

## Lovász György (1931-2016)



Lovász György az ELTE Bölcsészettudományi karán végzett földrajz-történelem szakon 1954-ben, majd Nagykanizsán a gépipari technikumban tanított. Bulla Béla, az ELTE professzora bátorítására fogott tudományos kutatásba, a zalai meridionális völgyek keletkezésének a vizsgálatába. Eredményeiről először 1956-ban számolt be közleményben, majd 1970-ben hosszabb tanulmányban foglalta össze véleményét ebben a témában. 1959-ben a Lenti-medence kialakulásáról írott értekezése megvédése után egyetemi doktori címet szerzett, az MTA Dunántúli Tudományos Intézetének tudományos munkatársa lett Pécsen. 1972-ben védte meg „A Dráva-Mura vízrendszer vízjárási és lefolyási viszonyai” c. kandidátusi értekezését, 1977-ben pedig a Duna vízrendszeréről akadémiai doktori értekezését. Ekkor az MTA DTI igazgatóhelyetteseként működött.

1979-ben csaknem egy évtizedre Budapestre, az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetbe került. Részt vett Magyarország nagyszabású térképezési programjaiban, jelentősen hozzájárult több tematikus térkép (reliefenergia, lejtőkategória és -kitettség, napfénytartam-vesztesség, vízföldrajz) készítési módszerének, jelkulcsának kidolgozásához. Úttörő szerepet játszott a recens geomorfológiai folyamatok térképi ábrázolásában.

1989-ben ismét Pécsen a Janus Pannonius Tudományegyetemen – Tóth Józseffel együtt – megszervezte az egyetemi szintű földrajztanár, majd pedig geográfus képzést. Nyolc évig volt a Természetföldrajzi Tanszék vezetője, és az Egyetem rektorhelyetteseként is vezetői pozíciót töltött be. Ekkor írta az Általános természetföldrajz I-III. és az Általános vízföldrajz egyetemi tankönyveket. 2001 óta professzor emeritusként vett részt a Földrajzi Intézet oktató és kutatómunkájában.

Országos tudáspolitikai munkásságát jellemzi, hogy az MTA Földrajzi Bizottságának évtizedekig volt tagja. A Magyar Földrajzi Társaságban választmányi tag és hosszú ideig a Dél-dunántúli Területi Osztály titkára volt.

Összesen 188 tudományos közleményt jelentetett meg. Kitüntetései: Baranya megyei kutatási díj (1999); a Magyar Földrajzi Társaság Lóczy Lajos emlékérmé (2001). Témavezetésével kitűnő doktori dolgozatok készültek: Elekes Tibor 2001-ben, Gyenizse Péter 2003-ban, Tóth Gábor és Újvári Gábor 2006-ban védte meg PhD értekezését.

Lovász professzor bölcsessége, embersége és segítőkészsége mindannyiunknak hiányozni fog.

Emlékét ápoljuk és megőrizzük.

*Lóczy Dénes, egyetemi tanár*

**A HA LONG-ÖBÖL KARSZTOS SZIGETTENGERÉNEK  
FELSZÍNALAKTANI VIZSGÁLATA**

**THE GEOMORPHOLOGICAL EXAMINATION OF THE KARSTIC  
ARCHIPELAGO OF HA LONG BAY**

MÓGA JÁNOS – TOMBOR ESZTER

ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány  
1/C. [jmoga@freemail.hu](mailto:jmoga@freemail.hu)

*Abstract: In the Ha Long Bay, at the Vietnamese shores, a typically humid tropical karst formation was evolved, which formed into a karstic archipelago due to the transgressions of the seawater. Le Duc An (1972) called it Ha Long karst types. The karst formation of thousands of islands consists of Proterozoic, Middle-Late Cambrian, Middle Devonian, Carboniferous-Permian and Middle Triassic limestones and its characteristic landforms were formed by karst processes that took place since the Upper Triassic period and are still ongoing. During the fourth period in the karst development of the Ha Long Bay, the separate raised and descended blocks had an influence on the formation of the Ha Long karst type. The sinking of the Ha Long syncline block resulted the evolution of the Ha Long karst type and the raised islands (Fenglin) with steep slopes represented islands and lonely karstic mountains. On the surface of the Cat Ba tectonic plate, emerging from the bay, a peak cluster-type karst (Fengcong) was evolved. In our study, we present the morphogenetic and characteristic landforms of the Ha Long karst type with the help of field examinations, literary data and GIS investigation results. During GIS research, we divided the tropical karst formations to typical areas; we defined the size of the shapes and the territorial distribution of the sea and the continental area on the selected areas. We examined the relationship between the structural lines of the karst area and karst landforms, as well as the structural orientation of the forms.*

## **Bevezetés**

A Ha Long-öböl az északi szélesség 20°45' és 21°50' foka között, valamint a keleti hosszúság 106°58' és 107°22' foka között található Vietnam Quang Ninh régiójában. Napjainkban Vietnam egyik leglátogatottabb és legismertebb turista célpontja, amely 1994 óta a Világörökség része. Az öböl 1,533 km<sup>2</sup> területén kb. 2000 különböző formájú és méretű kis sziget található, közel 50 %-a ma is névtelen és nagy részük lakatlan. A Ha Long-öböl nemcsak mint turisztikai látványosság, hanem egyedülálló földtani és morfológiai adottságai miatt is felbecsülhetetlen értéket képvisel az ország világörökségei között.

Földünk legnagyobb kiterjedésű karsztvidéke Dél-Kínában és Északkelet-Vietnamban található. Területe mintegy 600 000 km<sup>2</sup>, amelyhez még számos más karsztos táj kapcsolódik a Hátsó-Indiai-félszigeten, és az Indonéz-szigetvilágban. Délkelet-Ázsia területén különféle trópusi és szubtrópusi

rópusi karsztípusok találhatóak, amelyek a következők: 1. „*fenglin*” és „*fengcong*” típusokra továbbosztható szigethegyes karszt, 2. szurdokvölgyekkel tagolt magasfennsíki-fennsíki karszt, 3. köerdő típusú karszt, 4. árkos-sasbérce középhegységi karszt, 5. esőerdő karszt, és 5. Ha Long-öböl karsztípus (karsztos szigettenger).

Tanulmányunkban ez utóbbi karsztípus kialakulásával, formakincsével foglalkozunk, részben irodalmi adatok alapján, részben saját morfometriai vizsgálataink eredményeivel alátámasztva állításainkat. Délkelet-Ázsia trópusi karsztjainak vizsgálata évtizedekre nyúlik vissza. Az ott található karsztos tájak földtani viszonyait, a karsztos tájra ható klimatikus tényezők szerepét, a karsztos tájak morfológiáját és hidrogeológiai jellegét számos tanulmányban ismertették. Ez az a terület, ahol jeles külföldi kutatók (*HOANG* 1973, *LE* 1972,1996, *YUAN* 1991, *SWEETING* 1995, *WALTHAM* 1998, 2000, 2008, *TRAN* 2003, *FORD – WILLIAMS* 2007) mellett magyar kutatók is részt vettek a karszt megismerésében. Elsősorban *BALÁZS DÉNES* nevét kell megemlíteni (*BALÁZS* 1961, 1968, 1971, 1986), aki úttörő szerepet játszott a Dél-kínai trópusi karsztok kutatásában. Kevésbé ismert, de annál jelentősebb *RÁDAY ÖDÖN* (1976, 1978) munkássága, akinek a karsztvíz hasznosításában játszott szerepe hangsúlyozható. A távérzékelési módszereket széles körben alkalmazta trópusi/szubtrópusi karszterületek térképezésére. Számos vietnami és laoszi település az általa vezetett karszthidrogeológiai munkacsoportnak köszönheti, hogy tiszta ivóvízhez jutott az 1970-es években a karsztforrások vezetékrendszerbe való befoglalása révén. A térség trópusi karsztos tájainak kutatásáról szóló tanulmányok egész sora jelent meg magyar nyelven napjainkig, amelyek a karsztos rendszer formakincsének, működésének valamely jelenségcsoportját vizsgálta (*JAKUCS* 1971, *MÓGA* 1982, *KUBASSEK* 1985, *VERESS* 2004) analitikus, ill. összefoglaló munkákban, vagy a karszt- és barlangvédelemhez kapcsolódik (*HORVÁTH et al.* 2006, *KEVEINÉ BÁRÁNY* 2009).

### **Alkalmazott módszerek**

A tanulmányunkban terepi vizsgálatok, irodalmi adatok és GIS vizsgálatok eredményeit felhasználva ismertetjük a Ha Long típusú karszt morfogenetikáját és jellegzetes formakincsét. A Ha Long-öböl karsztos szigettengerének felszínalaktani vizsgálatához alkalmazott térinformatikai módszerek változatos eredményekkel szolgáltak. A kiválasztott terület morfológiai és morfometriai jellemzőinek meghatározását a Global Mapper 15 valamint a Surfer 13 szoftverek segítségével végeztük a Jonathan de Ferranti-féle domborzatmodell felhasználásával. A térinformatikai vizsgálata-

tok során elkülönítettük a területre jellemző trópusi karsztformákat, a kiválasztott területeken meghatároztuk a formák méreteit, a tenger és a szárazföld arányát. Vizsgáltuk a karsztvidék szerkezeti vonalainak és a karsztos felszínformák közötti kapcsolatot, ill. a formák szerkezeti irányultságát.

A Ha Long-öböl karsztos formái között különleges helyet elfoglaló, a tenger vízzel elborított töbrök és karsztos völgyek (ang és tung) morfológiai vizsgálatát Global Mapper 15-ös szoftverrel végeztük. A sziget-tengerben a tenger és a szárazföld területarányának meghatározása a vizsgált területre elhelyezett, a valóságban 1 km-es oldalhosszúságú cellákból álló gridháló segítségével történt. A karsztos szigetek méretének és területének meghatározása a szigetek köré rajzolt poligonok segítségével és Global szoftver alkalmazásával történt.

### **A Ha Long-öböl karsztos formakincsének kialakulása**

Tipikus humid trópusi karsztos táj, amelyet a tenger elöntés formált sziget-tengerré. *LE* (1972) Ha Long karszt típusnak nevezte. Az ezernyi szigetből álló karsztos tájat karbon, perm és triász kőzetek alkotják, és valószínűleg a felső triászban kezdődő és lényegében napjainkig tartó karsztosodás alakította ki jellegzetes formakincsét. A negyedidőszakban a Ha Long-öböl karsztfejlődésében a különálló kiemelkedő és lesüllyedő blokkok befolyásolták a Ha Long típusú karszt kialakulását. A Ha Long szinklinális tömbjének lesüllyedése eredményezte a Ha Long típusú karszt kialakulását, amelyet meredek lejtőkkel kiemelkedő, magányos karsztos hegyekből álló szigetek (fenglin) jellemeznek. Az öbölből kiemelkedő Cat Ba lemezdarabhoz tartozó Cat Ba-sziget felszínén pedig főleg csúcs-halmaz (fengcong) típusú karszt alakult ki.

*WALTHAM* (1998): a szigetvilág fejlődéstörténetében 5 szakaszt különített el:

1. a miocénben kb. 20 millió éve kialakult egy karsztos síkság,
2. dolinák alakultak ki,
3. kúphegyek halmaza alakult ki,
4. meredekfalú, különálló toronykarsztos hegyek jöttek létre,
5. a karsztos szigethegyeket tenger öntötte el.

A késő-pleisztocén és holocén tengerelöntés előtt különböző karszt-típusok (fengcong vagy csúcs-halmaz), léteztek már a Cat Ba-szigeten és a mai Ha Long-öböl környékén. Voltak dolinák, zárt mélyedések, völgyek, és víznyelők a völgytalpakon. Ezek a felszínformák tág határok között változtak formájuk, alakjuk és méreteik alapján, kerek, megnyúltak lehetnek és átmérőjük 10 m – 100 m között változtak. Talpukat vékony rétegben vö-

rösesbarna agyag és humusz takarta. A csúcsok kúposak, toronyszerűek, gyakran vonulatokat képeznek. Tetőiket karrok és mikrokarrok borítják. A lejtők általában 20 – 50 fokosak, szálkő alkotja őket, esetleg egy vékony rétegben agyag és humusz borítja be a felszínüket. A vékony talajtakaró ellenére trópusi örökzöld esőerdő borítja be a lejtőket és a tetőket. A fengcongok mellett helyenként karsztos toronyhegyek (fenglin) is kiemelkedtek a Ha Long-öböl helyén kialakult karsztos síkságból. Ez a karszt típus sokfelé előfordul máshol is Dél-Kínában és Észak-Vietnamban, az esővíz erózióján és a mészkőoldásán kívül a vízfolyások laterális eróziója is szerepet játszott a maradványhegyekkel teleszórt felszín kialakításában. E hatások következtében a mészkőhegyek mérete csökkent, a lejtők meredeksége nőtt, amely a vertikális vagy akár aláhajló sziklafalak kialakulásához vezetett a továbbfejlődő síkságon. Így keletkezett a különálló hegyekből álló toronykarsztos felszín (YUAN 1991, WALTHAM 1988, TRAN 2003).

A jelenleg elfogadott nézetek szerint a Ha Long-öböl felszínének kialakulása 6 fázisban ment végbe (WALTHAM 1988, TRAN 2003):

1. a késő-pleisztocén – korai holocénben kezdődött a tenger elöretörése a Tonkini-öbölbe, és kb. 8000-7000 éve érte el a Ha Long-öböl déli részét.
2. a transzgresszió legnagyobb kiterjedését kb. 7000-4000 között érte el, előntötte a teljes Ha Long-öblöt.
3. tengeri regresszió történt 4000-3000 éve, amely a kiemelkedő felszíneken helyenként lateritesedéssel járt.
4. egy újabb transzgresszió következtében 3000-2000 évvel ezelőtt ismét tengervíz borította el a Ha Long-öböl területét.
5. később a Ha Long-öböl elkeskenyedett a Vörös- és Bach Dang-folyók üledékfelhalmozásával és a tengerparti mangrove mocsarak kialakulásával.
6. A Ha Long-öböl kissé kiszélesedett az utolsó 1000 évben az óceán vízének emelkedésével és a tengerjárás (az apály- dagály váltakozása által keltett áramlás) miatt.

A tengerszint emelkedés és süllyedés bizonyítékai színlőként láthatók a karsztos szigetek meredek sziklafalain. Kagylók, csigák és tengeri férgek maradványai (életnyomok) alapján  $C^{14}$ -es vizsgálatokkal a különböző magasságokban található színlők eltérő korát lehetett kimutatni. A vizsgálatok azt is bizonyították, hogy a tengerszint változásai nem csak eusztatikusan mentek végbe, a formakincs helyi tektonikai hatásokat is tükröz (TRAN *et al.* 2003).

Amikor a tenger behatolt a területre a Ha Long-öböl karsztjának fejlődése bonyolultabbá vált. Az esővíz erózióján kívül a mészkő lepusztulásához a tengervíz mechanikai és kémiai lepusztító hatása is hozzáadódott. Ez a hatás ott a legerősebb, ahol a tengerjárás erősebb. A vízből kiálló sziklaszi-

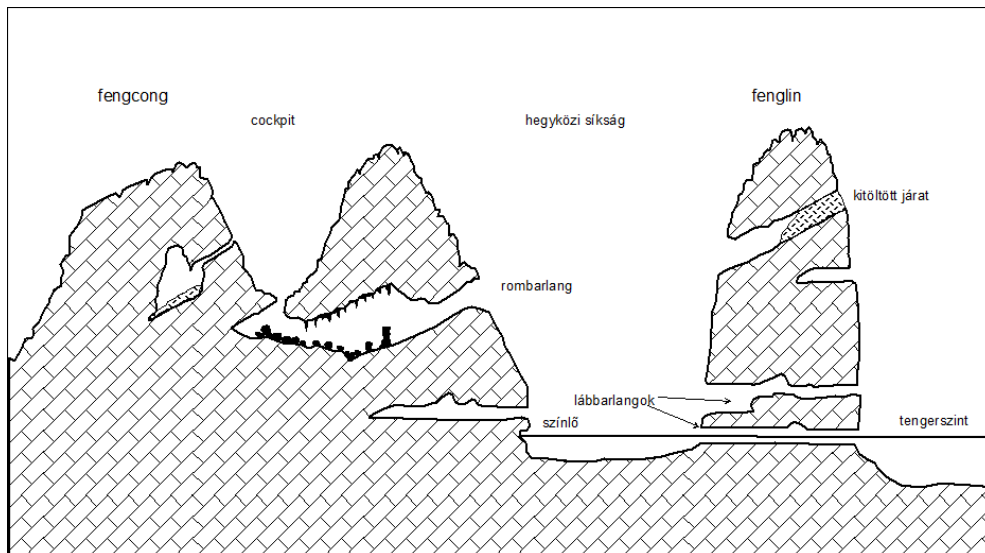
getek és tornyok lábát ostromló hullámok vízszintes vájatokat alakítanak ki a tornyok és sziklaalakzatok lábánál, egyre csökkentik a kis szigetek méretét. Mivel a hegyek lába pusztul erősebben, a toronyhegyeket körülölelő ereszszerű vájatok (színlők) miatt gyakran gombaszerűek a hegyek. A szigetek lábánál a színlökhöz gyakran barlangok, alagutak kapcsolódnak (1. ábra). Ezek a színlők és alagutak legtöbbször 2-2.5, 3-5, 7-8 és 9-12 m-es magasságban találhatóak meg. A koruk jól meghatározható a belsejükben található osztrigatelepek alapján. Tengeri csigák, kagylók karokban megmaradt meszes vázának vagy tengeri férgek által kivájt járatok radiokarbon ( $C^{14}$ ) módszerrel történő vizsgálatával megállapítható a színlők kora, amely általában 2300-5000 év közé esik, de egyes adatok szerint akár 40.000 éves színlöket is találhatunk a szigetvilágban (TRAN *et al.* 2003).



1. ábra: Színlők alakultak ki a toronyhegyek lábánál  
Fig. 1. Sea notches occur in the limestone cliffs

Egy másik tengerhez köthető hatás a tengerjárás eróziója. A Ha Long-öbölben a napi tengerjárás magasságkülönbsége 4 m. Az apály felszínalatti áramlást alakít ki, belevág az aljzat kőzeteibe és keskeny hosszú csatornát alakít ki. Ezek a csatornák az elöntés előtti időben kialakult karsztos völgyek alján alakulnak ki. A tengeri hatásoknak még szembevetőbb következménye az elegyengető üledék felhalmozása az aljzaton. A tengerelöntés előtti karsztos völgyeknek, dolináknak, mélyedéseknek az alja különböző magasságban van. Amikor a tenger elöntötte őket, a mély de-

pressziók feltöltődtek tengeri üledékekkel. A tengerfenék emiatt viszonylag kiegyenlítettebb lett, a partközeli területeken kb. 5 m-es a vízmélység, míg 10-15 m a szigetektől távolabbi területeken.



2. ábra: A Ha Long karsztípus formakincse (TRAN et al. 2013 nyomán)  
Fig. 2. Landforms of the Halong karst types (after TRAN et al. 2013)

A Ha Long-öböl legnagyobb szigete Cat Ba szerkezete és ennek következtében a morfológiája is eltér az öböl sok apró szigetétől. Cat Ba egy komplikált antiklinórium része, amely északon a Ha Long szinklinálissal érintkezik, délen pedig a Vörös-folyó lesüllyedt blokkjával határos. Főleg devon és karbon időszaki mészkövek alkotják. A sziget fő morfológiai elemeit, a Vörös-folyó irányát is kijelölő ÉNy-DK-i törérendszer (16 párhuzamos törésvonallal) alakította ki, amely egy hosszanti árokszerű völgyet alakított ki Cat Ba-szigeten Gialuantól Cat Ba városig. Cat Ba-sziget és a körülötte emelkedő szigettenger egy tipikus csúcs-halmaz (fengcong) jellegű trópusi karsztos táj, amelyet elöntött a tenger (2. ábra). A sziget átlagos magassága 150 m, a legmagasabb csúcs a Caovong-csúcs 320 m. Sok 300 m körüli magasságú csúcs van, amelyek ÉNy–DK felé fokozatosan lealacsonyodnak. A környező tenger 1-3 m mély, K-en és DK-en még sekélyebb. A partoktól távolodva a tengermélység 1-2 m-ről 10-15 m-re nő. Az egész fő sziget a kevés és kis területű szilikátos üledékek kivételével mészkövekből áll (WALTHAM 1988, TRAN 2003, WALTHAM et al. 2004).

