút esküdött és Dédest meglepte embe-

reivel, Valgathát elfogta, szemeit kiszúrta, rabul elhurcolta. Amint versben is meg van énekelve:

»Sok esztendő múlva egy vak remetére
Bukkantak a Mátra-hegyek tetejébe,
Kinek a szakálla olyan hosszú volt már,
Hogy a földet érte, feje kopasz volt már.«

*Majd tíz évig volt így ez a vak remete s állítólag a szomszédos
vörösmarti barátok tartották étellel és vigasztalással”*

A Tátikán szintén ismerünk remetebarangot (8. ábra).



8. ábra: A Tátikai-remetebarang bejárata
Fig. 8: Entrance of the Hermit Cave in the Mount Tátika

Vadlánybarlangok (vadlánylikak)

A Vadlány-lik kifejezés eredete a német Wildmädchenloch-ra vezethető vissza, és hozzájuk a legtöbb esetben valamilyen tragikus szerelmi történet kapcsolódik mondaként. A legismertebb Vadlány-lik a Kovácsi-hegyi bazaltutcában, Nagygörbő területén található. A barlang belső elrendezése olyan, hogy akár hosszabb idejű tartózkodásra is alkalmas (9. ábra). A bar-

langhoz kapcsolódó egyik mondát *HORVÁTH* Elek plébános 1928-ban a következőképpen jegyezte le: „*Van ezen a hegynek egy benyílója a sziklaországba, ahová bebocsátkozva az ember egy barlangot talál, amelynek a berendezése tényleg emberi munkára vall. Van a barlangban valóságos kőtűzhely, kőágy, kőasztal, kőpad stb... Egy feltűnően szép leány szerelmes lett egy szegény legénybe (jelenlegi szóhasználatban betyárba), akiért élt-halt. Mikor a leány szülői rájöttek idilljére, mindent megtettek, hogy ezt a szerelmet csírájában elfojtsák. – Sőt alattomban, a leányt fölbiztatták, hogy csak hívja meg kedvesét, hadd lássák a legény derék voltát és látván őt a házasságba beleegyezzenek. – A leány, akit éjelen szokott a kedvese felkeresni, felbiztatta kedvesét, a szülők szerető látogatására. A gyanútlan leány így lépre csalta kedvesét. A leány apja vendégül fogadva a legényt dúsan megvendégette és amikor már mámorosak voltak, kicsalta, hogy hadd mutassa be istállója gazdagságát. Kérve az istállóba, az ott elbújtatott zsandárokkal elfogatta, láncra verette és az urak kezeibe adta. Ez az eset a leányt annyira megviselte, hogy beleőrült fájdalmába. Elbujdosott. És soha többé nem látták. Csak esténként hallották a környék lakói a bánatos leányéneket... Évek múlva találták meg ruháit és csontjait a barlangban.*”



9. ábra: A nagygörbői Vadlány-lik bejárati aknája
Fig. 9: Entrance shaft of the Wild Girl Cave near the settlement of Nagygörbő

A Kovácsi-hegyi Vadlány-likről egy másik mondát ismerhetünk meg *LUGOSI* (2013) tollából. 2013. április 11-én Zalaalövön rendezték meg Zala megye mondairó pályázatának eredményhirdetését. E pályázat első helye-