A cat ba-szigeti karsztos táj jellegzetes negatív formáit főleg zárt mélyedések (cockpit) és szerkezeti preformált hosszanti völgyek képezik. A zárt mélyedések általában szimmetrikusak, oválisak, néhány ha és néhány

10 ha között változik a területük. 50 hektárnál nagyobb azonban nincs közöttük. Mélységük néhány 10 m és 200 m között változik. Barlang mennyezet beomlásával keletkezett mélyedés (szakadékdolina) lényegében nincs, úgy tűnik, hogy az oldódáson kívül a karsztosodásban más tényező (pl. omlás) nem játszik fontos szerepet a jelenlegi felszín morfológiájának kialakításában. A kúphegyeken különféle típusú és meredekségű lejtők alakultak ki. A mélyedések alján is gyakran felszínre bukkan a mészkő, de beboríthatják vékony rétegben üledékek, agyag, humusz, néha kergek is. Gyakorikak a víznyelők, melyek elvezetik az esővizet.

A legismertebb hosszanti völgy a sziget tengelyében ÉNy felől Gialuantól Cat Ba városig kb. 20 km hosszan húzódik. E völgy szélessége 100-500 m között változik. Mélysége 40 m-ről 10 m-re csökken DK felé tartva. A völgy alja többnyire sík, vékony vörösbarna agyag borítja. Az esős évszakban időszakos vízfolyás alakul ki benne, amely a völgy peremén víznyelőkben tűnik el. A völgy mindkét oldalát mészkőfalak határolják, amelyeket a törésvonalak irányában kitüntetett oldódás alakított ki (TRAN *et al.* 2003).

A csúcshalmaz típusú karsztfelszín a meghatározó karszttípus Cat Ba-szigeten. A hegyek általában piramis, kúp és domború dómformájúak. Alaprajzuk szimmetrikus. A fengcong magaslatai között lényegében nincs hegyközi síkság, hanem csillag alakú dolinák (cockpit), karsztutcák, választják el őket egymástól. A csúcsok és a mélyedések közti magasságkülönbség néhány tíz és 100 m. Gyakran nevezik „tojástartó topográfiának” a sűrűn elhelyezkedő csúcsok és a közbenső depressziós formák együttesét, de ilyen szabályos morfológiával Cat Bán kevés helyen találkozhatunk. A cockpiteket felszín alatti vízvezetés jellemzi, kisebb méretű lábbarlangokon keresztül folynak el a vizek. A csúcsokon és lejtőkön felszínre bukkanó mészkő felülete a karrok és mikrokarrok hálózata miatt egyenetlen, összességében elmondható, hogy szinte járhatatlan vagy nagyon nehezen járható az egész sziget.

A Cat Ba körüli kis szigetek felszíne hasonlít a fő szigetéhez. A szigetekkel körülvett zárt völgyeket, amelyekbe behatolt a tenger a helybeliek „áng”-nak nevezik (3. ábra). E mélyedések nem nagyok, maximum néhány tíz ha, mélységük 1-4 m között változik. Azokat a tenger által elöntött völgyeket, amelyek csatornákat, szorosokat alakítottak ki, „tung”-nak nevezik a helybeliek.

A Cat Ba körüli szigetek mérete és száma csökken, ahogy távolodunk a fő szigettől. Magasságuk néhány tíz méter és 200 m között változik, csaknem mindig függőleges falakkal vannak körülvéve, lábuknál mély korróziós színlők jelzik, hogy a szárazföldön keletkezett karsztformákat elborította és átalakította a tenger.



3. ábra: Tengervízzel kitöltött dolina (áng)  
Figure 3. Doline filled up by salt water (áng)

A Ha Long-öböl kisméretű karsztos szigetein megismert barlangok általában rövidek, hosszuk ritkán haladják meg a 100 métert. Relatív magasságuk alapján 3 csoportba sorolhatjuk őket: a jelenlegi tengerszint közelében, 5-15 m-rel, ill. 25-50 m-rel magasabban nyílik a bejáratuk. A magasabban elhelyezkedő barlangok általában idősebbek, a tengerszint felett található barlangok a pleisztocén korban keletkeztek, több mint 10 ezer évvel ezelőtt. A barlangok morfológiájuk alapján további 3 csoportba sorolhatók: magasra kiemelt száraz maradványbarlangok, horizontálisan húzódó lábbarlangok és színlőbarlangok (WALTHAM 1988, TRAN 2003, TRAN *et al.* 2003).

A száraz maradványbarlangok magasabb szinten húzódó járatai idősebb barlangok maradványai, amelyek még a tengerelöntés előtt a pleisztocén

cénben alakultak ki. Gyakran freatikus környezetben jöttek létre, amelyre a falakat és mennyezetet borító oldásformák (scallopsok) utalnak. Rendszerint egy meredeken lejtő folyosóból és egy, vagy több magas teremből állnak. Ilyen pl. a Csodálatos-barlang (Sung Sot), ahol a bejárat több mint 10 m magas. A termekben és járatokban hatalmas méretű cseppkövek találhatóak, amelyek porózus szerkezetűek és korántsem olyan szépek és színesek, mint a mérsékelt övezeti barlangokban. A nedves trópusi klímára jellemző gyors és intenzív oldódás, ill. azt kísérő kiválás következtében nagy tömegben halmozódnak fel a másodlagos karbonátok, gyorsan kitölthetik a kisebb barlangokat. Jellemző, hogy még a bejárat mennyezetéről is hatalmas méretű sztalaktitok függenek.



4. ábra: Színlőbarlang a Bikaféj-szigeten (Dau Be), a Ba Ham-tó (Három alagút-tó) járatrendszer bejárata  
Fig. 4. Marine notch cave in the Dau Be island and the entrance of Ba Ham lake cave

A komplex eredetű lábbarlangok a tengerszint magasságában vagy kissé afölött húzódnak. A transzgresszió előtti időkben már kialakult karsztos eredetű lábbarlangokat a tengervíz oldó hatása, a hullámvás és az árapály keltette erózió és abrúzió később átformálta. Lapos mennyezet jellemzi őket, amit a tengerszintváltozások alakítottak ki a holocénban és a pleisztocénban. A horizontálisan húzóó lábbarlangok a tengerszint közelében az abrúzió által kialakított eróziós és akkumulációs színlőkhöz és teraszokhoz kapcsolóódnak.

A színlőbarlangok a tengervíz oldó hatása, a hullámvás és árapály keltette áramlás hatására kialakult üregek (4. ábra), amelyeknek horizontális mennyezetű járatai a jelenlegi tenger szinthez, ill. a holocén és pleisztocén transzgressziók szintjéhez igazodik. Legtöbbjük ma is aktív, a barlangfolyosókat részben kitölti a tengervíz. Legérdekesebb közülük a Ha Long-öböl déli részén emelkedő Bikafej-szigeten (Dau Be) található a Ba Ham-tó (Három alagút-tó) járatrendszere, amely három sósvízzel kitöltött dolinató (áng) és a köztük húzódó barlangjáratok együttese (5. ábra). A színlőbarlangok három sós tengervízzel kitöltött tavat kötnek össze, majd végül a tengerbe nyílnak.



5. ábra: Ángok és tungok a Cat Ba környéki szigetvilágban  
Fig. 5. Ángs and Tungs in the archipelagos of Cat Ba

## Eredmények

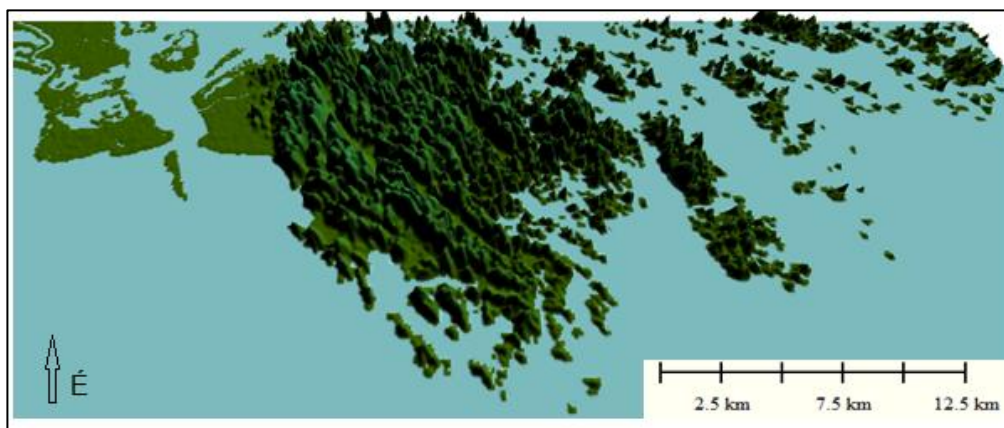
### *A Cat Ba környéki karsztos szigettenger térinformatikai vizsgálata*

Vizsgálataink a Cat Ba-szigetet és közvetlen környékét célozták, mivel a szárazföld felől a tenger felé történő távolodás során itt volt a legszembetűnőbb, ahogy a fengcong típus fenglin típusú karsztba vált át, valamint a vizsgálni kívánt tungok is a fősziget partvonala mentén voltak fellelhetőek. A Cat Ba-sziget és a környező karsztos szigettenger felszínalaktani vizsgálatához alkalmazott térinformati-

kai módszerek változatos eredményekkel szolgáltak. A kiválasztott terület morfológiai és morfometriai jellemzőinek meghatározását a Global Mapper 15 szoftver segítségével végeztük. Ahol domborzatmodell használatára is szükség volt, ott a Jonathan de Ferranti-félét alkalmaztuk. Az elvégzett vizsgálatok során többek között az erre a területre jellemző trópusi karsztformák felismerésével és mérésével foglalkoztunk, valamint a tenger és szárazföld arányát határoztuk meg néhány kiválasztott területen.

#### *A vizsgált terület tektonikája és annak hatása a vízfolyáshálózatra*

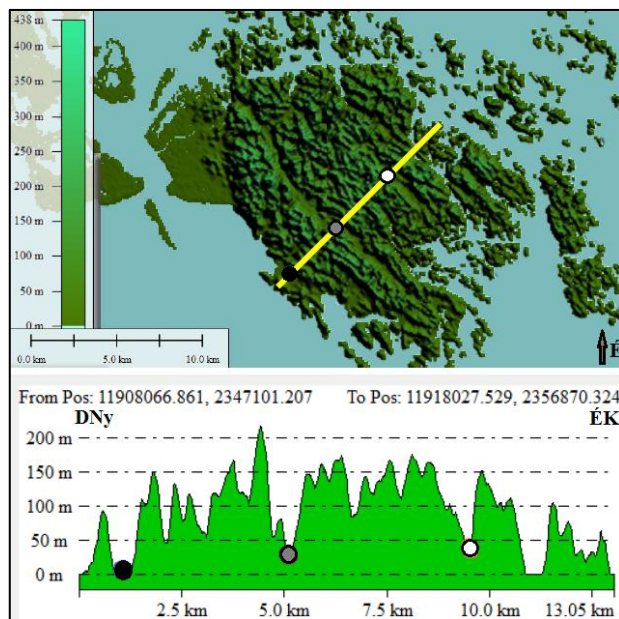
A fengcong típusú trópusi karszt a Cat Ba-szigeten a 6. ábrán jól kivehető. A főszigettől távolodva már a tengerből magányos szirtekként kiemelkedő toronykarsztok (fenglin) válnak gyakoribbá.



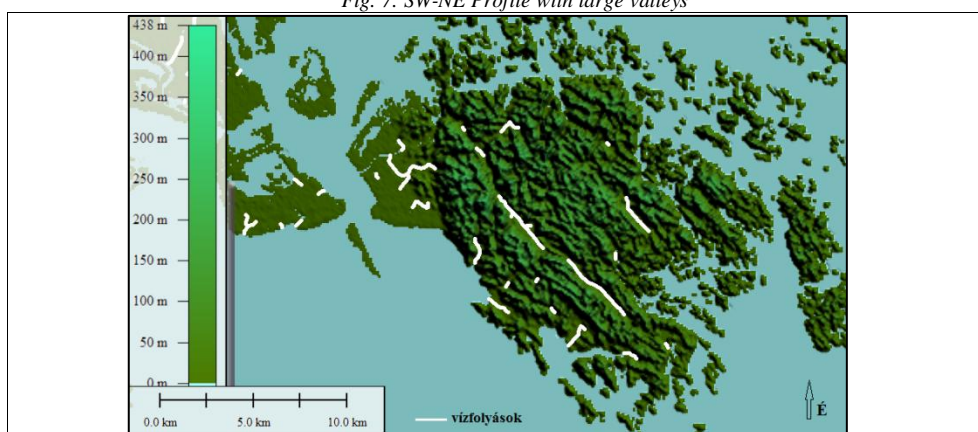
6. ábra: A Cat Ba sziget és környéke, 3D-s ábrázolás  
Fig. 6. Cat Ba island and its surrounded archipelago on a 3D blockdiagram

A terület tektonikáját két nagyobb törési rendszer, a Red River- (vagy Vörös folyó-) Fault Zone és a Tan-lu Fault Zone befolyásolja (LA, 2008). A különleges karsztformák kialakulási helyét és irányultságát főként ez a két törésrendszer határozta meg. A horizontális mozgásokon kívül vertikális mozgások is mérhetőek a területen, amik a negyedidőszakban voltak a legintenzívebbek. A differenciáló szerkezeti mozgások határozták meg, hogy mely területeket érintették a többször is bekövetkező tengerelöntések. A Ha Long-öböl ma ismert képéhez a kisebb lemezblokkok eltérő sebességű, intenzitású süllyedése-emelkedése járult hozzá. A tengerelöntések leginkább az alacsonyabban fekvő, illetve intenzívebb süllyedésű/gyengébb emelkedésű területeket érintették.

A DNy-ÉK irányú keresztshelvényen jól látszik, hogy a Red River törési rendszerrel párhuzamosan (ÉNy-DK-i irányban) alakultak ki a jelentősebb folyóvölgyek, jól alkalmazkodva a Cat Ba-sziget tektonikus szerkezetéhez. A szelvény és a völgyek találkozási pontjait különböző színű pöttyök jelölik (7. ábra).



7. ábra: DNy-ÉK irányú keresztshelvény, a nagyobb völgyek jelölésével  
Fig. 7. SW-NE Profile with large valleys



8. ábra: Az 50 m-nél hosszabb vízfolyások a Cat Ba szigeten és környékén  
Fig. 8. The streams with length more than 50 m in the Cat Ba island and its surroundings

A Cat Ba-szigeten és környékén előforduló, 50 méternél hosszabb vízfolyásokat fehér színnel jelenítettük meg (8. ábra), ez a Global Mapper

15 program Generate Watershed eszközének segítségével történt. A folyók elhelyezkedése a mélyebb völgyekbe és közvetlenül a lapos, karsztos szigethegyek nélküli tengerpartra korlátozódik. Ennek magyarázata, hogy az öbölből kiemelkedő Cat Ba-lemezdarab felszínén főleg csúcs-halmaz (fengcong) típusú karszt alakult ki, amelynek a felszínét csak foltokban és főleg csak a völgyek és nagyobb karsztos mélyedések alját borítja vékony talajtakaró, ami csak nagyon szegényes felszíni vízfolyáshálózat kialakulását tette lehetővé. Sokkal jellemzőbbek a bűvópatakok, a fejlett felszín alatti vízhálózat, ami a lábbarlangokon folyik keresztül és a barlangok kialakításában is központi szerepet vállal.

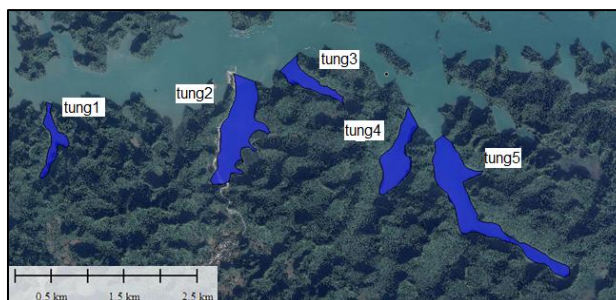
#### *A térségre jellemző karsztos formák felismerése, lehatárolása, mérése*

A Ha Long-öböl fenglin típusú karsztos formái közül az öbölre legjellemzőbb karsztos formák (ang és tung) lehatárolását és morfológiai jellemzőinek meghatározását állítottuk vizsgálataink középpontjába. A Global Mapper 15 szoftver a formák lehatárolására létrehozott poligonok jellemzőinek meghatározásához széles eszköztárral rendelkezik. Ahogy erről már korábban szó volt a *tungok* a tenger által elárasztott hajdani folyóvölgyek (LA, 2008). A Ha Long-öbölben összesen 57 tungot írtak le. Méretük változatos, közös jellemzőjük, hogy a tenger felé kijáráttal rendelkeznek, tulajdonképpen pici fjordoknak tekinthetjük őket, csak nem a jég alakította ki őket, hanem a tenger nyomult be a folyók torkolatán keresztül a völgyekbe. Hosszúak formájuk, viszonylag kis szélességük is jellegzetes, a tektonikus törésvonalak szabják meg a tungok irányultságát. Öt kiválasztott tungot poligonnal határoltunk le (9. ábra), majd a Global Mapper 15 „Feature Information Tools” eszközének segítségével mértük meg a területüket.

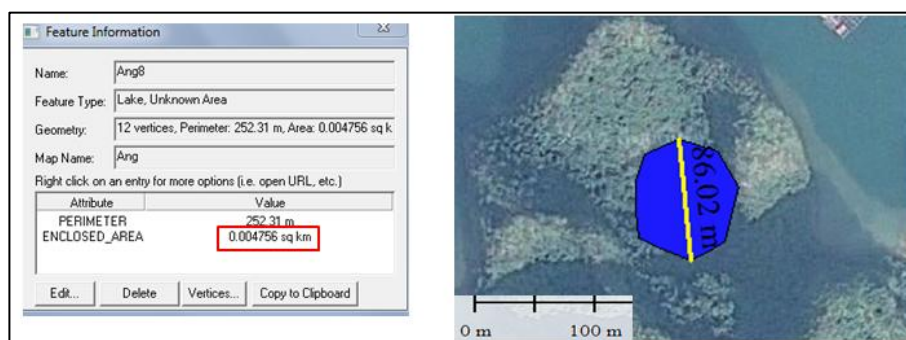
A másik jellegzetes forma az úgynevezett *ang*, ami egy zárt mélyedésben (dolina, cockpit) felgyűlt édesvízű vagy sósvízű tavat jelent. A tenger felé nem rendelkeznek kijáráttal, de ha a tengerszint közelében helyezkednek el a repedések mentén vagy barlangjáratokon keresztül hidrológiai kapcsolatban állhatnak a tengerrel (LA, 2008). Mélységük 1-3 méter között változik. A 10. ábrán néhány poligonnal lehatárolt ang látható, közös jellemzőként jól megfigyelhető a viszonylag kis méret és a kerekded forma. Leginkább az apróbb szigetek belsejében találunk angokat, összesen 62 db-ot számoltak össze belőlük.