zettje lett a Sümegcsehi Általás Iskola akkor 6. osztályos tanulója, Lugosi Csenge Anna (10. ábra). Az általa írt mondát teljes egészében ismerttettem: „Kovács-hegyi Vadlány-barlang (valójában Kovácsi-hegyi) Valaha élt Zalaszántón egy gyönyörű lány. Apja egyedül nevelte. Már gyermekkorában látszott, hogy más mint a többiek. Vörös haja, zöld szeme, finom vonásai, vadóc természete miatt kirítt a falusiak közül. Ahogy fiatal nővé cseperedett még szebb lett. A lányok, asszonyok nem barátkoztak vele, mert irigyelték szépségét és képességeit. Sok fiatalembernek akadt meg rajta a szeme, de feleségül venni mégsem akarták, mert egyrészt szegény volt, másrészt boldognak tartották. Beszélt az állatokhoz, sőt értett a nyelvükön, gyógyította a háziállatokat. Az erdei állatok sem féltek tőle. A növények gyorsabban nőttek csodás énekétől. Egy sérült rókát talált, meggyógyította, s az állat később is vele maradt, ugyanígy egy erdei fülesbagoly is. Velük járta a határt. Jobban ismerte a gyógynövényeket, mint bárki. Egyedülálló megérzései voltak. felgyulladt az öreg bíró háza, benne volt a bíró. Mindenki tehetetlenül nézte az égő házat messziről és hajtogatták, hogy valamit tenni kéne, de meg sem mozdult senki. Hirtelen kiugrott a tömegből valaki, és biztos léptekkel a ház felé indult. Az izzó lángok megvilágították vörös haját. Bevetette magát a lángok közé. A dombról mindenki lélegzetét visszatartva várt. A lány azonban még mielőtt a ház teljesen összeomlott volna megjelent. Maga után vonszolta az eszméletét veszített öreg bírót. Teljesen össze volt égve. Ám a lányon egy égésnyom sem volt. A falusiak összesúgtak. Végre valakinek eszébe jutott, hogy a lakásába vigye a bírót. Másnap az öreget menthetetlennek mondták, oly súlyosak voltak égési sérülései. Egyszer csak a lány jelent meg az öreg ágyánál. Néhány növényből készített főzet levével borogatta be a bíró egész testét. Mekkora volt a meglepetés, mikor pár nap múlva az öregúr felépült. – Most már biztos, hogy boszorkány – sipította egy asszony. – Az, bizony! Máglyára! – kiáltották egyre többen. – Kalodába! Kalodába is zárták, és este már rakták a máglyát. A sötétben a kaloda fölé osont valaki. Nyílt a zár, és a lány menekült az erdőn át a Kovács-hegy felé. Mintha valaki súgta volna neki, »Erre gyere!« Amikor a falusiak észrevették eltűnését, kapákkal, ásókkal, kaszákkal, sarlókkal, fáklyákkal rohantak utána. Voltak, akik csak egy-egy követ kaptak fel. – Erre! Erre! – szólt újra egy hang a lányt körbefonva a sötét erdőben. Mintha a föld alól jött volna a titokzatos hang, vezette a lányt az éjszakában. Bokrok szétnyíltak előtte, fák félrehajlottak, de amerre ment, csak tömör bazaltfalak voltak. A lány mégis követte a suttogást. Zsákutca! Már látta a villogó kaszákat, fáklyákat. Ekkor megnyílt a sziklafal és egy barlang bejárata tárult a menekülő elé. Nem tétozva, bement. A barlang szája előtt a növények összehajlottak, elrejtve a nyílást. Így az üldözők nem találtak rá soha. Ott élt rókájával és baglyával

örökre, forrásvízen és erdei gyümölcsökön, a természetre támaszkodva, vadon. A falusiak még néha hallották gyönyörű, titokzatos énekét, de megtalálni soha nem tudták. Évtizedek teltek el, lassan el is felejtették a lányt. Egyszer aztán egy eltévedt vándor talált egy barlangnyílást a Kovács-hegy fekete bazaltszikláiban. A barlang több részből áll, benne szinte egy kis lakás, kőasztal, kőágy... Ekkor jutott eszébe a falu öregjeinek a titokzatos lány, aki valamikor menedéket talált a sötét sziklák között, s bár tudták, ott él a hegyben, soha nem találtak rá. Azóta is úgy hívják a barlangot: »a Kovács-hegyi Vadlány-barlang.«”



10. ábra: Lugosi Csenge a 2013-as zalai mondairó verseny győztese
Fig. 10: Csenge Lugosi won the legend writing competition of Zala Region in 2013

Bánhorváti mellett van a Damasa-szakadék, amely tíz barlangot is rejt magában. E barlangokat és a hozzájuk tartozó legendát dolgozta fel KOVÁCS, ZÁMPORI (1996) diplomamunkájában. A legenda szerint a Bánvölgy gazdájának, Damasának volt egy csodálatosan szép lánya, Rózsika, aki egy pásztorba szeretett bele. Mivel apja ellenezte ezt a kapcsolatot, ezért a szerelmesek titokban találkoztak az erdőben, ahol maguk lehettek. Egyik ilyen titkos találkozásukra véletlenül betoppant a lány apja, aki éktelen haragra gerjedt és elátkozta a szerelmeseket: „A hegy törje össze a koponyáto-*kat.*” Az átok valósággá vált, a hegy összeomlott, és maga alá temette a szerelmeseket. Csontjaik szétszóródva mind a mai napig megtalálhatók a szakadék barlangjaiban. Más mondák szerint csak Damsa Rózsika lelte halálát a szakadékban, amelybe beleesett.

Eredmények

Összefüggéseket keresve a mondák között megállapítható, hogy a magyar, a német és az osztrák barlangi mondák egy része azonos töről fakad. Ilyenek a boszorkánymondák (Hexensagen), a vadlánymondák (Wildmädchensagen). A kincseket rejtő magyar barlangi mondák között sok az azonosság. Öt, hat monda egy-egy részlete teljesen kicserélhető. A kincsekhez évente egyszer, többnyire egy-egy jeles egyházi ünnep alatt hozzá lehet férni, ha valaki ismeri a bejárat helyét. Amikor a pap az úrfelmutatást végzi a templomban, akkor egy virágzó bokor, vagy fa ajtó módjára kifordul és mögötte a kincsekkel megrakott barlang. A kincsekből csak mértékletesen szabad venni, mert az ajtó hamar záródik. A barlangbejárat helyét egy megsegített béka (vagy más állat) esetleg egy asszony árulja el. Az is előfordul, hogy egy imbolygó lángnyelv mutatja az utat. Erre mondják, hogy „*tisztul az arany*”. A vadlánymondák esetében gyakori, hogy egy tehetős apa nem kívánja lányának a szegény választottját elfogadni és ez vezet tragédiához

IRODALOM

- anonim* (?): A Patkó testvérek
– www-Sagvar.eoldal.hu/cikkek/latnivalok/betyarbarlang.html
- BARÁZ CS., KISS G. (2007): Az ördögtornyoktól s patkónyomos kövekig – Bábakalács füzetek 10. a Bükki Nemzeti Park kiadványa, Eger p. 42
- BARÁZ CS., KISS G., PALKOVICS GY. (2010): Tájban élő eredetmondák – Bábakalács füzetek 15. a Bükki Nemzeti Park kiadványa, Eger pp. 15-17
- BARISKA I. (2000): A kéklő Írottkö – Savaria Tourist Kft. Szombathely
- BÉL M. (1737): Notitia geographico-historica Comitatus Vesprimiensis, Simeghiensis et Szalaiensis – kézirat az OSZK-ban, Budapest
- ESZTERHÁS I. (1999): Legenden über vulkanische Höhlen in Ungarn - Slovenský kras, Acta Carsologica Slovakia, International Symposium on History of Speleology and Karstology, Liptovský Mikuláš pp. 29-35
- ESZTERHÁS I. (2013): Barlangszerű löszüreges Külső-Somogyban – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adat-tárában, Budapest pp. 139-160 és www.sagvar.eoldal.hu/cikkek/latnivalok/betyarbarlang.html
- GYURKOVITS GY. (1737): Notitia geographico-historica Comitatus Vesprimiensis, Simeghiensis et Szalaiensis, kézirat az OSZK-ban, Budapest
- HORVÁTH E. (1928): Napló – kézirat a Georgicon Könyvtárban, Keszthely op. citi pp. 176-178
- JAKAB Gy. (évszám nélkül): Medvesalja, ahol a barkók élnek –

tarjanikepek.hu/?p=3782

KOLACSKOVSKY L. (1938): A Börzsöny múltja a néphagyományok szerint – Turisták Lapja (50. évf.), Budapest pp. 1865-190, 311-318

KOVÁCS A. – ZÁMPORI Z., (1996): A bánhorváti Damasa-szakadék kutatásának eddigi eredményei – kézirat, diplomamunka a Miskolci Bölcsész Alapítvány Egyetemén, Miskolc

LIPTÁK G. (1972): Kenesei barlanglakók – Amiről a kövek beszélnek

LUGOSI CS. A. (2013): Kovács-hegyi Vadlány-barlang – zaol.hu/.../-megszolalt-a-fold-kihirdettek-a-megyei-mondairo-palyazat-eredmenyet

LUKÁCS K. (1943): A balatonfelvidék földrajza kétszáz év előtt – A Magyar Biol. Kutatóintézet Munkái (15. köt), Tihany p. 268

MAILLY, A. (1931): Sagen aus dem Burgenland – Österreichischer Bundesverlag, Wien

MAJOROS ZS. (1991): Kispétermennykői barlangok – Kézirat a Bükk Nemzeti Park adattárában, Eger

MOCSÁRY A. (1820): Nemes Nógrád Vármegye Históriai, Geológiai és Statistikai Esmertetése – Petróczai betűivel (III: kötet), Pest

NYÍRŐ ZS. (2009): A Szent György-hegyi jégbarlang legendája – Kisapáti a 900 éves község, www.kisapati.hu/index.php/a-joomloral-bovebben

PÁPA M. (1943): A barlangok romantikája – Barlangvilág, pp. 1-23

PESTY F. (1864): Magyarország helynevei – Kézirat az OSzK-ban, Budapest (Zala fol. 276)

RÓMER F. (1868): A barlangokról, nevezetesen a magyarhoni lakott barlangokról – Arch. Közlemények, VII.(2), pp. 110-145

TOMPA M. (1846): Népregék, népmondák – Pest

VÉGH J. (1994): Diósjenő – Nógrád megye települései sorozat kötete, Mikszáth Kiadó, Horpács p. 46-48

ZEBU (2008): A Szent György-hegy sárkánya - /Nagyvilág/ beküldte: Zebu / 2008.11.22:40