Területük:

1. 0,11 km<sup>2</sup>
2. 0,45 km<sup>2</sup>
3. 0,133 km<sup>2</sup>
4. 0,25 km<sup>2</sup>
5. 0,55 km<sup>2</sup>



9. ábra: Tungok  
Fig. 9. Tungs



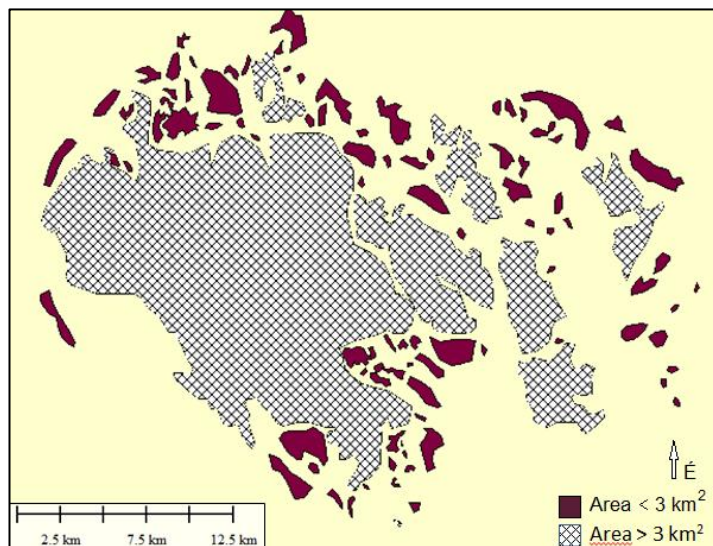
10. ábra: Az ángok morfolometriai vizsgálata  
Fig. 10. Morphometrical investigation of ángs

### Egyéb térinformatikai vizsgálatok

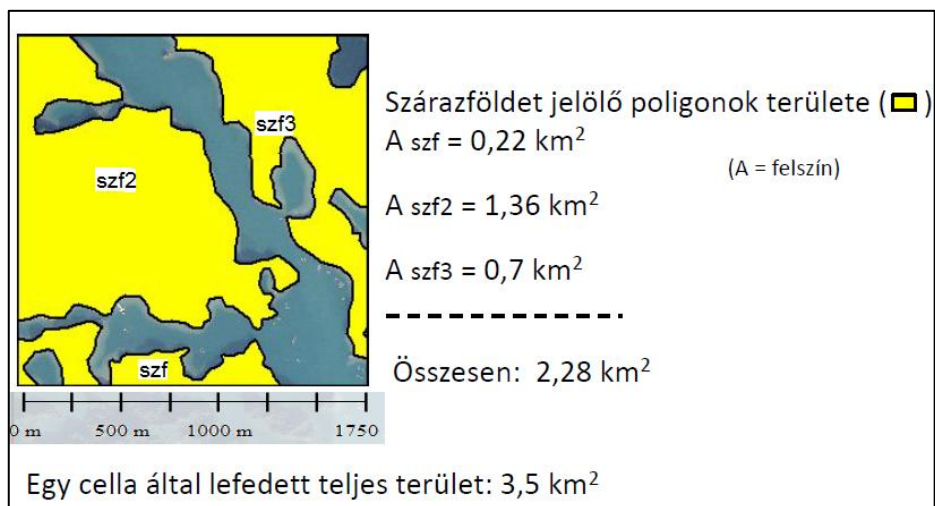
Általánosságban elmondható, hogy a Cat Ba körüli szigetek mérete és száma csökken a fő szigettől távolodva. A domborzatmodell alapján lehatárolt szigetek között mindössze 10 olyat találtunk a Global Mapper 15 kereső-funkciója segítségével (amely előzetesen megadott paraméterek alapján tud keresni poligonok, vonalak vagy pontok között), amely 3 km<sup>2</sup>-nél nagyobb területtel rendelkezik (11. ábra), ez a kiválasztott mintaterület pontosan 100 szigetének 10%-a. Ezen kívül, (bár az ábrán nincs feltüntetve), a szigetek 47%-a, azaz majdnem fele 0,5 km<sup>2</sup>-nél kisebb területtel bír.

A tenger és a szárazföld arányát az egész területre vonatkozóan az 12. ábrán részletezett módszer segítségével nagy munka lett volna meghatározni, ezért azt a megoldást választottuk, hogy egy 10x10-es gridhálót helyeztünk el a vizsgálandó területen. A teljes lefedett terület nagysága 350

km<sup>2</sup> volt, így egy cella által lehatárolt terület 3,5 km<sup>2</sup>, amit fel tudtunk használni a területarányok kiszámításánál (12. ábra).



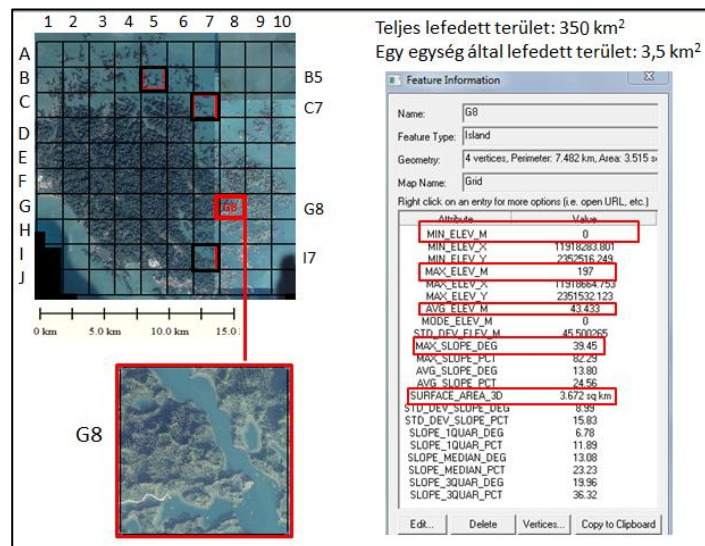
11. ábra: A 3 km<sup>2</sup>-nél kisebb és nagyobb területű szigetek  
Fig. 11. Islands with area limit of 3 km<sup>2</sup>



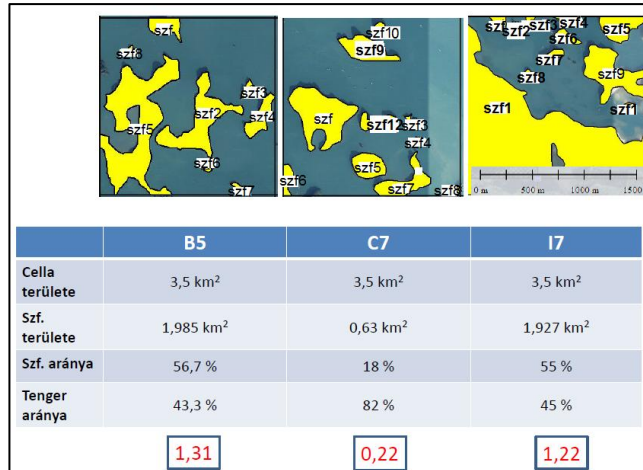
12. ábra: A tenger és a szárazföld arányának meghatározása  
Fig. 12. The measurement of the territorial rate of the sea and the land area

A területarányok meghatározása egyszerű számolásokon alapult. A gridhálóból véletlenszerűen kiválasztott néhány cellában poligonok segítségével lehatároltuk a szárazfölddel fedett területeket, ezek területét a Global Mapper 15-ben található „Information Tools” funkció használatával tudtuk meghatározni. A cellán belüli szárazföldek területeit összeadva, majd az eredményt elosztva a cella teljes területével, megkapjuk a szárazföldi területek arányát a cella területéhez képest. Ezt 100-zal megszorozva a százalékos arányt is megtudhatjuk. A szárazföld százalékos arányát 100%-ból kivonva pedig természetesen a tengerrel fedett területek arányát kapjuk meg. A két értéket egymással elosztva az egymáshoz viszonyított arányt számíthatjuk ki (13, 14. ábra).

Ezt a számítást még 3 másik cella esetében is elvégeztük (14. ábra), a cellákat úgy kiválasztva, hogy egyaránt legyen köztük a Cat Ba sziget partvonalához közelebbi, illetve attól távolabbi cella is. Az eredmények ennek megfelelően nagyon változatosak voltak, viszont fontos tudnunk, hogy a számított értékek nem reprezentatív eredmények az egész területre vonatkozóan. Annyi azonban megfigyelhető, hogy a fősziget partvonalától távolodva az arány a tenger javára növekszik. Ez összefüggésben áll azzal a ténnyel, hogy a tengeri területeken már a fenglinek (toronykarsztok) a gyakoribbak, amelyek magányosan emelkednek ki a vízből. A Cat Ba-sziget melletti, ma jórészt tengerrel fedett blokk süllyedése intenzívebb volt a főszigetenél.

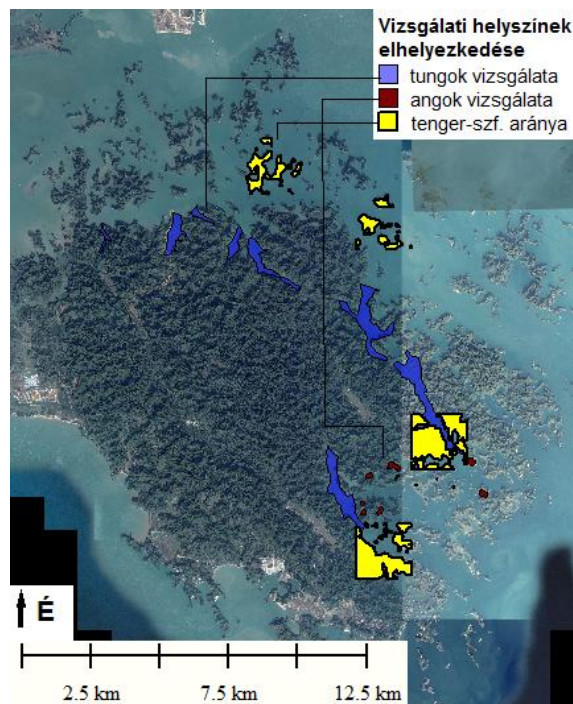


13. ábra: A gridháló elhelyezkedése a vizsgált területen  
Fig. 13: The position of the grid in the study area)



14. ábra: Kiválasztott cellák szárazföldi és tengeri területeinek aránya  
 Fig. 14: The ratio of the sea area and the land area in the chosen cells

A térinformatikai vizsgálatok áttekintő helyszínrajza a 15. ábrán látható.



15. ábra: A térinformatikai vizsgálatok helyszínei a Ha Long-öbölben  
 Fig. 15: The GIS sample areas in the Ha Long bay

## Összefoglalás

A kiválasztott terület morfológiai és morфомetriai jellemzőinek meghatározását a Global Mapper 15, valamint a Surfer 13 szoftverek segítségével végeztük a Jonathan de Ferranti domborzatmodell felhasználásával. Főleg az erre a területre jellemző trópusi karsztformák felismerésével és morфомetriai jellemzőinek mérésével foglalkoztunk, meghatároztuk a tenger és szárazföld arányát néhány kiválasztott mintaterületen, illetve a tektonikai preformáció mértékét, a szerkezeti vonalaknak a felszínformákra, illetve a vízhálózatra, völgyekre gyakorolt hatását próbáltuk meghatározni GIS módszerekkel. A Ha Long-öböl karsztos formáinak, szigeteinek többsége a fenglin kategóriába tartozik, így vizsgálatainkban az öbölre jellemző karsztos formák (ang és tung) lehatárolása, mérése került előtérbe. A terület tektonikáját befolyásoló két nagyobb törésrendszer, a Red River Fault Zone és a Tan-lu Fault Zone nyomait a formák irányultságának megfigyelésével, keresztshelvények vizsgálatával, valamint a vízhálózat megrajzolásával igyekeztünk kimutatni. A tenger és a szárazföld területarányának meghatározása a vizsgált területre elhelyezett, a valóságban 1 km-es oldalhosszúságú cellákból álló gridháló segítségével történt. A szigetek méretének meghatározásához poligonokkal határoltuk le a területüket, és az alkalmazott szoftver segítségével számoltuk ki a területüket.

## IRODALOM

- BALÁZS D.* (1961): A Dél-kínai-karsztvidék természeti földrajza – Földrajzi Közlemények 9. 4. pp. 327-346.
- BALÁZS D.* (1968): Karst Regions in Indonesia – Karszt- és Barlangkutatás, Volume V., Globus Nyomda, Budapest, 61 p.
- BALÁZS D.* (1971): Intensity of the Tropical Karst Development Based on Cases of Indonesia – Karszt- és Barlangkutatás, VI., Globus Nyomda, Budapest, 67 p.
- BALÁZS D.* (1986): Kína karsztvidékei. Karszt és Barlang 2. pp. 123-132.
- FORD D.C.* – *WILLIAMS P.* (2007): Karst Hydrogeology and geomorphology – John Wiley and Sons., West Sussex, 562 p.
- HOANG THAN THUY* (1973): Karsztos szigethegyek Észak-Vietnamban – Karszt és Barlang I-II. pp. 13-16.
- HORVÁTH G.* – *MÓGA J.* – *LEÉL ŐSSY SZ.* – *ZÁMBÓ L.* (2006): Karsztos tájak leromlása (degradációja) kínai karsztokon (Degradation of karst landscapes on Chinese karst areas). Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány

- Ilona professzor asszony tiszteletére – Táj, környezet és társadalom, SZTE Éghajlat és Tájföldrajzi Tanszék, Szeged, pp. 281-291.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája – Akadémiai Kiadó, Budapest, 310 p.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2009): A karsztok ökológiai rendszere – JATE Press, Szeged. 122 p.
- KUBASSEK J.* (1985): Trópusi karsztvidékek Thaiföldön – Karszt és Barlang I-II. pp. 39-46.
- LA THE PHUC* (2008): Geohéritage of East and Southeast Asia - Geohéritage of Vietnam – In: *MOHD SHAFEEA LEMAN, ANTHONY REEDMAN, CHEN SHICK PEI.* (edit.): Geohéritage of East and Southeast Asia – Ampang Press, Kuala Lumpur. pp. 251-295.
- LE DUC AN* (1972): Methodology for geomorphological mapping of the North Vietnam based on morphostructure and morphosculpture interpretation – Abstract of Doctor thesis, Natural Library, Ha Noi, 22 p.
- LE DUC AN* (1996): Oscillation of sea level in Holocene of the Vietnam continental shelf – Jour. Earth Sciences, 18(4), pp. 365-367.
- MÓGA J.* (1982): Karsztos toronyhegyek Nyugat-Malaysiában – Karszt és Barlang II. pp. 93-96.
- RÁDAY Ö.* (1976): Preliminary partial report on the karsthydrogeological research in the Vietnamese Democratic Republic — VITUKI, 4. kötet.
- SWEETING, M. M.* (1995): Karst in China. Springer Verlag, Berlin, 265 p.
- TRAN VAN TRI – TRAN DUC THANH – WALTHAM, T. – LE DUC AN – LAI HUY ANH* (2003): The Ha Long Bay World Heritage: outstanding geological values – Geology, A/ 7-8, 2003, pp. 6-20.
- TRAN VAN TRI* (editor in chief), (2003): Geology of Vietnam – The North part. Sci. Tech. Publish. House. Ha Noi, 353 p.
- VERESS M.* (2004): A karszt – BDF Természetföldrajzi Tanszéke, Szombathely, Szombathely, 215 p.
- WALTHAM T. – HAMILTON SMITH E.* (2004): Ha Long Bay – In Gunn J. (ed) Encyclopedia of Caves and Karst Science, Routledge, New York & London., pp. 413-414.
- WALTHAM T.* (1998): Limestone karst of Ha Long bay, Vietnam – Eng. Geol. Rep., 806, pp. 1-14.
- WALTHAM T.* (2000): Karst and caves of Ha Long Bay, a World Heritage Site of international significance – Intern. Caver, pp. 24-31. Swindon, UK.

*WALTHAM, T.* (2008): Fengcong, fenglin, cone karst and tower karst – *Cave and Karst Science*, 35 (3), pp. 77-88.  
*YUAN DAOXIAN* (1991): *Karst of China* – Geol. Publ. House, Beijing, China, 230 p.

**KARSZT-MORFOMETRIAI VIZSGÁLATOK  
A BÉLI-HEGYSÉGBEN**

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

TELBISZ TAMÁS – KIRÁLY ÉVA

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

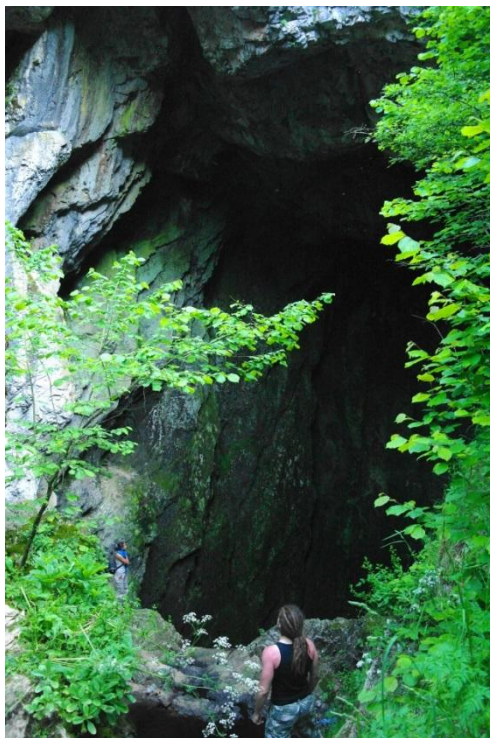
[telbisztom@caesar.elte.hu](mailto:telbisztom@caesar.elte.hu)

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

**Bevezetés**

Az 1200 km<sup>2</sup> területű Béli-hegység (Codru-Moma) az Erdélyi-szigethegység nyugati részén magasodik, legkiemelkedőbb tetője a Piliș/Pleșu, 1112 m, és a nyugati oldalán futó főgerincének átlagos t.sz.f. magassága 900-1000 m. A Béli-hegység a Bihar „árnyékában” általában kevesebb figyelmet kap, pedig itt is jelentős karsztvidékek találhatók, melyek együttevén a felszín 14%-át foglalják el. Négy karsztos részterületről beszélhetünk: a Köröstárkányi (Târcaia)-fennsíkról, a Havasdombrói (Dumbrăvița de Codru)-fennsíkről, a Menyházai (Moneasa)-karsztról és a legkiter-

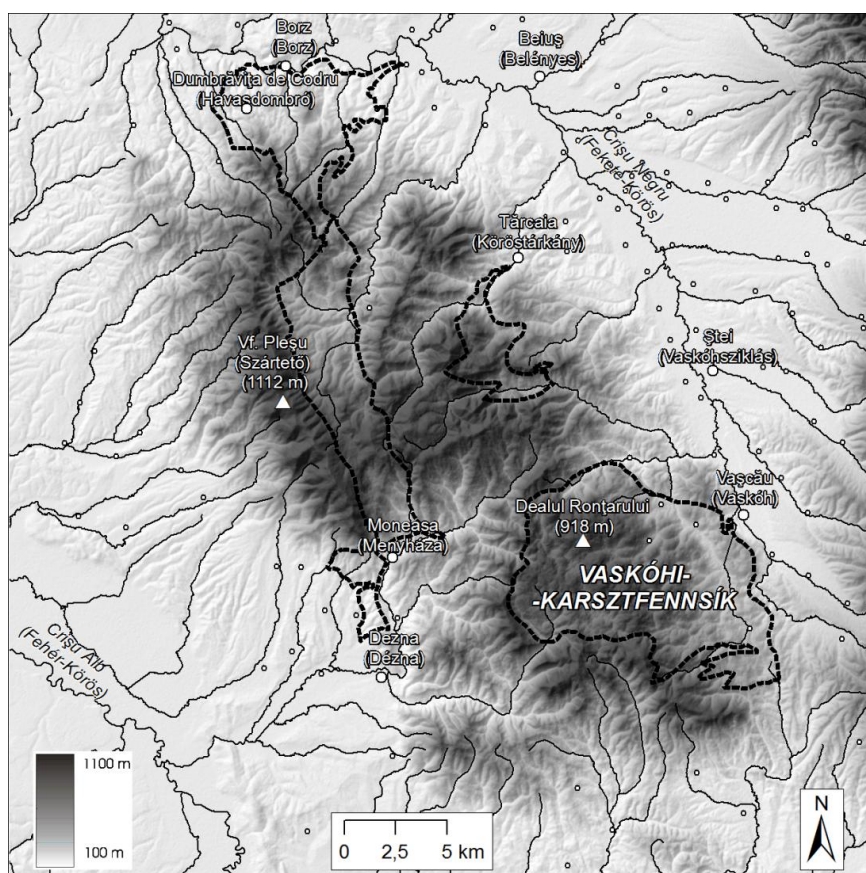
jedtebb Vaskóhi (Vașcău)-fennsíkról, ezért jelen tanulmányban is elsősorban ez utóbbira összpontosítunk.



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

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

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

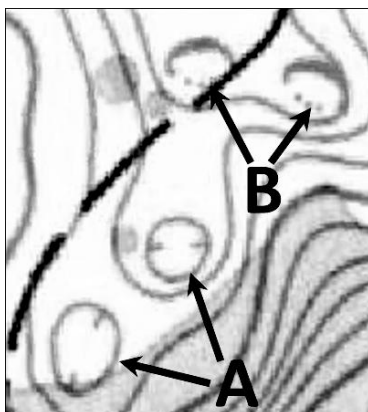


2. ábra: A Béli-hegység digitális terepmodellje (NASA SRTM) és karsztos részterületei (kis kör: települések)  
 Fig. 2: NASA SRTM digital terrain model of Codru-Moma Mountains and karst terrains of the mountains (small circles: settlements)

## Adat és módszer

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

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



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

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

## Eredmények

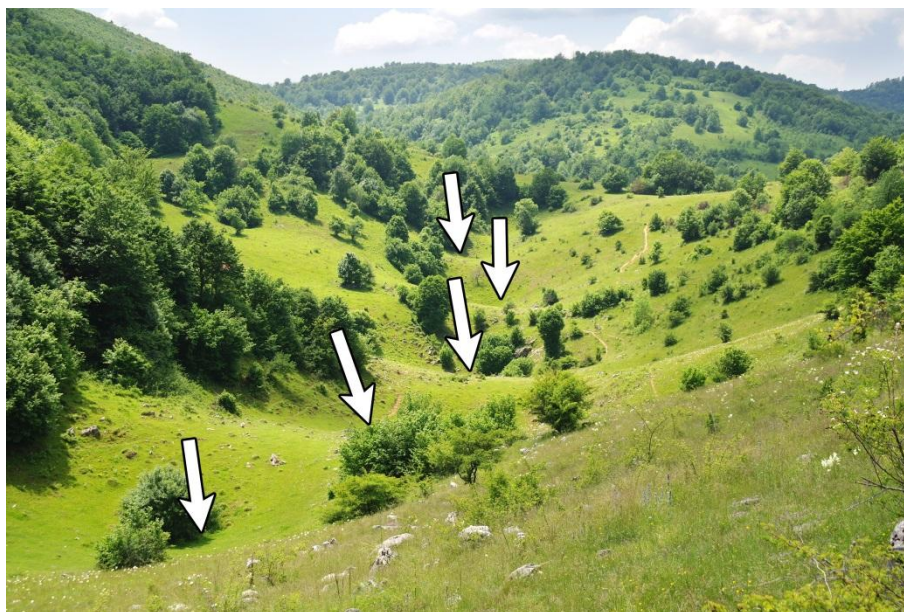
A Béli-hegység karsztos részterületeinek összefoglaló töbr-morfometriai adatait az *I. táblázat* tartalmazza. Ez alapján látható, hogy a Vaskóhi-karszt nem csak a legnagyobb, de egyben a legsűrűbben töbrösödött részterület is.

*I. táblázat*  
Table I

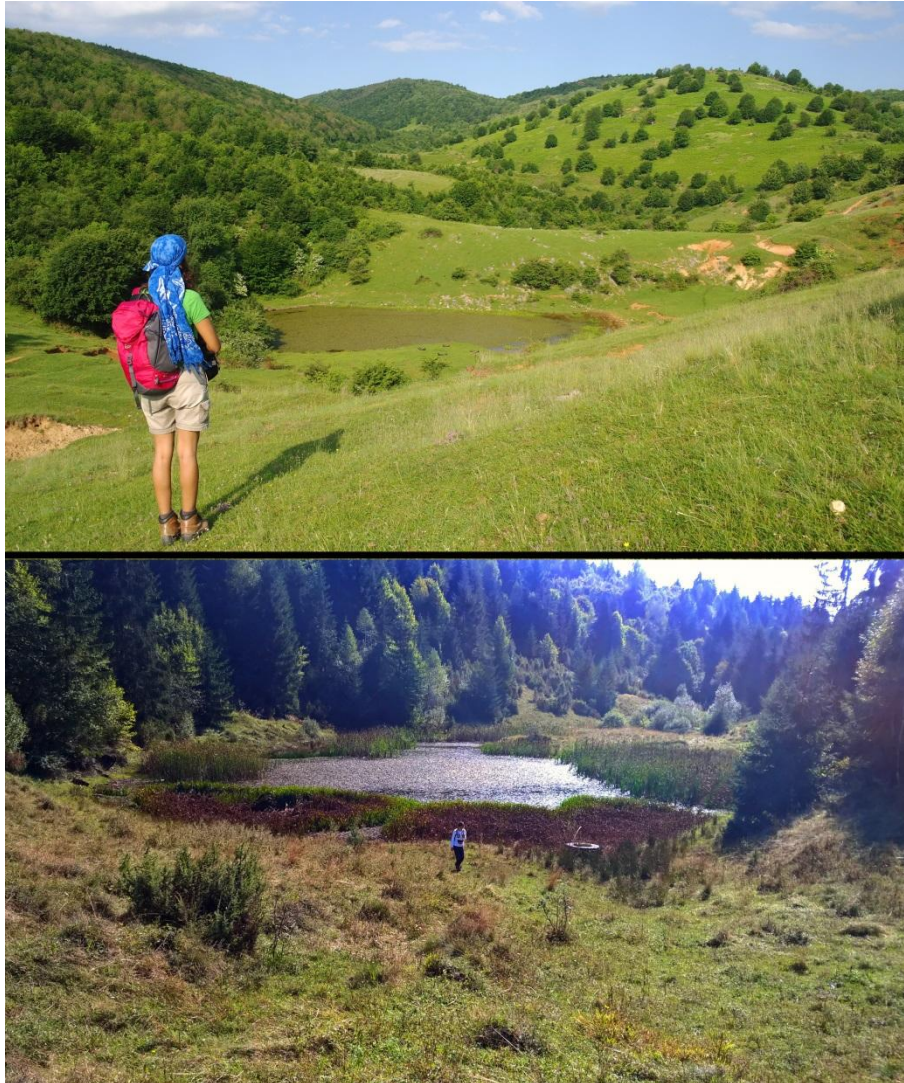
*Béli-hegység karsztos részterületeinek összefoglaló morfometriai adatai*  
General morphometric data of karst terrains in Codru-Moma Mountains

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

### *Áttekintő karsztmorfológiai jellemzés*



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



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

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

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

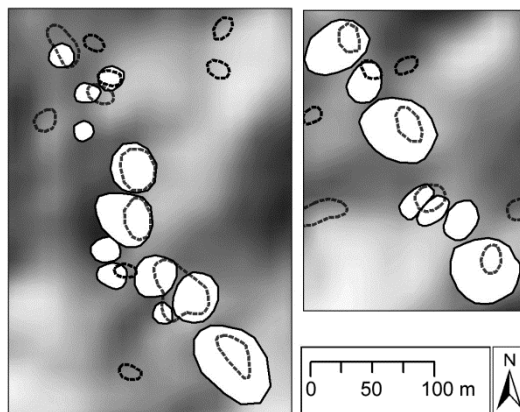
A töbrök gyakran alkotnak összetartozó, de nem feltétlenül egy vonal mentén elhelyezkedő, 10-15 kisebb mélyedésből álló csoportokat, klasszikus megfogalmazás szerint uvalákat (erre később még kitérünk). Még nagyobb kiterjedésű mélyedésekkel elsősorban a nyugati részeken találkozhatunk, ahol akár több tucat kisebb mélyedés alkot nagy, zárt depressziókat, melyeket *MÓGA* (2004) a román szakirodalom (*RUSU* 1988) alapján kaptációs (belső lefolyású) medencéknek nevez. Feltűnő még a töbörtavak (5. ábra) viszonylag jelentős száma, amit az egyébként kis vastagságban jelenlévő agyagos kitöltés okoz. Ez a kitöltés helyenként vöröses színű, és analógiák (pl. Királyerdő, Aggtelek) alapján feltehetőleg melegebb időszakok mállástermékeként jött létre. Összesen 15 töbörtó van a Vaskóhikarszton, méretük 580 és 19 585 m<sup>2</sup> között változik. Mivel alapvetően a csapadékból – illetve esetenként nagyon rövid, időszakos vízfolyásokból – táplálkoznak, továbbá kis méretűek, ezért a száraz időszakok végére többnyire kiszáradnak.

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



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

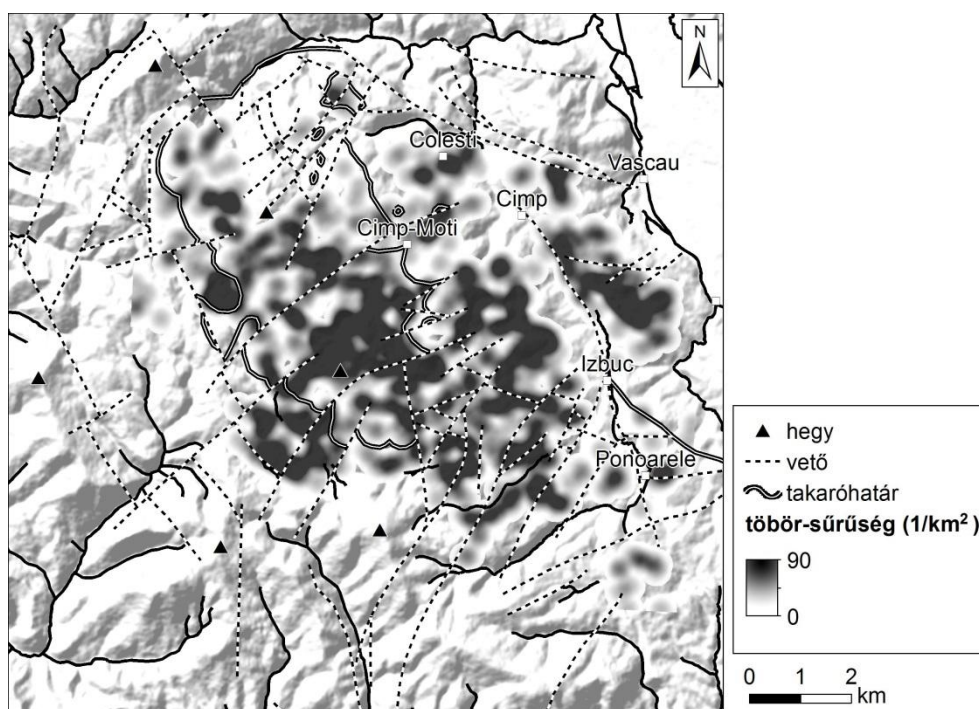
### Töbrök elterjedése és jellemző mérete



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

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

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

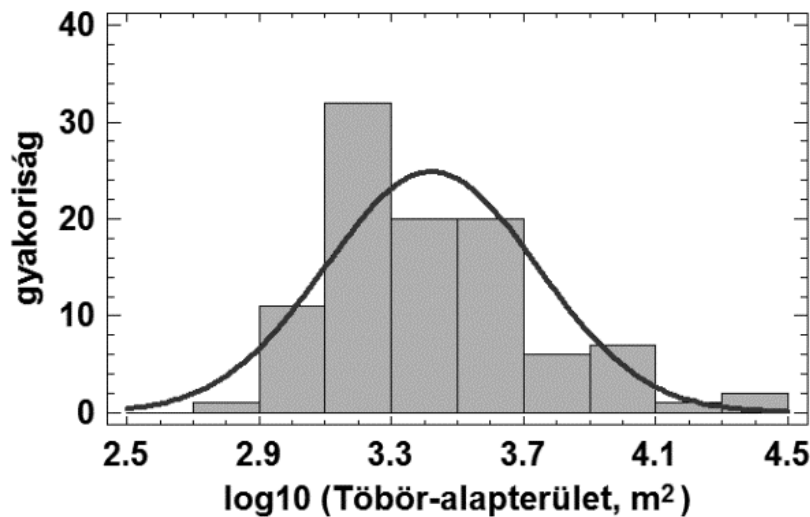


8. ábra: Töbrör-sűrűségi térkép a Vaskóhi-karsztról  
 Fig. 8: Doline density map about Vașcău Karst

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

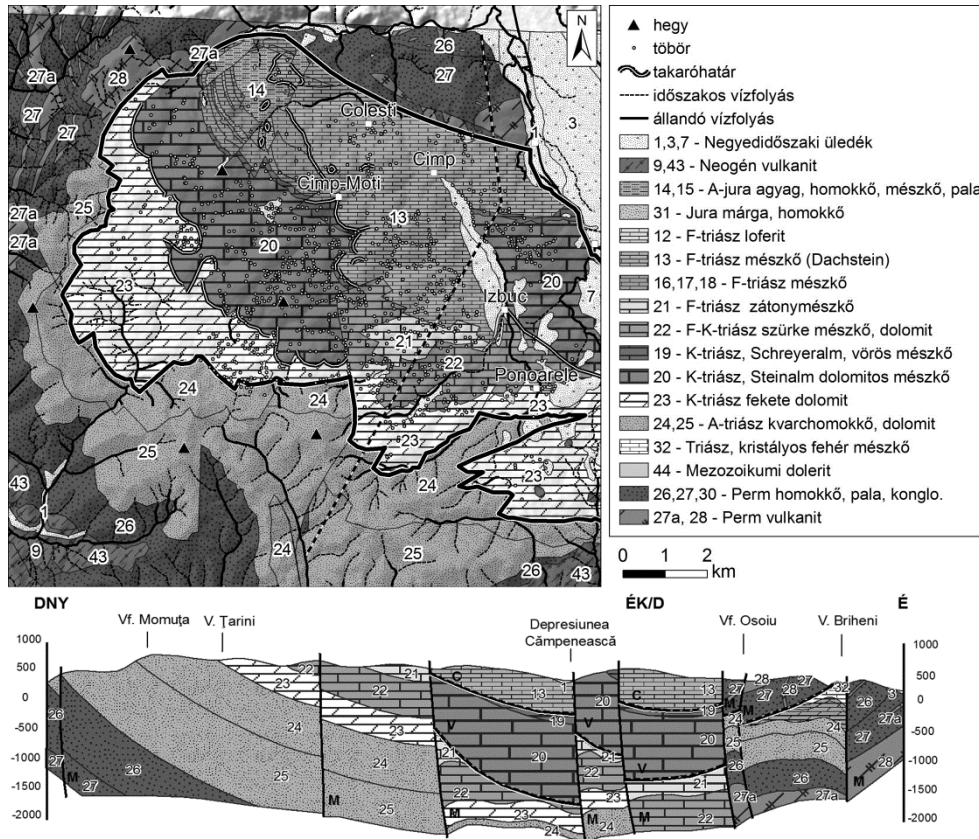
63% a szimbólummal jelölt töbrök aránya (TELBI SZ et al. 2015). Az Aggteleki-karszton LiDAR elemzés alapján 1167 töbröt azonosítottunk, ami  $15,5 \text{ db/km}^2$ -es töbr-sűrűségnek felel meg (LÁTOS et al. 2015). A Vaskóhi-karszt kisebb töbr-sűrűségének oka részben az, hogy itt a domborzat völgyekkel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

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



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

## Geológiai tényezők hatása



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

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

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

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

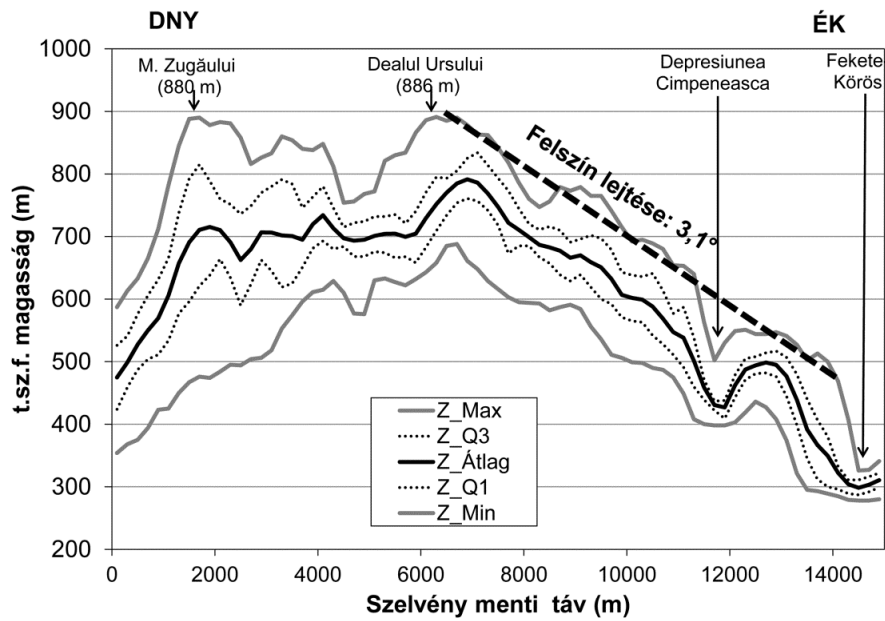
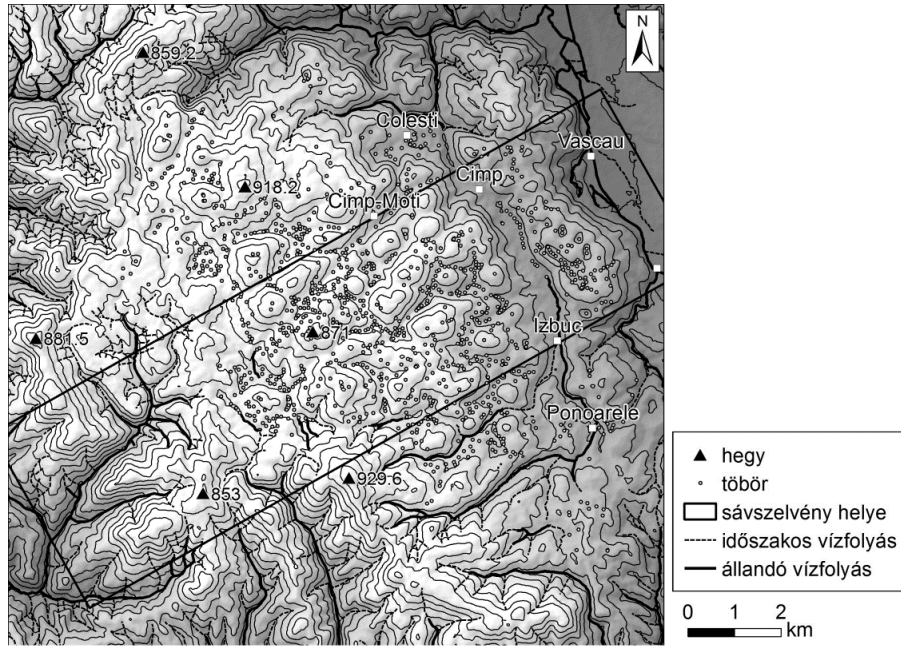
II. táblázat  
Table II

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

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

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

Töbrösödés és domborzat kapcsolata



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

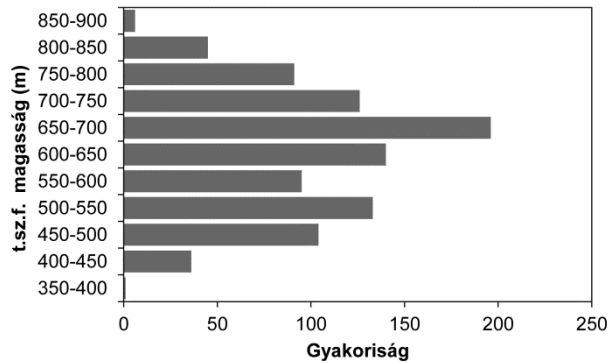
A Vaskóhi-karszt sávszelvénye (11. ábra) alapján a fennsík morfológiáját két fő részre oszthatjuk. A keleti oldalon, a főgerinctől (háttól) a Fekete-Körös völgyéig tartó rész nem túl meredeken ( $3,1^\circ$  szögben), de határozottan és egységesen lejt kelet felé. Ez felszindőlés egy korábban elegyengetett,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