**A KLATRÁTOK JELENTŐSÉGE A KARSZTOSODÁS FOLYAMA-
TÁBAN
GONDOLATOK A METÁNHIDRÁTOK ANALÓGIÁJÁRA**

**THE IMPORTANCE OF CLATHRATES IN THE KARST
PROCESSES
THOUGHTS ON THE ANALOGY OF METHANE HYDRATES**

UNGER ZOLTÁN – DEÁK GYÖRGY

ELTE-SEK-Földtudományi- és Földrajzi Intézet, Földrajz Tanszék

unger.zoltan@sek.elte.hu

Abstract: The clathrates are generally known as methane hydrates and are results of the thermodynamic processes, when a guest molecule is trapped in the frozen ice cage. In the case of the methane hydrates the methane as a non-polar molecule is trapped by the frozen ice in deep sea environment. The cages are formed by several polar water molecules with hydrogen bond forming three type of clathrates (sI; sII and sH). These are also formed and documented in the permafrost zone. The guest molecules are not only methane in clathrates, but several other molecules like CO₂ and SO₄²⁻. In the case of glacio-karsts when the ice melts, these guest molecules may generate a more aggressive water. These acid waters can be responsible in the for the intensive karstic processes, in forming the caves.

Keywords: clathrates; guest molecules, permafrost, karstic processes

Bevezetés

A latin *clathratus* szó jelentése „ketrecbe zárt”, és az elnevezés a jég-metán anyag-kombináció szerkezetére utal, ahol a jégkristályok által formált apró ketrecek ejtik csapdába a vendég molekulákat (SOLAN 2003). Leggyakoribb vendégmolekulák a metán, etán, propán, izobután, n-bután, nitrogén, széndioxid, kénhidrogén (MAHAJAN *et al.* 2007). Azaz, a klatrát-hidrátok olyan kristályos zárványvegyületek, melyek egy háromdimenziós hidrogénkötésű víz gazdamolekulából és egy vagy több vendég molekulából állnak, az egyik körülveszi a másikat egy ketrecszerű rácsban (NAGY 2013). Köztudott, hogy a permafroszt térségben, még ma is jelentős CH₄ mennyiség fordul elő metánhidrát formájában.

A vendég molekulák közt nemcsak metánt találunk, de ott vannak a zömmel a vízben oldódó, vagy diszperz formában található molekulák, és ionok. Ilyenek többek közt a CO₂, SO₄²⁻.

Felmerül a kérdés, hogy a jégkorszakban a tágabb Kárpát-medencei térség permafroszt, valamint részleges és ismétlődően befagyó jégvilágában vajon milyen vendégmolekulákat találunk a jégbe zárva?

Véleményünk szerint a CO_2 és SO_4^{2-} ionok is becsapdázódhattak a felszíni jégbe, akárcsak a metán a tengerekben. A jég olvadék vizei szabaddá tették a becsapdázódott molekulákat, amelyek az olvadék vizeket sokkal savasabbá tette és így agresszívabb karsztosodást eredményezhetett.

A karsztos jelenségek kialakulásánál az oldóképességhez öt tényező járul hozzá. Ezek az alábbiak:

- nagy mennyiségű olvadék víz;
- ennek az olvadék víznek a nyomása;
- alacsony vízhőmérséklet (ekkor nőhet a CO_2 , SO_4^{2-} koncentráció);
- a víz áramlási sebessége (gyorsabb áramlás növekvő beoldódás);
- a jég szigetelő hatása, amely alacsonyan tartja a víz hőmérsékletét.

A klatrátok

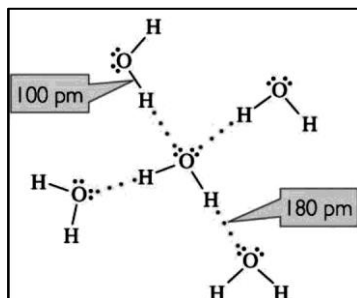
A klatrátok olyan kristályos vegyületek, amelyek szerkezetéből adódóan egy ketrecet képeznek és ebbe a megfagyáskor egy vendég molekulát képesek csapdázni (NAGY 2013). A leggyakrabban emlegetett klatrát – részben helytelenül – a környezetvédők által rettegett metán hidrát, amelyből az óceánok és tengerek aljzati üledékeiben nagyobb mennyiség áll rendelkezésre, mint az eddigi összes ismert szénhidrogén vagyon. A kockázat abban rejlik, hogy a globális felmelegedéssel ezek java része a légkörbe kerülhet tovább fokozva a felmelegedés ütemét. Sőt a permafroszt zóna térségében is jelentős a felhalmozódás, ahol a tartós alacsony hőmérséklet időszakos emelkedésével természetes úton számos metán kitörés történt, és történik napjainkban is.