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

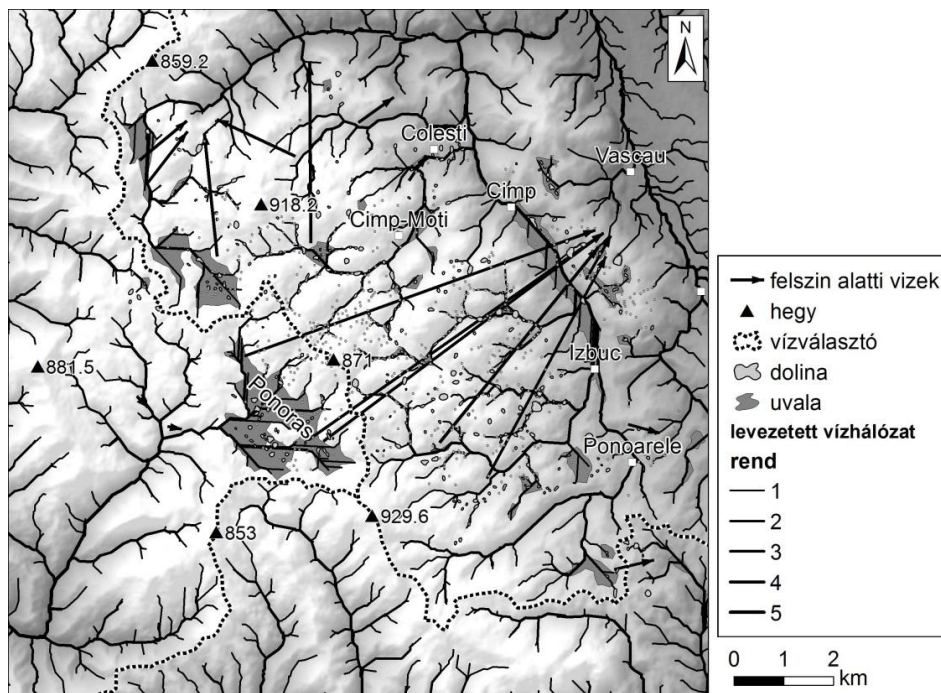
A töbrök tengerszint feletti magassága alapján készült hisztogramról (12. ábra) leolvasható, hogy a legjellemzőbb szint a 650-700 m közötti, ez megfelel a „tál” keleti oldalának és a központi gerinctől keletre eső részeknek, a második legfontosabb szint az 500-550 m közötti, ami az Izbuć és Vaskóh közötti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

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

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



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



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

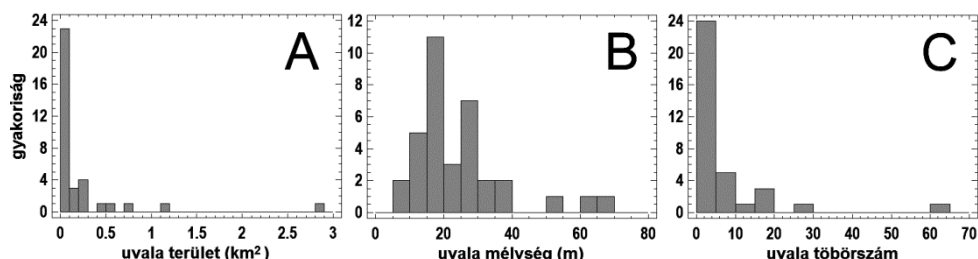
Mivel a völgyek ma is meghatározó elemei a domborzatnak, ezért a DTM segítségével a hidrológiai modellezés eljárásaival a vízhálózat jól rekonstruálható a Vaskóhi-karszton, ennek eredményét mutatja a *13. ábra*. Az eljárás lényege, hogy a zárt mélyedéseket feltöltjük a perem legalacsonyabb pontjáig,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

#### *Uvala vagy kaptációs medence?*

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

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

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



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

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

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

## Következtetések

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

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

sorolhatók, a legnagyobbak a ČALÍČ (2011) fële definícióinak megfelelő, km<sup>2</sup>-es nagyságrendű, szabálytalan alakú, több tucat kis mélyedéssel tagolt formák – ezek jellemzően vetők mentén, illetve takaróhatároknál alakultak ki; míg a többi kisebb, kerekded forma leggyakrabban a völgy-összefolyásokhoz kapcsolódik.

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

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

### **Köszönetnyilvánítás**

A kutatást az OTKA 115472 számú pályázata támogatta.

### **IRODALOM**

*BAUER, CH.* (2015): Analysis of dolines using multiple methods applied to airborne laser scanning data – *Geomorphology* 250, pp. 78-88.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.08.015>

*BLEAHU, M.–PANIN, S.–TOMESCU, C.–STEFAN, A.–ISTRATE, G.–STEFANESCU, M.* (1979): Harta Geologica 1:50 000. Vaşcău – Institutul de Geologie si Geofisica.

*ČALÍČ, J.* (2011): Karstic uvala revisited: Toward a redefinition of the term - *Geomorphology* 134/1-2, pp. 32-42.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.029>

*GÉCZI R.* (2006): A Béli-hegység földtana és geomorfológiája másfél évszázadnyi kutatás tükrében – in: *KISS A., MEZŐSI G., SÜMEGHY Z.* (szerk): Táj, környezet és társadalom, SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, pp. 213-224.

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

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

**A SZILVÁSVÁRADI SZALAJKA-PATAK MÉSztUFÁINAK  
SZEZONÁLIS GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA**

**SEASONAL GEOCHEMICAL STUDY OF FRESHWATER Tufa  
OF SZALAJKA-CREEK (BÜKK MTS., HUNGARY)**

BÓDAI BARBARA<sup>1</sup> – MÓGA JÁNOS<sup>1</sup> – BARTHA ATTILA<sup>2</sup> –  
HOLLÓ SÁNDOR<sup>2</sup> – KELE SÁNDOR<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, 1117 Budapest, Pázmány  
Péter sétány 1/C, [bodai.barbara@gmail.com](mailto:bodai.barbara@gmail.com),

<sup>2</sup>Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, 3304 Eger, Sánc u. 6.

<sup>3</sup>Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi  
Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út  
45., [keles@geochem.hu](mailto:keles@geochem.hu)

*Abstract: In the Bükk Mts. (NE-Hungary) several actively depositing freshwater tufa site can be found, mainly linked to morphological steps, where CO<sub>2</sub> degassing is intense. One of the most spectacular tufa sites is located in the Szalajka-Valley, where physicochemical parameters were measured in situ and water and tufa samples were collected along a downstream section for stable isotope analysis. The measurements and the sample collectings were seasonal, in October 2013, and in February, May, and August 2016. The water temperature shows seasonal changes downstream, the values were decreased along the longitudinal profile during winter and increased in spring, autumn and summer. Major changes in pH and EC values were observed at the waterfalls.  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  of water samples show seasonal patterns caused by evaporation during warmer periods. The  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of tufa do not represent a clear pattern. The stable isotope values of the tufa fit to the values of other tufas from Hungary and to tufas from the neighbouring countries confirming that the oxygen isotopic composition of the meteoric water is the main driver for the  $\delta^{18}\text{O}$  values in tufa samples.*

## **Bevezetés**

A Bükk hegységben fontos természeti értéket képviselnek a gyakran előforduló mésztufa kiválások. Képződésük a meredekebb lejtőkhöz, topográfiai törésekhez, és a mederben lévő különböző akadályokhoz kötődik, amint azt a Szalajka-patak mentén is megfigyelhetjük. Ezeken a helyeken a CO<sub>2</sub> eltávozása következtében megváltozik a víz egyensúlyi állapota, és az oldott karbonát kiválik az oldatból. A forrástól folyásirányban távolodva a víz hőmérséklete évszakosan változik, emellett azonban az oldatból kiváló karbonát geokémiai összetételében is megfigyelhetünk esetenként évszakos változásokat (ANDREWS – BRASIER 2005, OSÁCAR et al. 2013). Az évszakos és/vagy környezeti feltételek megváltozása hatással van a mésztufák kiala-

kulására, így például a kalcitkristályok sűrűségének megváltozására is, ami a forrásmészke szövetében is megfigyelhető (KANO et al. 1999, MATSUOKA et al. 2001, KANO et al. 2003, KAWAI et al. 2006). A kalcit kiválásának mértéke általában nem egyenletes, változik az év folyamán: nyáron és ősszel magas, míg télen és tavasszal alacsony, sőt a források hosszabb-rövidebb időre télen a fagy, nyáron pedig a szárazság miatt időlegesen elapadhatnak, aminek következtében a kiválás is szünetelhet. Erre a szabályos rétegzettségére hatással lehet még a növényi aktivitás, illetve az egyéb környezeti feltételek.

Munkánkkal arra a kérdésre kerestük a választ, hogy a karsztvíz hőmérsékletében és a kémiai összetételében fennálló évszakos változások hogyan és milyen mértékben őrződnek meg a mederben lévő mésztufa kiválások geokémiai összetételében.

### **Vizsgált terület**

A szilvásvárad Szalajka-völgy legnagyobb vízmennyiséget adó forrása a 450 m tszf magasságon fakadó Szalajka-forrás (HEVESI 1972), ami ott bukkan fel, ahol a triász időszi mészkőrétegek és az azokhoz támaszkodó, jórészt vízzáró agyagpala érintkeznek (AUJESZKY – SCHEUER 1979). A forrás vízgyűjtő területe a tőle D–DK-re húzódó, erősen karsztosodott Bükk-fennsík. A vízgyűjtő területének nagysága 8-10 km<sup>2</sup> (internet\_A). Napjainkban a forrás átlagos évi vízhozama 4200 l/p (PELIKÁN [szerk.] 2005). A Szalajka-forrás a legnagyobb táplálója és forrása a Szalajka-pataknak, amelynek medrében számos mésztufa lerakódás figyelhető meg. Magát a völgyet is jelentős vastagságú mésztufa tölti ki, amely a Tótfalu-völgy csatlakozás előtt ékelődik ki (ZSILÁK 1960). A patakot nagyjából a völgy felső részén fakadó karsztforrások táplálják, melyek szélsőséges vízjárást mutathatnak. Szárazabb időszakokban előfordul, hogy a Szalajka-patak sem a felszínen, hanem az alatt, búvópatakként folytatja útját a meder egy hosszabb-rövidebb szakaszán. A hideg karsztvízként felszínre bukkanó Szalajka-forrás az oldott CO<sub>2</sub>-t sokáig oldatban tudja tartani, ezért a mészanyag kiválása csak később, a forrástól távolabb indul meg. Az első jelentősebb mésztufa kiválás, amelyet mintáztunk, kb. 413 m távolságban volt a forrástól (I. táblázat). A Szalajka-forrástól mintegy 500 m-re egy látványos tetarátta figyelhető meg, ahol a mésztufa lépcsőkön megtörő víz vízesést formál. Ez a híres Fátyol-vízesés, amely a hegység és egyúttal hazánk egyik legtöbbet emlegetett tetarátás mésztufa előfordulása (I. ábra).



1. ábra. A Fátyol-vízesés.

Fig. 1 One of the most beautiful waterfall in Hungary, the Fátyol-Waterfall.



2. ábra. A Szikla-forrás.

Fig. 2 The Szikla-Waterfall.

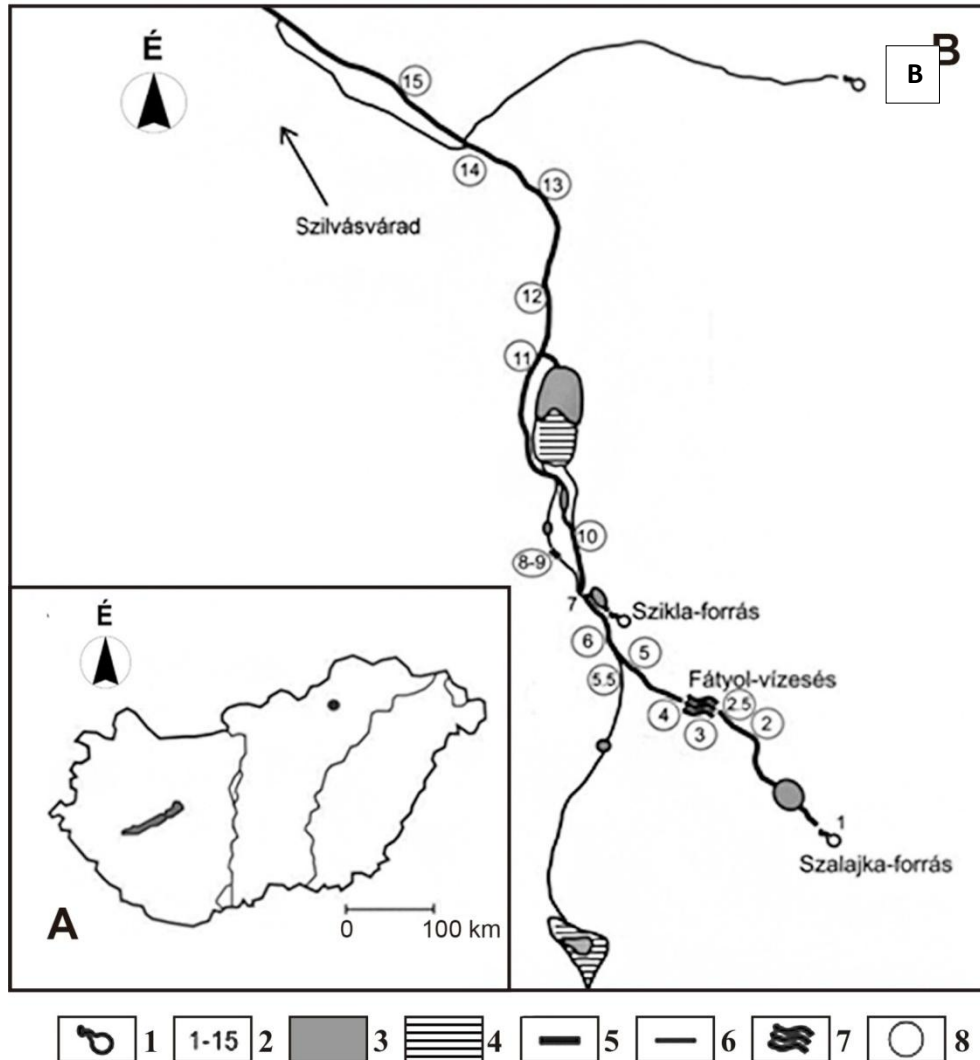
*HEVESI* (1972) mérései alapján a Szalajka-patakba rakott fadarabokon 1 év alatt 5 mm-es, néhol 1 cm-es mészbevonat képződött. A Szalajka-patak melletti halgazdasági őrház 2,8 m-es vízesésénél képződött mésztufatömb régi ércaprító kerekén 140 év alatt közel 280 cm magas, 150 cm sugarú, félhenger alakú mészanyag vált ki, évi 2 cm-es felületi vastagodással, amelynek értékét a moszat és mohapárnák növényi tevékenysége is nagyban elősegíti. A mésztufa kiválási sebességének pontosabb becslését a vízbe helyezett üveglemezek segítségével jelen munka keretei között kezdtük el. A Szalajka-patak másik fő tápláló forrása a Szikla-forrás (2. ábra), amely egy mészkőszirt aljában fakad ott, ahol a kőzettrétegek csapása közel merőleges a völgyre (*PELIKÁN* [szerk.] 2005). A forrás, mintegy 2 m magas vízesést képez (*AUJESZKY – SCHEUER* 1979). A forrást legnagyobb mennyiségben a mészkövön beszivárgó csapadékvíz táplálja, vízgyűjtő terü-

lete 4-6 km<sup>2</sup> (internet\_B). Vízhozama ingadozó, a csapadék mennyiségének függvényében alakul, átlagos vízhozama 1700 l/p (PELIKÁN [szerk.] 2005).

### **Alkalmazott módszerek**

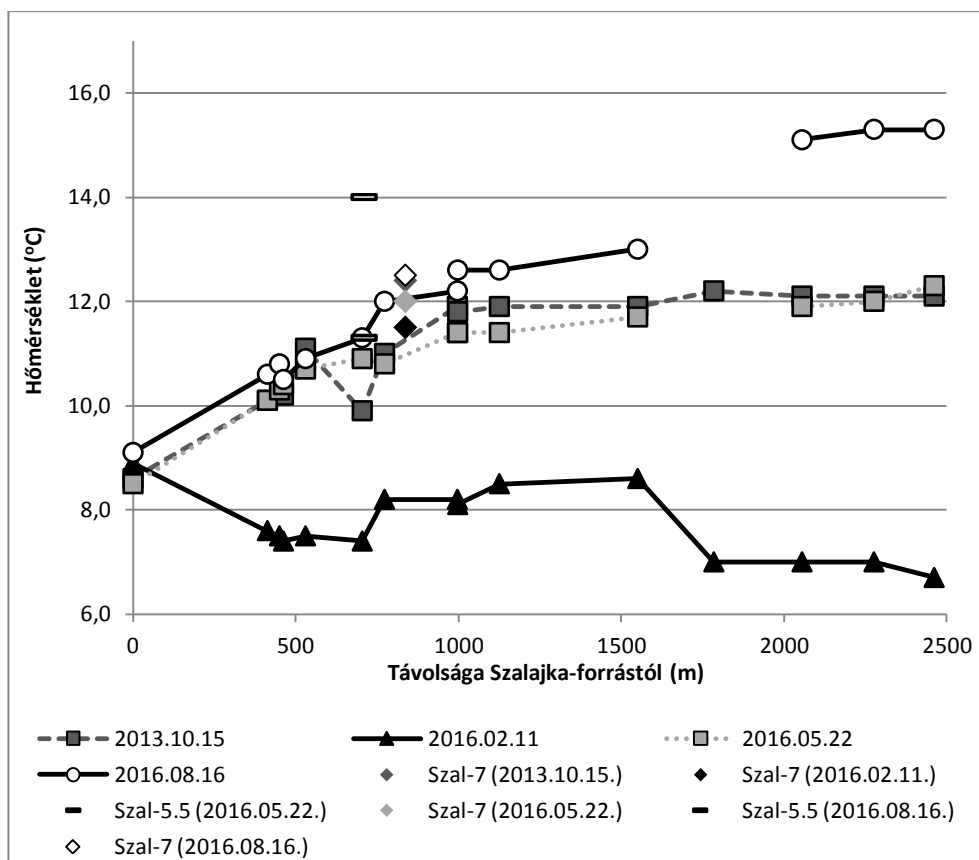
A Szalajka-patak mentén 2013. október 15-én kezdtük el a méréseket. 2016-tól évszakos vizsgálatokat folytatunk (2016. február 11., május 22., augusztus 16). Összesen 15 db állandó mérőállomást (3B. ábra) határoztunk meg a folyásirányú szelvény mentén, a Szalajka-forrástól indulva. Az egyes állomásokat (mintavételi helyszíneket) a jelentősebb mésztufa előfordulási helyeken jelöltük ki, illetve ott, ahol egyéb tényező (pl. hozzáfolyás) módosító hatását feltételeztük. A mérőállomásokon pH-t, vízhőmérsékletet, és vezetőképességet mértünk, valamint víz és mésztufa mintákat gyűjtöttünk. Mivel nem minden mérési ponton volt forrásmészke kiválás, így karbonátmintákat összesen 13 helyről vettünk. A terepi mérések során VWR ph10 (pontossága: pH esetében  $\pm 0,02$ , hőmérsékletnél  $\pm 0,3$  °C) és PCTestr 35 (pontossága: vezetőképesség esetében  $\pm 1\%$  a teljes skálára vonatkoztatva), Hanna HI9811-5 (pH  $\pm 0,02$ , hőmérséklet  $\pm 0,5$  °C, EC  $\pm 2\%$ , TDS  $\pm 2\%$ ), és Adwa AD12 (pH  $\pm 0,01$ , hőmérséklet  $\pm 0,5$  °C) műszereket használtunk.