E metán klatrátok – mert ez a helyes kifejezés – számos olajipari cég kutatási homlokterébe került, de a mai napig nincs publikus információ, hogy ipari méretű termelés folya ezekből az üledékekből. Még „égő-jégnek” is szokták nevezni e metán klatrátokat, ugyanis ha meggyújtják vörös lánggal ég (NEMES 2015).

A metán klatrátok nem ismeretlenek a gáztermelő szakemberek előtt, ugyanis hűvösebb hőmérsékleti viszonyok között, főleg télen, számtalanszor találkozunk vezeték elfagyásokkal, és metanolos kezeléssel hamarosan újra indulhat a metántermelés. Sőt még a szeparátorokba is megjelenhet a metán klatrát, amit el kell távolítani a működés folytatásához. Ebből is látszik, hogy a klatrátok kialakulása a termodinamikai körülmények alakulásától

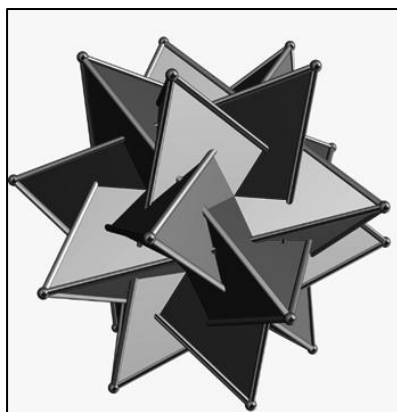
függ, azaz ahol kedvező p és T körülmények között, érvényesül a Gay-Lussac (azaz Amontons) izochor törvénye.

Hidrátok esetében a víz molekulák hidrogénkötéssel kapcsolódnak egymáshoz, a víz molekulák 180pm-re helyezkednek el egymástól és más molekulák jelenlétében gyűrűvé záródó szerkezetet képezhetnek (1. ábra).



1. ábra: a hidrogénkötés, ahol a H hidak 180pm-el kötik össze a víz molekulákat
 Fig.1. the hydrogen bonds, where the H bridges link the water molecules with a distance of 180pm

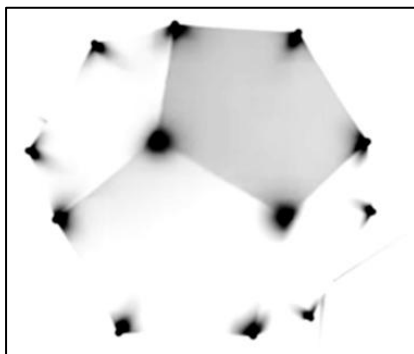
Ha egy metán tetraéder molekula megjelenik a rendszerben, akkor ennek a hidrogén molekulái a víz oxigén molekuláival egy gyenge van der Waals kölcsönhatásba kerülnek. Ezt Debye féle indukált polarizációnak nevezik. Már a legegyszerűbb metán-víz szerkezetben, a metán molekulában is szabad belső forgás van (SUNRAM *et al*, 1994.).



2. ábra: A metán tetraéder forgásában a négy szélső helyzet, a csúcsok egy-egy pentagont rajzolnak ki és együtt egy dodekaédert.
 Fig. 2. The four extreme position of the methane tetrahedron rotation, which vertices form pentagons and together a dodecahedron.

Ha elképzeljük a metán tetraéder forgásában a négy szélső helyzetet (2.ábra), akkor a csúcsok egy-egy pentagont rajzolnak ki és ezek együtt egy

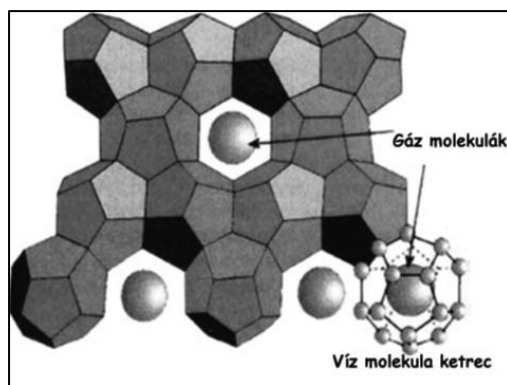
dodekaédert (3.ábra). Ennek csúcsai a víz oxigén molekulái és ezekkel kerül gyenge indukált polarizációs kölcsönhatásba a bezárt metán hidrogénje. Ez az állapot rögzül a befagyással, ugyanis a dodekaéder az a szabályos poliéder, amelynek a térfogata a legnagyobb és az él hossza a legkisebb, 66,5%-ban tölti ki a dodekaéder köré írt gömb térfogatát.



3. ábra: A dodekaéder csúcsai a víz oxigén molekulái és ezekkel kerül gyenge indukált polarizációs kölcsönhatásba a bezárt metán hidrogénje.