Méréseként 13 db forrásmészke mintán készültek stabil szén- és oxigénizotópos elemzések az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerrel, a Spötl és Vennemann (2003) által leírt vivőgázás technika alkalmazásával. Az izotópos összetételt a hagyományos  $\delta$  értékkel fejeztük ki ezrelékben (‰) a V-PDB ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) és V-SMOW ( $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) sztenderdekhez viszonyítva. A reprodukálhatóság mind a  $\delta^{13}\text{C}$ , mind a  $\delta^{18}\text{O}$  értékek esetében  $\pm 0,05$  ‰ volt. A Szalajka-patak mentén, a forrástól kezdődően folyásirányban összesen 15 db vízmintát gyűjtöttünk mérésenként. A vízminták  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta\text{D}$  elemzése a MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében, LGR LWIA-24 típusú lézerspektroszkóppal készült. A mérések bizonytalansága  $\delta^{18}\text{O}$  értékeknél  $\pm 0,2$  ‰,  $\delta\text{D}$  esetében  $\pm 1$  ‰ volt.



3. ábra. A) A vizsgált terület elhelyezkedése. B) A Szalajka-patak hosszmetezete mérőállomásokkal.  
 Jelmagyarázat: 1. forrás, 2. mérési és mintavételi pont, 3. tó, halastó, 4. időszakosan vízzel borított terület, 5. patak, 6. felszíni hozzáfolyás, 7. vízesés, 8. az állomáson mésztufa gát található  
 Fig. 3 A) The studied area in Bükk Mts., Hungary. B) Downstream profile of the Szalajka-creek with the sampling points.  
 Legend: 1. spring, 2. measurements and sampling points, 3. pool, fishpond, 4. intermittently water covered area, 5. creek, 6. surface inflow, 7. waterfall, 8. station with freshwater tufa deposit

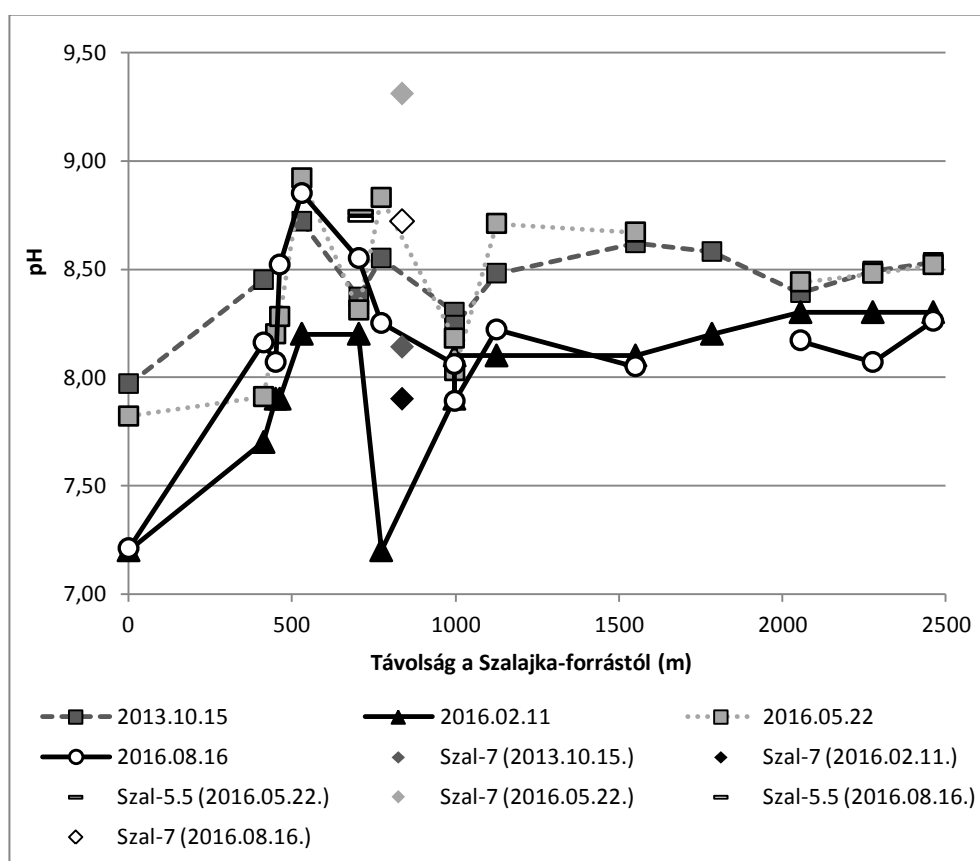
## Eredmények és értékelés



4. ábra. A Szalajka-patak vízhőmérsékletének változása a szelvény mentén a vizsgált időszakokban.  
Fig. 4 Change of water temperature along the section.

A folyásirányban történő vízhőmérséklet változás évszakfüggő: hűvösebb évszakban a forrástól távolodva az értékek csökkennek, míg melegebb időszakban növekednek. Ezt az évszakos változást figyelhetjük meg a Szalajka-patak vízhőmérsékleti értékeiben is (4. ábra, I. táblázat). A diagramon a Szal-5.5 jelzés a Horotna-völgy felőli hozzáfolyást jelöli a csatlakozás előtt néhány méterrel, míg a Szal-7 jelzésű értékek a Szikla-forrás hozzáfolyását jelölik a Szalajka-patakhoz. A Szalajka-forrás hőmérséklete a mérések alkalmával nem mutatott jelentős változást (ősz: 8,6 °C, tél: 8,9 °C, tavasz: 8,5 °C, nyár: 9,1 °C). Folyásirányban haladva, azonban a vízhőmérsékleti értékek évszakosan változtak. A 2016 téli mérés alkalmával a Szalajka-forrástól távolodva 7,0–6,7 °C-ra csökkentek a vízhőmérsékleti értékek, míg a 2013 őszi és 2016 tavaszi mért értékek kb. azonos mértékű nagyságrenddel növekedtek (ősz: 12,1 °C, tavasz: 12,0–12,3 °C). A legjelentősebb

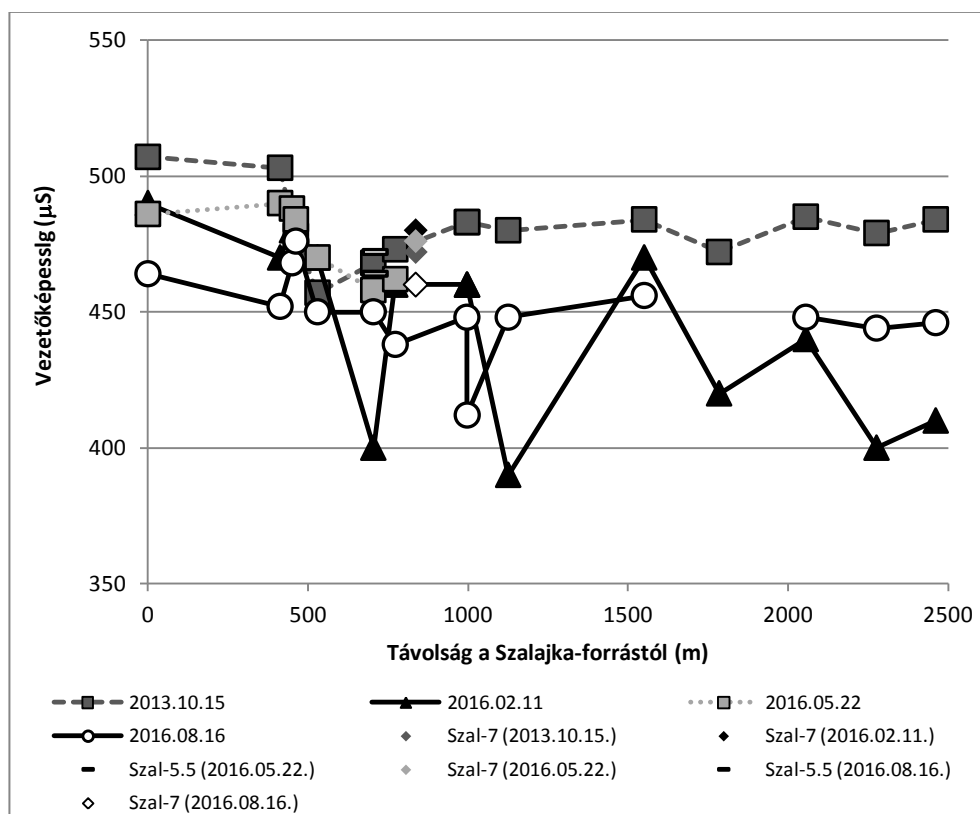
víz hőmérsékleti változást a szelvény mentén a 2016-os nyári mérés során mértük. A szelvény utolsó mérési pontjain a víz hőmérséklet elérte a 15,1–15,3 °C-ot.



5. ábra. pH érték változása a szelvény mentén.  
Fig. 5 Changes in pH downstream.

Összességében elmondható, hogy folyásirányban haladva a víz hőmérsékleti értékek a 2013 októberi, 2016 májusi, és 2016 augusztusi mérések alkalmával növekedtek, míg 2016 februárjában csökkentek. Néhány mérőpontra eltérést tapasztaltunk, ahol a szomszédos mérőállomásokhoz képest alacsonyabb vagy magasabb volt a víz hőmérséklete. Az értékeket egyaránt befolyásolhatta a növényzet, a völgy geomorfológiája, a víz helyenkénti felszín alatti haladása valamint a felszín alatti és a felszíni hozzáfolyások. A 7. mérőállomáson a Szikla-forrás vizének a Szalajka-patakhöz történő hozzáfolyása okozta az eltérést a víz hőmérsékletében. Méréseink idején a Szikla-forrás hőmérséklete 12,4 °C (ősz), 11,5 °C (tél), 12,0 °C (ta-

vasz) 12,5 °C (nyár) körül változott. A Szikla-forrás vize nem közvetlenül folyik hozzá a Szalajka-patakhoz, hanem egy kisebb felszíni medencéből, amely a napsugárzás hatására melegebbé válhat. A pizstrángos tavak vizének hozzáfolyása a patakhoz további módosító tényező lehet az összes mért paraméterre vonatkozóan (FUTÓ 1968).



6. ábra. A Szalajka-patak szelvénye mentén mért vezetőképesség adatai.  
Fig. 6 Changes in electric conductivity downstream.

A mért pH értékeket az 5. ábra és az I. táblázat foglalja össze. Az adatok 2013 októberében 7,97–8,62; 2016 februárjában 7,2–8,3; 2016 májusában 7,82–8,92, és 2016 nyarán 7,21–8,85 között változtak. A legalacsonyabb pH értékeket (7,97; 7,2; 7,82, 7,21) a Szalajka-forrásnál mértünk, ahol nem tapasztaltunk forrásmész-kő képződést. A legmagasabb pH értékeket a 4. állomáson, a Fátyol-vízesés után mértünk (ősz: 8,72; tél: 8,2; tavasz: 8,92; nyár: 8,85). A szelvény mentén haladva az 5. és 10. állomások között változtak jelentősebben az értékek, amelyekre a hozzáfolyások (pl. Horotnavorölgy, Szikla-forrás) és a változó mennyiségű karbonát lerakódás lehetett

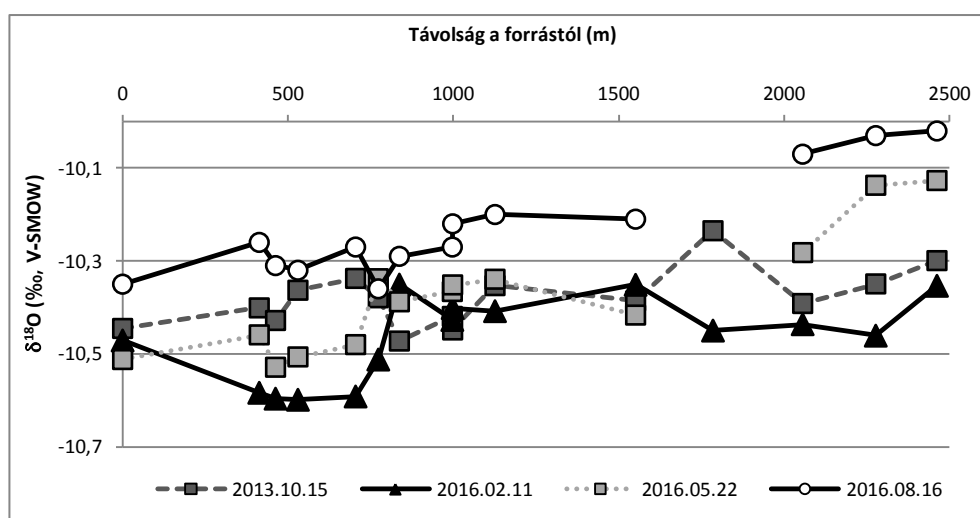
hatással. A 10. állomástól kezdődően, folyásirányban haladva, az értékek nem mutatnak jelentős változást.

A szelvény menti legjelentősebb pH változás az 1. (Szalajka-forrás) és a 4. (Fátyol-vízesés alatt) állomás között mutatható ki, ami a CO<sub>2</sub> oldatból való eltávozásának következménye.

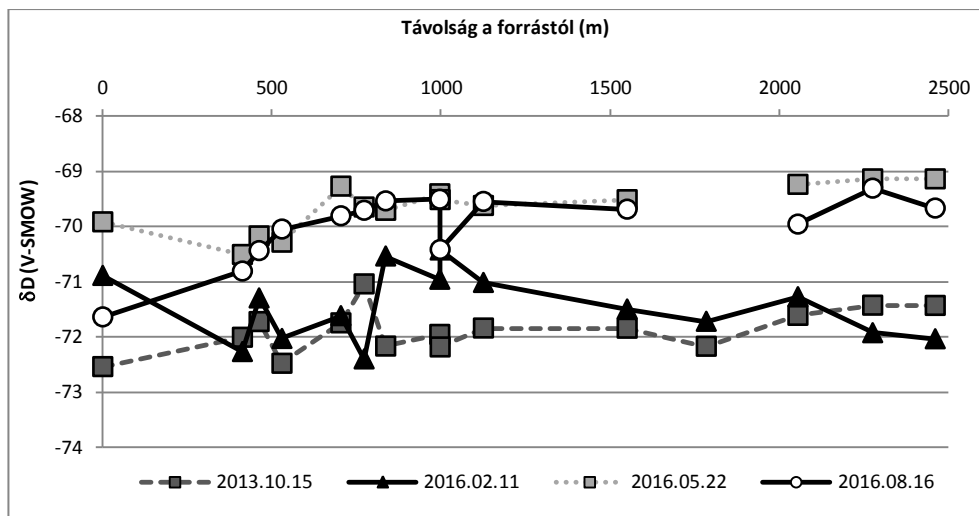
A vezetőképesség értékei őszen 457–507 μS, télen 390–490 μS, nyáron 395–476 μS között változtak (6. ábra, I. táblázat). A tavaszi mérés során csak a 7. állomásig mértünk adatokat (458–490 μS) a műszer technikai hibája miatt. A 2013 őszi, 2016 februári és tavaszi mérésnél megfigyelhető egy jelentős kezdeti csökkenés a 4., 5. állomásig. Ősszel a vezetőképesség nem változik jelentősen a szelvény mentén, télen azonban ingadozik, míg a szelvény végére érve ismét csökken. A nyári mérés értékei a nagyobb vízeséseknél mutatnak némi ingadozást.

## Stabilizotópos adatok értelmezése

### A Szalajka-patak vizének stabilizotópos összetétele



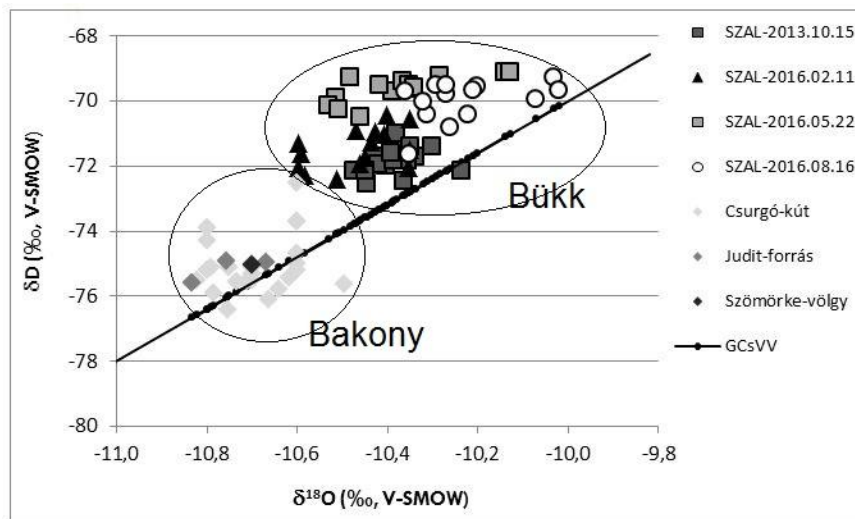
7. ábra. A Szalajka-patak vizének  $\delta^{18}O$  értékei.  
Fig. 7 The  $\delta^{18}O$  values of water.



8. ábra. A Szalajka-patak vizének  $\delta D$  értékei.  
 Fig.8 The  $\delta D$  data of water along the Szalajka-Creek.

A Szalajka-patak  $\delta^{18}O$  értékei a következően változtak: 2013 októberében  $-10,5 - -10,2$  ‰ (V-SMOW), 2016 februárjában  $-10,6 - -10,4$  ‰ (V-SMOW), 2016 májusában  $-10,5 - -10,1$  ‰ (V-SMOW) és 2016 augusztusában  $-10,4 - -10,0$  ‰ (V-SMOW) (7. ábra, II. táblázat). A patakvíz  $\delta^{18}O$  értékének teljes változása a szelvény mentén a 2013 őszi és a 2016 téli mérések folyamán mindössze  $0,3$  ‰ illetve  $0,2$  ‰, ami közel azonos a mérési hibahatárral ( $0,2$  ‰). Vagyis az őszi és a téli mérés alapján megállapíthatjuk, hogy a víz  $\delta^{18}O$  értéke a folyásirányban nem változott jelentősen. A 2016 tavaszi és nyári mintázáskor a teljes szelvény menti változás  $0,4$  ‰, mely a forrástól legtávolabb eső mérőállomásokon figyelhető meg jelentősebben. A nyári minták  $\delta^{18}O$  értékei a legkevésbé negatívabbak a többi méréshez képest, feltehetően a párolgás hatása miatt.

A patak  $\delta D$  értékei  $-73$  és  $-71$  ‰ (V-SMOW) között változtak 2013 októberében és 2016 februárjában. 2016 májusában  $-70$  és  $-69$  ‰ (V-SMOW), míg 2016 augusztusában  $-72 - -69$  ‰ (V-SMOW) közötti értékeket mértünk (8. ábra, II. táblázat). A  $\delta D$  változása a teljes szelvény mentén  $2$  ‰ októberben és februárban,  $1$  ‰ májusban és  $3$  ‰ augusztusban. A  $\delta D$  értékek mérésenként közel állandónak tekinthetők a szelvény mentén. A májusi és a nyári mintavétel értékei pozitívabbak, ami utalhat a párolgás mértékének megváltozására.



9. ábra. A Szalajka-patak stabilizotópos összetétele és összehasonlítása néhány bakonyi mintával (Csurgó-kút, Judit-forrás, Szömörke-völgy).

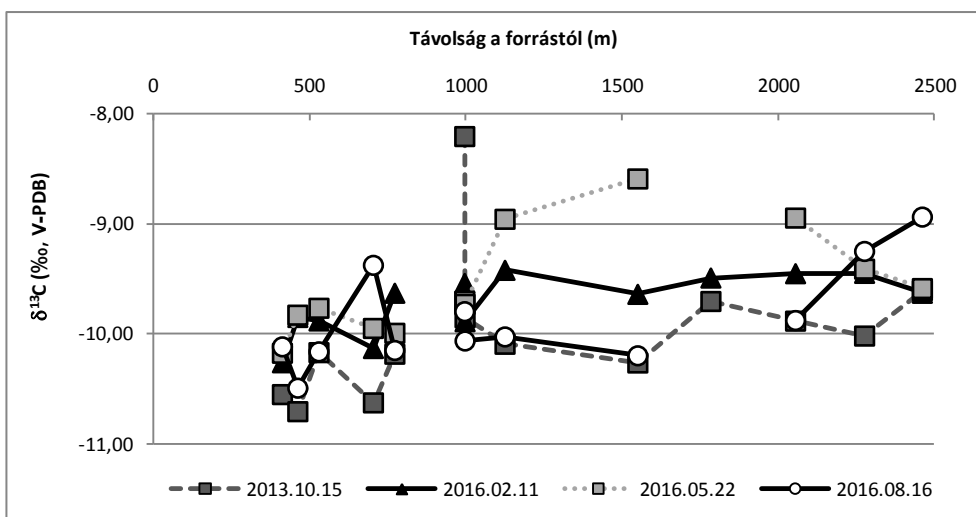
Fig. 9 Stable isotope composition of Szalajka-creek compared with data from Bakony Mts. (Hungary) (Csurgó-Spring, Judit-Spring, Szömörke-Valley)

A 9. ábra a Szalajka-patak stabilizotópos összetételét hasonlítja össze néhány bakonyi vízmintával. A bakonyi minták közül a Csurgó-kúti értékek a 2012. május – 2014. május közötti havi rendszerességgel történt mintagyűjtést, míg a Judit-forrás és a Szömörke-völgy vízmintái a 2013. augusztusi értéket tükrözik. A Szalajka-patak mért értékei közel helyezkednek a Globális Csapadékvíz Vonalhoz (GCsVV), ami nem meglepő, mivel a Szalajka-patak legnagyobb utánpótlását a csapadékvízből kapja, hasonlóan a bakonyi mintákhoz (BÓDAI et al. 2015).

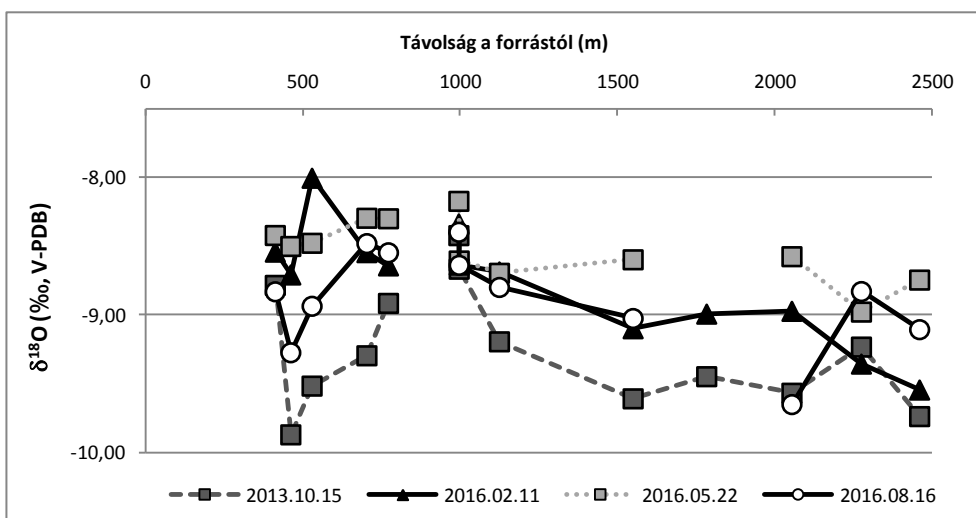
Az ábrán megfigyelhetjük, hogy a szalajka-pataki és a bakonyi minták két külön csoportot alkotnak. A magassági hatás átlagosan 0,2 – 0,7 ‰ / 100 m változást okozna az oxigénizotópos összetételben (AMBACH et al. 1968, ANDREWS 2006), vagyis a tengerszint feletti magasság növekedésével a csapadék izotópos összetétele általában egyre negatívabbá/könnyebbé válik. A diagramon ezzel szemben az látható, hogy az alacsonyabb tengerszint feletti magasságú helyeken (Csurgó-kút ~290 m, Judit-forrás ~375 m, Szömörke-völgy ~320 m) gyűjtött bakonyi minták a negatívabbak, míg a magasabb tengerszint felett elhelyezkedő (450-380 m) bükki minták a pozitívabbak. A víz stabilizotópos értékeire hatással lehet a felszín alatti tartózkodási idő, keveredés más izotópos összetételű vízzel, a csapadék eredete stb. Az évszakosan eltérő csapadék izotópos értékeket ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ) a tartózkodási idő kiegyenlítheti, amit a bakonyi Csurgó-kút esetében is megfigyel-

hetünk (BÓDAI et al. 2015), és ez a szalajka-pataki mintáknál is fennálló tényező lehet.

*A Szalajka-patak mésztufáinak stabilizotópos összetétele*



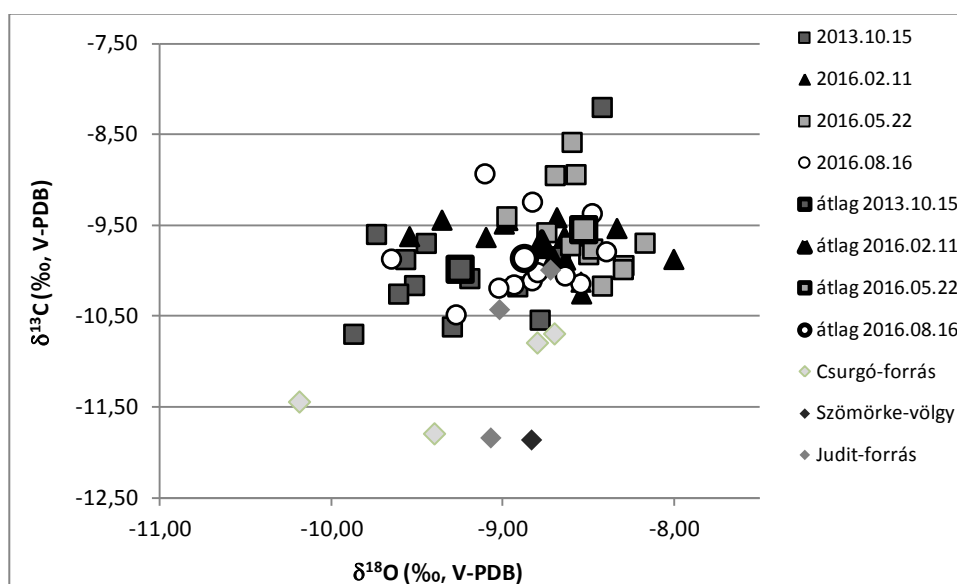
10. ábra. A Szalajka-patak mésztufáinak δ<sup>13</sup>C értéke a szelvény mentén.  
Fig. 10 The δ<sup>13</sup>C values of freshwater carbonate downstream.



11. ábra. A Szalajka-patak mésztufáinak δ<sup>18</sup>O értéke a szelvény mentén.  
Fig. 11 The δ<sup>18</sup>O values of freshwater carbonate downstream.

A Szalajka-patak mésztufáinak δ<sup>13</sup>C értékei 2013 októberében -10,70 ‰ és -8,21 ‰ (V-PDB), 2016 februárjában -10,26 ‰ és -9,42 ‰ (V-PDB), a

2016 májusi mintavétel értékei  $-10,17$  ‰ és  $-8,5$  ‰ (V-PDB), míg 2016 augusztusában  $-10,49$  ‰ és  $-8,94$  ‰ (V-PDB) között mozogtak (10. ábra). A  $\delta^{18}\text{O}$  értékek 2013 őszen  $-9,87$  ‰ és  $-8,42$  ‰ (V-PDB) között változtak, 2016 telén  $-9,55$  ‰ és  $-8,00$  ‰ (V-PDB), 2016 tavaszán az értékek  $-8,98$  és  $-8,17$  ‰ (V-PDB), és 2016 nyarán  $-9,65$  ‰ és  $-8,48$  ‰ (V-PDB) között alakultak (11. ábra, III. táblázat).



12. ábra. A Szalajka-patak mésztufáinak stabilizotópos értéke és összehasonlítása néhány bakonyi mésztufa mintával.

Jelmagyarázat: 1: Szalajka-patak, 2: Csurgó-kút, 3: Judit-forrás, 4: Szömörke-völgy.

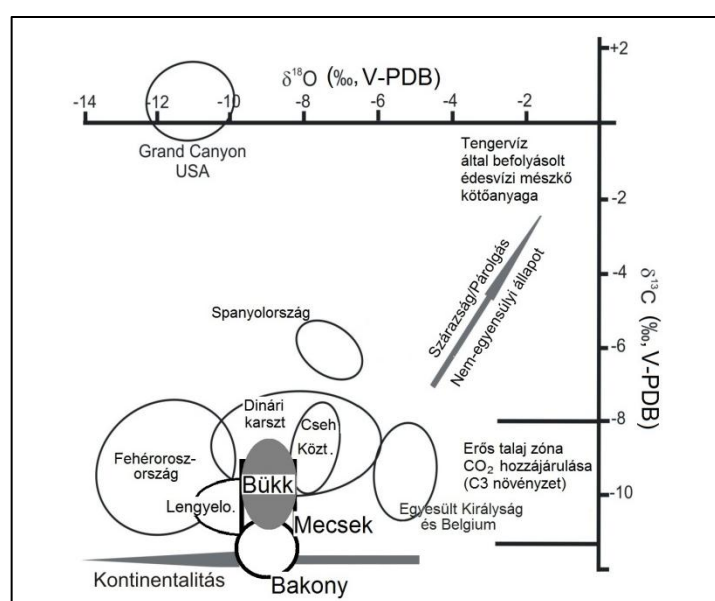
Fig. 12 Freshwater tufa of Szalajka-creek compared with data from Bakony Mts. (Hungary).

Legend: 1: Szalajka-creek, 2: Csurgó-spring, 3: Judit-spring, 4: Szömörke-valley.

A 12. ábra és a III. táblázat mutatja a szelvény menti mérőállomásokon gyűjtött mésztufa minták szén- és oxigénizotópos összetételét, illetve ezen értékek átlagát. Látható, hogy a mésztufa minták  $\delta^{13}\text{C}$  értékei nem különböznek el markánsan egymástól sem a különböző időpontokban gyűjtött bükki minták, sem pedig a bükki és bakonyi mésztufa minták összehasonlításakor. A bakonyi minták szénizotópos összetétele  $-11,9$  ‰ és  $-10,0$  ‰ (V-PDB) között változott, átfedve a bükki minták értékeivel. A bakonyi minták kissé negatívabb  $\delta^{13}\text{C}$  értékeit okozhatta a jelentősebb talajaktivitás, és a növényi tevékenység által termelt szerves eredetű  $\text{CO}_2$ , amely egyes bakonyi mintáknál erőteljesebben lehetett jelen. Az értékeket befolyásolhatta továbbá, hogy a bakonyi minták a nyári (augusztus), míg a Szalajka-

pataki minták az októberi, februári, májusi, és augusztusi időszakból származnak. A nyáron aktívabb növényi tevékenység miatt a kiváló karbonát értéke izotóposan negatívabb lehet, mint a vegetáció nélküli időszakokban (PENTECOST 2005).

Az oxigénizotópos összetétel azt tükrözi, hogy a mésztufák hideg vízzű forrásból, patakból váltak ki. A bakonyi minták vízhőmérséklete, amiből a karbonát kivált, 9,2-13,1 °C között, a Szalajka-pataké 10,1-12,2 °C (ősz); 7,4-8,7 °C (tél); 10,1-12,3 °C (tavasz) között változott.



13. ábra. A Szalajka-patak mésztufáinak stabilizotópos összetételének összevetése bakonyi, mecseki mésztufákkal és egyéb nemzetközi előfordulásokkal. Az ábra ANDREWS (2006) alapján, Koltai et al. (2012. b) ábrájának felhasználásával készült.

Fig. 13 Stable isotope values of the Szalajka tufa samples fit to the data of tufas from other Hungarian mountains (e.g. Bakony Mts., Mecsek Mts..) and to the values from the neighbouring countries established by ANDREWS (2006).

A Szalajka-patak mésztufái a stabil szén- és oxigénizotópos összetétel szempontjából hasonlóak a bakonyi (BÓDAI et al 2015), mecseki (KOLTAI et al. 2012 a,b), és a bükki Sebesvíz (KELE 2009) mésztufáinak stabilizotópos összetételéhez, valamint a nemzetközi irodalmakat (pl. ANDREWS et al. 1997, ANDREWS 2006) is figyelembe véve a szomszédos országok mésztufáinak stabilizotópos értékeihez (13. ábra). Ennek fő oka az, hogy mésztufák térbeli és földrajzi elhelyezkedésével az éghajlati adottságok is változnak, ami kimutatható a mésztufák izotópos összetételének méréseiből.

I. táblázat. A vízmintákon mért paraméterek.  
Table I. Measured parameters from the water.

<b>Hely:</b> Bükk hegység, Szalajka-völgy, Szalajka-patak																		
<b>Mérőpont</b>	<b>Szal-1</b>	<b>Szal-2</b>	<b>Szal-2.5</b>	<b>Szal-3</b>	<b>Szal-4</b>	<b>Szal-5</b>	<b>Szal-5.5</b>	<b>Szal-6</b>	<b>Szal-7</b>	<b>Szal-8</b>	<b>Szal-9</b>	<b>Szal-10</b>	<b>Szal-11</b>	<b>Szal-12</b>	<b>Szal-13</b>	<b>Szal-14</b>	<b>Szal-15</b>	
<b>Forrástól való távolság (m)</b>	-	413	450	462,3	530	704,3	710	772,9	836,7	996,7	997,7	1125,7	1550,7	1784,7	2055,7	2276,7	2461,7	
<b>pH</b>	2013.10.15	7,97	8,45	-	-	8,72	8,37	-	8,55	8,14	8,30	8,24	8,48	8,62	8,58	8,39	8,49	8,53
	2016.02.11	7,2	7,7	7,9	7,9	8,2	8,2	-	7,2	7,9	7,9	8,1	8,1	8,1	8,2	8,3	8,3	8,3
	2016.05.22	7,82	7,91	8,2	8,28	8,92	8,31	8,76	8,83	9,31	8,18	8,03	8,71	8,67	-	8,44	8,48	8,52
	2016.08.16	7,21	8,16	8,07	8,52	8,85	8,55	8,73	8,25	8,72	8,06	7,89	8,22	8,05	-	8,17	8,07	8,26
<b>T (°C)</b>	2013.10.15	8,6	10,1	-	10,2	11,1	9,9	-	11,0	12,4	11,9	11,8	11,9	11,9	12,2	12,1	12,1	12,1
	2016.02.11	8,9	7,6	7,5	7,4	7,5	7,4	-	8,2	11,5	8,2	8,1	8,5	8,6	7,0	7,0	7,0	6,7
	2016.05.22	8,5	10,1	10,3	10,4	10,7	10,9	11,3	10,8	12,0	11,4	11,4	11,4	11,7	-	11,9	12,0	12,3
	2016.08.16	9,1	10,6	10,8	10,5	10,9	11,3	14,0	12,0	12,5	12,2	12,6	12,6	13,0	-	15,1	15,3	15,3
<b>EC (µS)</b>	2013.10.15	507	503	-	478	457	468	-	473	472	483	483	480	484	472	485	479	484
	2016.02.11	490	470	480	480	470	400	-	460	480	460	460	390	470	420	440	400	410
	2016.05.22	486	490	488	484	470	458	464	462	476	-	-	-	-	-	-	-	-
	2016.08.16	464	452	468	476	450	450	472	438	460	448	412	448	456	-	448	444	446

II. táblázat. A Szalajka patak mentén gyűjtött vízminták stabilizotópos összetétele.  
Table II Stable isotope composition of water samples collected downstream.

Helyszín: Bükk hegység, Szilvásvárad, Szalajka-völgy								
	2013.10.15.		2016.02.11.		2016.05.22.		2016.08.16.	
Mérőállomás (szám)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW, ‰)	$\delta\text{D}$ (V-SMOW, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW, ‰)	$\delta\text{D}$ (V-SMOW, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW, ‰)	$\delta\text{D}$ (V-SMOW, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW, ‰)	$\delta\text{D}$ (V-SMOW, ‰)
Szal1-	-10,5	-73	-10,5	-71	-10,5	-70	-10,4	-72
Szal-2	-10,4	-72	-10,6	-72	-10,5	-71	-10,3	-71
Szal-3	-10,4	-72	-10,6	-71	-10,5	-70	-10,3	-70
Szal-4	-10,4	-73	-10,6	-72	-10,5	-70	-10,3	-70
Szal-5	-10,3	-72	-10,6	-72	-10,5	-69	-10,3	-70
Szal-6	-10,4	-71	-10,5	-72	-10,3	-70	-10,4	-70
Szal-7	-10,5	-72	-10,4	-71	-10,4	-70	-10,3	-70
Szal-8	-10,4	-72	-10,4	-71	-10,4	-6	-10,3	-70
Szal-9	-10,5	-72	-10,4	-70	-10,4	-70	-10,2	-70
Szal-10	-10,4	-72	-10,4	-71	-10,3	-70	-10,2	-70
Szal-11	-10,4	-72	-10,4	-72	-10,4	-70	-10,2	-70
Szal-12	-10,2	-72	-10,5	-72	-	-	-	-
Szal-13	-10,4	-72	-10,4	-71	-10,3	-69	-10,1	-70
Szal-14	-10,4	-71	-10,5	-72	-10,1	-69	-10,0	-69
Szal-15	-10,3	-71	-10,4	-72	-10,1	-69	-10,0	-70

III. táblázat. A Szalajka patak mentén gyűjtött mésztufák stabilizotópos összetétele.  
Table III Stable isotope composition of freshwater tufa samples collected downstream at the Szalajka-creek.

Helyszín: Bükk hegység, Szilvássvár, Szalajka-völgy												
Mérőállomás	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, V-PDB)				$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-PDB)				$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-SMOW)			
	2013.10.15	2016.02.11	2016.05.22	2016.08.16	2013.10.15	2016.02.11	2016.05.22	2016.08.16	2013.10.15	2016.02.11	2016.05.22	2016.08.16
Szal-2	-10,55	-10,26	-10,17	-10,12	-8,78	-8,54	-8,42	-8,83	21,85	22,10	22,23	21,81
Szal-3	-10,70	-9,85	-9,83	-10,49	-9,87	-8,71	-8,50	-9,27	20,73	21,93	22,15	21,35
Szal-4	-10,17	-9,88	-9,77	-10,16	-9,52	-8,00	-8,48	-8,94	21,10	22,66	22,17	21,70
Szal-5	-10,62	-10,13	-9,95	-9,38	-9,30	-8,55	-8,30	-8,48	21,33	22,10	22,36	22,17
Szal-6	-10,18	-9,63	-9,99	-10,15	-8,91	-8,64	-8,30	-8,55	21,72	22,00	22,35	22,10
Szal-8	-8,21	-9,54	-9,70	-9,80	-8,42	-8,34	-8,17	-8,40	21,91	22,32	22,48	22,25
Szal-9	-9,85	-9,89	-9,73	-10,06	-8,67	-8,64	-8,61	-8,64	21,98	22,01	22,04	22,00
Szal-10	-10,09	-9,42	-8,96	-10,03	-9,19	-8,69	-8,70	-8,80	21,43	21,96	21,95	21,84
Szal-11	-10,26	-9,64	-8,59	-10,20	-9,61	-9,10	-8,60	-9,02	21,00	21,53	22,05	21,61
Szal-12	-9,70	-9,49	-	-	-9,45	-8,99	-	-	21,16	21,64	-	-
Szal-13	-9,88	-9,45	-8,95	-9,88	-9,57	-8,97	-8,58	-9,65	21,05	21,66	22,07	20,96
Szal-14	-10,02	-9,45	-9,41	-9,25	-9,23	-9,36	-8,98	-8,83	21,39	21,26	21,65	21,81
Szal-15	-9,61	-9,63	-9,59	-8,94	-9,74	-9,55	-8,75	-9,11	20,87	21,07	21,89	21,52

Vagyis a mésztufa gátak izotópos értékei tükrözik a csapadékvíz oxigénizotópos összetételét, ami az adott területre jellemző klímáról (pl. a kontinentális hatás) szolgáltatathat információt.