Fig. 3. The vertices of the dodecahedron represent the oxygen of the water molecules, which creates an induced polarisation (Debye effect) with the hydrogen of the methane.

A klatrátok típusai

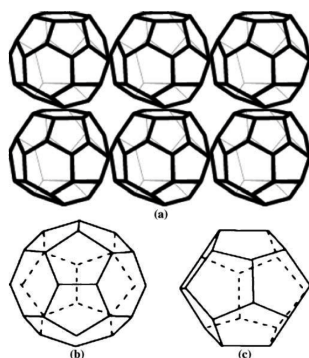


4. ábra: Az sI. típusú klatrát szerkezete
Fig. 4. The structure of the sI. type of the clathrates

A klatrátok a szerkezetüket illetően három csoportba sorolhatók, attól függően milyen szerkezetet alkotnak. Két köbös szerkezetet (sI. és sII.) és egy hexagonális szerkezetet (sH.) ismerünk (Nagy 2013).

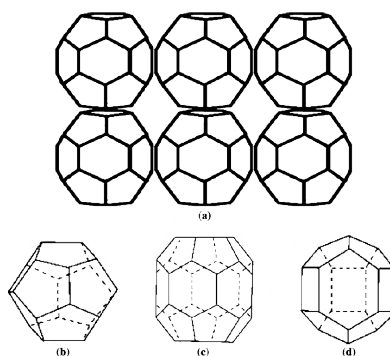
Az **sI**. típusú klatrát (4. ábra) 46 víz- és 8 vendégmolekulából (5,8 Å átmérőig) áll, 2 kicsi- és 6 közepes méretű üreggel. Az elemi térrácsot 2 db dodekaéder és 6 tetrakaidodekaéder alkotja.

Az **sII**. típusú klatrát (5. ábra) (a) 136 víz- és 24 vendégmolekulából (6,9 Å átmérőig) áll, 16 kicsi- és 8 nagy méretű üreggel. Az elemi térrácsot 16 db dodekaéder (c) és 8 hexakaidodekaéder (b) alkotja.



sII gáz hidrát kristályos szerkezete: (a) általános, (b) hexakaidodekaéder, (c) és dodekaéder

5. ábra: Az sII. típusú klatrát szerkezete
Fig. 5. The structure of the sII. type of the clathrates



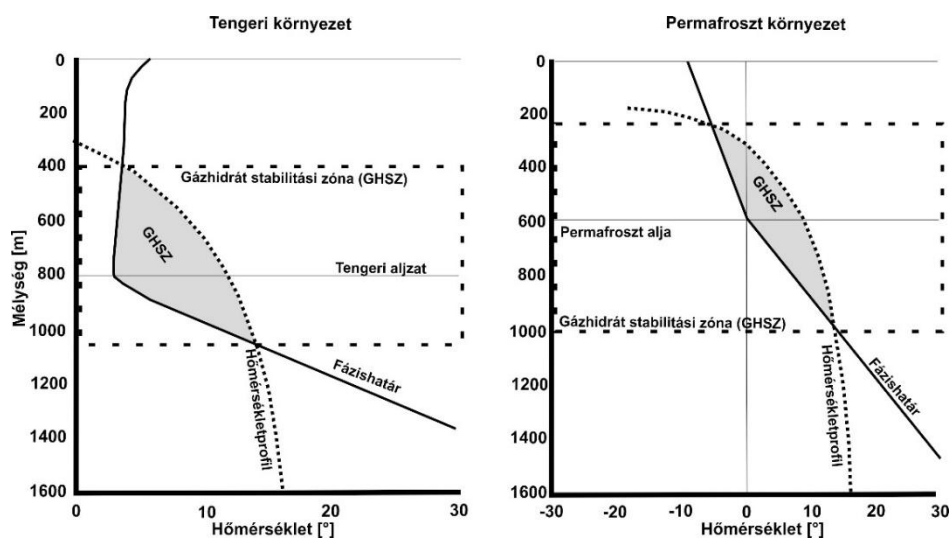
sH szerkezet: a, általános; b, ötszögű dodekaéder; c, ikozahedrális; d, szabálytalan dodekaéder

6. ábra: Az sH. típusú klatrát szerkezete
Fig. 6. The structure of the sH. type of the clathrates

Az **sH**. – hexagonális szerkezetű - klatrát (6. ábra) (a) 34 víz- és 6 vendég-molekulából áll. Az elemi térrácsot 3 db dodekaéder (b), 2 szabálytalan dodekaéder (d) és 1 db ikozahedrális (c) alkotja.

A klatrátok képződési környezete

Területi megoszlásuk alapján két geológiai környezetben fordulnak elő a metán-klatrátok: Mélytengeri környezetben és permafroszt területeken. Rüppel (2011) diagramja (7.ábra) a gázhidrát-stabilitást mutatja az óceáni üledékekben, illetve a permafroszt területen. Mindkét esetben a folytonos görbe fázis határt-, a szaggatott vonal a hőmérséklet profilt mutatja és a GHSZ a görbék által határolt terület jelenti gázhidrát stabilitási zónát. A 7A. ábrán látható, hogy a tengeri környezet esetében kb. 1100 m-es mélység nyúlik a GHSZ, 800 m mélyen van a tengerfenék. Elméletben, ez alatt is stabilak a gázhidrátok azaz a legfelső kb. 200-300 m-es tengeraljzati üledékekben (ahol a geotermikus gradiens görbe metszi a fázishatár görbét). A gázhidrát-tartalmú üledékek alatt szabad gáz is előfordulhat, ami beépülhet a GHSZ-ba. Az üledék geotermikus gradiensétől és az óceán hőmérsékletétől függően, a gázhidrát stabilitási zóna kb. 300-500 m vastag a kontinentális peremeken, és több mint 1000 m vastag is lehet a mélytengeri üledékekben.



7. ábra: A gázhidrátok stabilitási zónája (GHSZ) a tengeri (A)- és a permafroszt (B) környezetben (Rüppel 2011 diagramja alapján)

Fig. 7. The Gas Hydrate Stability Zone (GHSZ) from the marine (A)- and permafrost (B) environment (redrawn after Rüppel 2011)

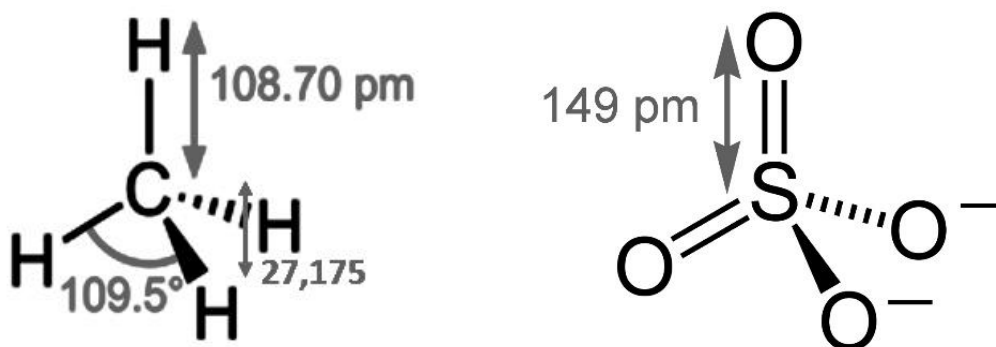
A 7B. ábra: A permafroszt helyzet esetében a geotermikus gradiens a mélység alapján mutatja, hogy a hidrát zóna a permafroszt üledékek felszínétől számítva kiterjedhet több száz méteres mélységig. Számunkra ez

utóbbi 7B ábra fontos, mert a negyedidőszaki eljegesedés során számos mennyiségű és változatos molekula csapdázódhatott.

A klatrátokban csapdázott molekulák

A klatrátok esetében legtöbbször a metánhidrátokról hallani, holott számos egyéb vendégmolekula is helyet kap a „*ketrecekben*”, amelyek a rendszerben benne vannak és főleg a permafrosztos és glaciokasztos jelenségeknél jelentős szerepet kapnak.

A klatrát képződésének egyik feltétele, hogy a vízmolekulák rácsképződése létrejöjjön és a vendég molekulák beférjenek a méretük és alakjuk alapján a vízmolekularácsok üregeibe. Eddigi tapasztalatok szerint 130pm (~1,3Å) ionrádiusz jelenti e határt. A metán tetraéder molekula épp ekkora méretű (8. ábra), (1,087 Å + 0,27Å = 1,36Å)



8. ábra: A metán és a szulfát molekula mérete
Fig. 8. The methane and sulphate molecule size

A második alapfeltétel, hogy a vendég és a vízmolekula között ne lépjen fel kémiai reakció pl. hidrolízis, továbbá a vendégmolekula hidrogénje ne bontsa meg a víz hidrogén hídrait. E két feltételnek megfelelő molekulák - a metánon kívül - a CO₂, SO₄²⁻, N₂ a nemes gázok, és még számos hidrofób molekula.

A legfontosabb a karsztosodás szempontjából a CO₂, SO₄²⁻ molekulák, amelyek csapdázódása és későbbi disszociáció révén szabaddá válnak és lényegesen befolyásolják a karsztosodás jelenségét, savasabbá-agresszívekké téve az olvadékvizeket.

Néhány irodalmi adat a jegek és az olvadékvizek kémiai összetételéről

VASILCHUK (2006) egy egész sor adatot közöl a cikkében a különböző jeges környezetekből, ahol megadja a jég kémiai összetételét, sőt a megemlíti a klatrátok jelentőségét, amelyek az egykori levegő összetételéről árulkodhatnak. Feltűnő a viszonylag magas SO_4^{2-} tartalom, amely nem a levegőből származhat, hanem az üledékekből, a kőzetekből, esetleg a tengervízzel történő kapcsolatból.

A szerző az Antarktisz térségéből nagy szórású H_2SO_4 tartalmat említ, ami a jelenkori jégből 10-36% és az eljegesedés idejéből 16%-os koncentrációt mutat.

Chukotka-félszigeten a permafroszt késő pleisztocén jégből 4,9-26,3 mg/l SO_4^{2-} mennyiséget azonosítottak, és ennél lényegesen nagyobb mennyiségű HCO_3^- -ot 7,3-92 mg/l mennyiségben. Nyugat-Szibériában a Yamal-félszigetről és Duvanny (Észak Jakut-föld) térségéből míg a holocén és a mai jég szulfát tartalma 4-11 mg/l között változott, addig a pleisztocén jégekből 0,1-66 mg/l mennyiségét mutattak ki. A HCO_3^- -át mennyiségek változása 7-628 mg/l között változtak. Szintén Nyugat-Szibériai Belyiszigeten és a Gydan-félsziget északi térségében 5-94 mg/kg SO_4^{2-} és 12-24 mg/kg HCO_3^- -ot mértek a holocén jégmintákban.

A McMuro (Új-Zéland) selfről származó jég minták (morénás- és pinnacled ice) szélsőséges értékeket mutatnak, ugyanis a morénás jég 321 mmol/l maximum értéket is elér a 6,54 mmol/l átlaggal szembe a PINACLED ICE-al amely maximuma is alulról közelíti a 2,82 mmol/l értéket (de Mora et al 1994).

VASILCHUK nem tér ki a cikkben arra, hogy ezek közül melyek voltak, vagy lehettek klatrátokba csapdázódva, ugyanakkor ő is joggal feltételezi létezésüket, egy külön alfejezetet szentelve ennek a lehetőségnek.

Diszkusszió, összegzés

A metán klatrátok felfedezése és kutatása ráirányította a figyelmet a permafroszt és glaciokarszt jelenségekre, magyarán a negyedidőszaki eljegesedés során a jégkettrebe ágyazott vendégmolekulákra. A szulfát és széndioxid klatrátokból történő felszabadulása jelentősen megnövelheti az vizek agresszivitását. Gleccsereknél a klatrátok felszabadulása történhet folyamatosan, amikor a jégből olvadékvizek keletkeznek, vagy a gleccserek visszahúzódása során. Előző esetben az agresszivitás növekedés az olvadékvizek útvonalához kapcsolódhat, utóbbi esetben az egykori gleccserek által lefedett teljes területen jelentkezhet.

IRODALOM

- MAKOGON, J.F., HOLDITCH, S.A., MAKOGON, T.Y.* (2007): Natural gas-hydrates — A potential energy source for the 21st Century, *Journal of Petroleum Science and Engineering* 56, pp. 14–31.
- DE MORA, S.J.; WHITEHEAD, R.F.; GREGORY, M.* (1994): The chemical composition of glacial melt water ponds and streams on the McMurdo Ice Shelf, Antarctica; — *Antarctic Science* 6 (1), pp. 17-27.
- NAGY B.* (2013): A metán-klatrátok általános geológiai, geokémiai és környezetvédelmi jellemzői, — BSc-Szakdolgozat, SZTE-TTK-Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tsz. 59 p.
- NEMES L.* (2015): Metánhidrát, A jövő ígérete, vagy környezeti katasztrófa, — *Kémiai Panoráma* 2sz. (14sz.), pp. 20-25.
- RUPPEL, C.* (2011): Methane hydrates and the future of natural gas, — Supplementary Paper 4, *The Future of Natural Gas*, MIT Energy Initiative study, 86 p.
- SOLAN, E. D.* (2003): Fundamental Principles and Applications of Natural Gas Hydrates. — *Nature* 426, pp. 353-359.
- SUENRAM, R.D., FRASER, G. T., LOVAS, F. J., KAWASHIMA, Y.* (1994): The microwave spectrum of CH₄-H₂O, — *The Journal of Chemical Physics* 101, pp. 7230-7240; <https://doi.org/10.1063/1.468280>
- YU. K. VASIL'CHUK,* (2006): Chemical Properties of Glacial and Ground Ice, — IN: Types and Properties of Water, [Ed. Martin G. Khublaryan], IN *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, Developed under the Auspices of the UNESCO, Eolss Publishers, Paris, France, [<http://www.eolss.net>] [Retrieved April 23, 2015]