## **Összefoglalás**

Munkánk során a szilvásváradai Szalajka-forrást, a belőle eredő Szalajka-patak vizét, valamint a patakban kiváló mésztufa képződményeket vizsgáltuk. Célunk a folyásirányú szelvény mentén bekövetkező pH, T és EC, valamint stabilizotóp-összetételbeli változások szezonális jellemzése volt. Megfigyeléseink alapján a vízhőmérsékleti értékeket a növényzet, a felszín alatti haladás és utánpótlás, valamint a felszíni hozzáfolyások vízhőmérséklete és a pisztrángos tavak meglete befolyásolhatták. A víz hőmérséklete évszakos változást mutatott, télen a mért értékek csökkentek folyásirányban, míg ősszel, tavasszal és nyáron növekedtek.

A pH és a vezetőképesség értékeknél kimutatható, hogy pH esetében a növekedés, vezetőképesség esetében a csökkenés a vizesésnél történő erős CO<sub>2</sub> kigázosodás miatti mésztufa kiváláshoz kapcsolódott. A kezdeti változások után azonban az értékek nem változtak jelentősen a szelvény mentén.

A Szalajka-patak vizének  $\delta^{18}\text{O}$  értékei nyáron pozitívabbak, télen pedig negatívabbak, valamint az őszi és tavaszi mintázás adatai a téli és nyári adatok között helyezkednek el. Jelentősebb különbséget a szelvény vége felé figyelhetünk csak meg. A víz  $\delta\text{D}$  értékei közül a tavaszi és nyári eredmények pozitívabbak, melyekre a melegebb időszak miatt bekövetkező nagyobb mértékű párolgás lehetett hatással. Összességében elmondható, hogy sem a vízminták, sem pedig a mésztufa minták stabilizotópos összetétele nem változott jelentősen a Szalajka-patak mentén vizsgált folyásirányú szelvény esetében és a szezonális eltérések sem mondhatóak jelentősnek.

A Szalajka-patak mésztufái a stabilizotópos mérések alapján hasonlóságot mutatnak a Bakonyban és a Mecsekben található mésztufák, valamint a szomszédos országok mésztufáinak értékeivel. Ennek oka feltehetőleg az előfordulások hasonló földrajzi elhelyezkedésében (kontinentális hatás mértéke hasonló lehet) keresendő.

## **Köszönetnyilvánítás**

Köszönjük Dr. Demény Attilának, a MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet igazgatójának a lehetőséget, hogy mintáinkon stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok készülhettek, illetve az Intézet munkatársainak, Czuppon Györgynek és Hegyi Istvánnak a mérésekben nyújtott segítségét. Köszönet

Fehér Katalinnak, az ELTE Környezet-és Tájföldrajzi Tanszék oktatójának, hogy rendelkezésünkre bocsátotta a terepei műszereket. Köszönjük a Bükk Nemzeti Park Igazgatóságának méréseink engedélyezését. Kele Sándort az OTKA (101664) kutatási projekt és a Bolyai János kutatási ösztöndíj támogatta.

## IRODALOM

*AMBACH W.–DANSGAARD W.–EINSER H.–MOLLER J.* (1967): The altitude effect on the isotopic composition of precipitation and glacier ice in the Alps – *Tellus* XX, 4, pp. 596–600.

*ANDREWS J.E.–RIDING R.–DENNIS P.F.* (1997): The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe – Elsevier. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129. pp. 171–189.

*ANDREWS J.E.–BRASIER A.T.* (2005): Seasonal record of climatic change in annually laminated tufa: short review and future prospects – *Journal of Quaternary Science*. 20 (5). pp. 411–421.

*ANDREWS J.E.* (2006): Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review – Elsevier. *Earth–Science Reviews* 75. pp. 85–104.

*AUJESZKY G.–SCHEUER GY.* (1979): A Ny-bükki karsztforrások foglaltsainak vízföldtani tapasztalatai – *Hidrológiai Közlöny*. 59(2) pp. 63–77.

*BÓDAI B.–KELE S.–KÁRMÁN K.–CZUPPON GY.–MÓGA J.* (2015): A bakonyi Csurgó-kút vizének és forrásmészkövének stabilizotóp-geokémiai vizsgálata – *Karsztfelődés* XX. pp. 49–62. DOI: 10.17701/15.

*KANO A.–KAMBAYASHI T.–FUJII H.–MATSUOKA J.–SAKUMA K.–IHARA T.* (1999): Seasonal variation in water chemistry and hydrological conditions of tufa deposition of Shirokawa, Ehime Prefecture, southwestern Japan – *Journal of the Geological Society of Japan*. 105(4) pp. 289–304.

*KANO A.–MATSUOKA J. –KOJO T.–FUJII H.* (2003): Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan – Elsevier. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 191. pp. 243–262.

*KAWAI T.–KANO A.–MATSUOKA J.–IHARA T.* (2006): Seasonal variation in water chemistry and depositional processes in a tufa-bearing stream in SW-Japan, based on 5 years of monthly observations – *Chemical Geology*. 232. pp. 33–53.

- KELE S.* (2009): Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések – PhD Thesis. ELTE. Földtudományi Doktori Iskola. 176 p.
- KOLTAI G.–KELE S.–KÁRMÁN K.–KEVEINÉ B.I.* (2012a): Édesvízi mészkövet lerakó források geokémiai vizsgálata a Mecsekben – Karsztfelődés XVII. Szombathely. pp. 35–46.
- KOLTAI G.–KELE S.–KEVEINÉ B.I.* (2012b): Preliminary studies of freshwater tufa deposits in Mecsek Mts., Hungary – Acta Climatologica et Chorologica. Universitas Szegediensis, Tomus 46, pp. 143–151.
- MATSUOKA J.–KANO A.–OBA T.–WATANABE T.–SAKAI S.–SETO K.* (2001): Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan – Elsevier. Earth and Planetary Science Letters 192. pp. 31–44.
- OSÁCAR M.C.–ARENAS C.–VAQUEZ-URBEZ M.–SANCHO C.–AUQUÉ L.F.* (2013): Environmental factors controlling the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  variations of recent fluvial tufas: a 12-year record from the Monasterio De Piedra Natural Park (Ne Iberian Peninsula) – Journal of Sedimentary Research. 83. pp. 309–322.
- PELIKÁN P.* [szerk.] (2005): A Bükk hegység földtana – Magyar Állami Földtani Intézet. Budapest. pp. 147–177.
- PENTECOST A.* (2005): Travertine – Springer-Verlag. pp. 1–30., 49–73., 77–81., 129–146., 197–217.
- SPÖTL C.–VENNEMANN T.W.* (2003): Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals – Rapid communications in mass spectrometry, 17, pp. 1004–1006.
- ZSILÁK GY. L.* (1960): A szilvásvárad Szalajka-völgy hidrológiai és hidrogeológiai vizsgálata – Hidrológiai Közlöny. 40(1) pp. 58–65.

internet\_A (2016.06.27.):

<http://www.szalajka-volgy.hu/latnivalok/szalajka-forras>

internet\_B (2016.06.27.):

<http://www.szalajka-volgy.hu/latnivalok/szikla-forras>

## VÁLYÚKARROK (RINNENKARROK) SZÉLESSÉG VÁLTOZÁSAI

### WIDTH CHANGES OF RINNENKARREN

VERESS MÁRTON – ZENTAI ZOLTÁN – MITRE ZOLTÁN –  
SZÉLES GYULA – DÖBRÖNTEI LJUBOV

NYME Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár  
tér 4. [vmarton@nyme.hu](mailto:vmarton@nyme.hu)

*Abstract: The width changes of the main channels of rinnenkarren and their causes were investigated. A calculation was made on the density and length of the non-hanging (the floor of the tributary channel is situated at the level of the floor of the main channel) tributary channels of the main channels which are narrow on their lower part and those which are wide on their lower part. A comparison was made between these values on the upper and lower part of the main channels of both varieties. The average distance of the non-hanging tributary channels from the lower end of the main channels was also calculated. We determined the number of local hollowings at the joining of the hanging and non-hanging tributary channels. The rivulets of non-hanging tributary channels are the same age as the rivulets of the main channel and thus, they are able to shape the width of the main rivulet on the surface where no channels developed yet. Main channels which are narrow on their lower part develop if the density and length of the non-hanging tributary channels are larger on the upper part of the main channel since the rivulets of the tributary channels increase the width of the main rivulet at this section. However, on the lower part of the main channel, the rivulet and thus, the channel will be narrow since the discharge will be smaller too because of smaller water supply as the density of tributary rivulets is smaller. However, the water flowing from the upper part of the main rivulet does not widen the rivulet of the lower part because the distance of the tributary rivulets is large. Because of this, transit time increases and the discharge decreases at this section. The number and size of local hollowings are larger mainly if the development of tributary channels is younger than that of the main channels or their deepening is slower. In this case the greater gradient of the tributary rivulet increases vorticity originating from the coalescence of rivulets, and thus it also increases local channel growth.*

### 1. Bevezetés

A vályúkarrok (rinnenkarrok) a csupasz lejtők oldódásos eredetű barázdái (BÖGLI 1960, FORD – WILLIAMS 2007, VERESS 2009). E formák időszakos vízágak alatt képződnek (BÖGLI 1976, TRUDGILL 1985, VERESS 2009). A vályúkarrok többféleképpen osztályozhatók. Az egyik szerint elkülöníthetők az A típusú és a B típusú vályúk (VERESS et al. 2014). A B típusú vályúk U keresztmetszetűek, vízgyűjtőjük fajlagos értéke nagy, míg az A típusúak V keresztmetszetűek, kis méretűek és fajlagos vízgyűjtőjük kicsi (a fajlagos vízgyűjtő a vályú 1 m-es hosszához tartozó vízgyűjtő terület értéke). A B típusú vályúk 10-20°-os dőlésű lejtőkön vályúrendszerekké fejlődnek. Ekkor a fővályúhoz mellékvályúk kapcsolódnak, amelyek lehetnek A, de lehetnek B típusúak is (VERESS et al. 2014). Mind az A, mind a B típusú mellékvályúk lehetnek függők, de lehetnek nem függők is. A függő mellék-

vályú talpa a csatlakozásnál a fővályú talpa felett több cm-rel, vagy több dm-rel magasabban végződik el, tehát a becsatlakozásoknál lépcsőt alkotnak. A nem függő mellékvályú talpa a fővályú talpának a szintjében húzódik. A nem függő mellékvályút kialakító vízág (mellékvízág) és a fővályút kialakító vízág (fővízág) kialakulásának kezdete egyidejű. A nem függő mellékvályú később nem alakulhattak ki, mert ekkor a fővályúhoz képest mélyülésüknek gyorsabban kellett volna történnie. A függő mellékvályú vízágai viszont a fővályú vízágánál később képződtek, vagy egyidejű a kialakulási koruk, de a mellékvályú mélyülése elmarad a fővályú mélyüléséhez képest. Erre azon mellékvályúknál van esély, amelyek vízgyűjtője sokkal kisebb, mint a fővályúé. Vagyis, amíg a nem függő mellékvályú mindig egyidősek a fővályú kialakulásának a kezdetével, addig a függő mellékvályú lehetnek egyidősek (ha nagyon kicsi a vízgyűjtőjük), vagy fiatalabbak is, mint a fővályú.

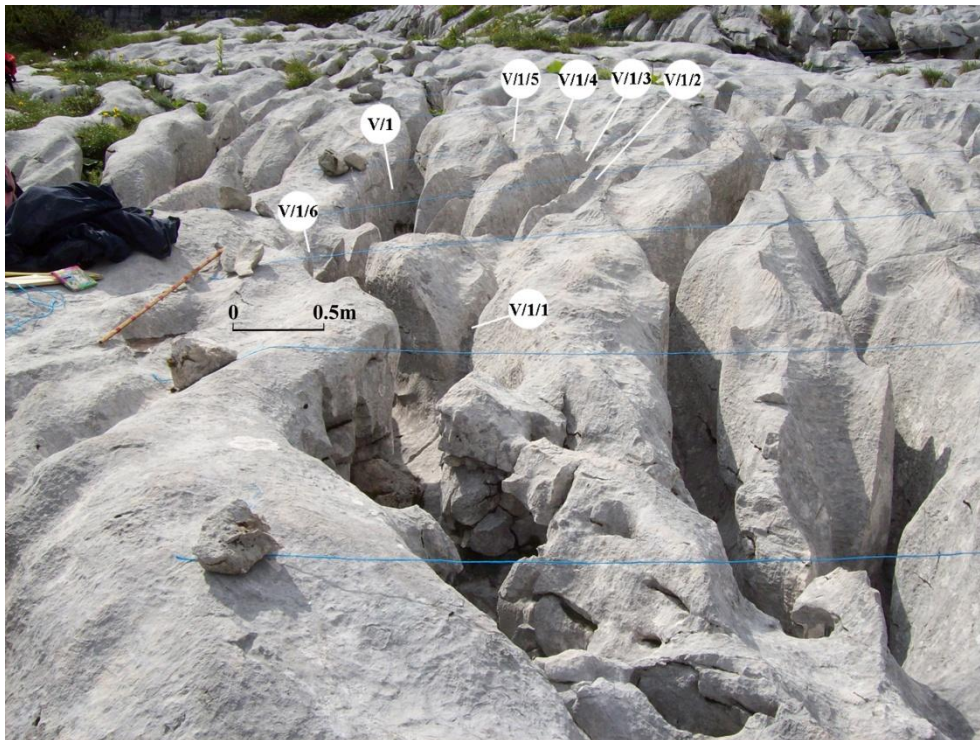


1. ábra: Alul keskeny fővályúk  
 Jelmagyarázat: 1. a lejtő dőlésiránya  
 Fig.1 Main channels which are narrow on their lower part  
 Legend: 1. dip direction of the slope

A B típusú vályúrendszerek fővályúinak két változata különböztethető meg szélességük figyelembevételével: a fővályú szélessége annak teljes

hosszában változik, vagy a szélesség változás csak lokális. Teljes hosszban változás szerint a fővályú kétféle lehet:

- Az alul keskeny fővályúnál (1. ábra) az alsó rész szélessége a fővályú legszélesebb részéhez képest lecsökken. A széles és keskeny rész átlagos szélesség hányadosa a vizsgált fővályúknál 6,45, az alsó rész szélessége gyakran 10 cm-nél is kisebb.



2. ábra: Alul széles fővályú

Fig. 2 Main channel which is wide at its lower part

- Az alul széles fővályúk (2. ábra) felső végétől az alsóig szélesednek, bár a szélesség növekedés mértéke igen eltérő lehet (az alsó széles rész és a felső, keskeny rész átlagos hányadosa nagyobb, mint 1,5).

A fővályúk lokális kiszélesedéseinél a vályú szélessége ezen rész feletti és ezen rész alatti szélességekhöz képest megnő. E helyek többnyire a mellékvályúk becsatlakozási helyeinél vannak (VERESS et al. 2012, 2013). Laboratóriumban kimutattuk, hogy a mesterséges vályúrendszer fővályújában örvények alakulnak ki a fővályú és mellékvályúinak összefolyásánál (VERESS et al. 2013). Természetes körülmények között turbulens (örvénylési) zónát mutattak ki folyókon ott, ahol a főfolyó és a mellékfolyó össze-

kapcsolódik (*CONSTANTINESCU* et al. 2011). Vályúkarrok fővályúin ehhez hasonlóan az összekapcsolódási helyeken örvényes zóna alakul ki, ahol a fő- és mellékvályú vízága keveredik (*VERESS* et al. 2013).

E tanulmányban a vályúk teljes hossza mentén, illetve a lokálisan bekövetkezett szélességváltozások okait értelmezzük. Egy korábbi tanulmányunkban az alul keskeny fővályú szakasz kialakulását a nem függő mellékvályúk jelenlétével, míg az alul szélesebbek kialakulását a függő mellékvályúk nagy számával magyaráztuk (*VERESS* et al. 2015). Korábbi hipotézisünk azonban továbbfejlesztésre szorul, miután a nem függő mellékvályúk mind az alul keskeny, mind az alul széles fővályúkon előfordulnak.

## 2. A geomorfológiai modell

A fővályú szélessége teljes hosszban eltérő szélességű lesz, ha a fő- és mellékvályúkat kialakító vízágak egyidősek, míg lokális kiszélesedések akkor jönnek létre, ha a mellékvályúk vízágai fiatalabbak. Tehát a mellékvályúk kialakulásának a kezdetére a fővályú már létrejött. Modellünk szerint teljes hosszban bekövetkezett szélességváltozást a fővályú vízágának kezdeti, a még vályúmentes, sík lejtőn végbemenő szélesség változás okozza. A vízág szélessége a vízhozamtól függ. Ahol a vízág vízhozama nagyobb, a vízág szélesebb lesz, így szélesebb vályút (vagy vályúrészt) hoz létre, ahol a vízág vízhozama kisebb a vízág keskenyebb lesz, így keskenyebb vályút (vagy vályúrészt) alakít ki. *SONG* (1986) szerint a fedő alatt a vályúk ott szélesebbek, ahol a fekü és a fedő között áramló vízre a fedőn átszivárgó víz rávezetődik. A rávezetődés vízhozam növekedést eredményez.

Csupasz felszínek vályúinál a vízhozam a vízbepótlási hely távolságától (ugyanannyi vízbepótlásnál) és a vízbepótlási helyek sűrűségétől függ. Laboratóriumi kísérleteink szerint (*VERESS* et al. 2015), ha nőtt a vízbepótlási hely távolsága a mérési helyhez képest, nőtt az átfolyási idő, ami a vízhozam csökkenését eredményezte. A mellékvályúk sűrűség növekedése azért eredményez vízhozam növekedést, mert a mellékvályúk vize a fővágban torlódik, ami vízhozam növekedést okoz (*VERESS* et al. 2015). Ezt a megállapítást megerősítik a terepi adataink: nagyobb mellékvályú sűrűségű fővályúk vályúalak-paramétere (a vályú szélességének és mélységének a hányadosa) nagyobb, mint ahol a mellékvályú sűrűség kisebb (*VERESS* et al. 2015). A vályúalak nő, ha a mélység nem változik, vagy a szélesség növekedés mértéke nagyobb, mint a mélység növekedés mértéke. A szélesség azért lesz nagyobb több mellékvályú esetén, tehát több mellékvízág esetén, mert ekkor nő a fővályú vízágának a vízhozama.

Ezért a vályúmentes lejtőn létrejövő fővízágnak a szélességváltozását, amely kijelöli a fővályú szélességváltozását, a mellékvízágak sűrűség- és hosszváltozása és távolsága szabályozza. (Növekvő vízág hosszúsághoz nagyobb vízgyűjtő és így nagyobb vízhozam tartozik.) A mellékvízágak fenti tulajdonságaira az általuk kialakított nem függő mellékvályúk tulajdonságaiból következtetünk. Ugyanis a fővízágnak (amely még vályúmentes térszínen van és így szélesség növekedését a már kialakuló vályú nem korlátozza) a szélességét, vagy szélességváltozását azok a vízágak határozzák meg, amelyek azzal egyidőben alakultak ki.

Azok a vízágak viszont, amelyek már a fővályú kialakulása után alakultak ki, a fővályún már csak lokális szélességváltozást képesek létrehozni. Függő mellékvályúk jönnek létre, ezek vízágainál az esés megnő, ez erősíti a fővízág örvényességét és így az oldódást. Közismert és így jó analógia lehet a jelenségre, hogy a vízfolyások vizeséseinél örvények alakulnak ki, amelyek aztán hozzájárulnak a meder jelentős mértékű pusztulásához.

### 3. Módszerek

A Totes Gebirgében a Tragl-csúcs alatti gleccservölgy réteglapos csupasz lejtőin vályúrendszereket mértünk fel. Mértük a fővályúk szélesség adatait 10 cm-ként, a mellékvályúk hosszát, megállapítottuk jellegüket (függő, vagy nem függő). Az adatgyűjtésbe 11 db alul keskeny és 10 db alul széles fővályúval rendelkező vályúrendszert vontunk be. Számítottuk az alul keskeny vályúk teljes hosszának és a keskeny rész hosszának az ismeretében a két rész arányát (ez átlagos arány, mert az összes alul keskeny vályú adatából képeztük). Az alul széles vályúknál a széles és keskeny rész hosszára ugyanezt az arányt vettük, annak érdekében, hogy az alsó rész hosszát kijelöljük. Ez csak számítással lehetséges, miután az ilyen fővályúk alulról felfelé fokozatosan keskenyednek. A keskeny vályúkra kapott átlagos arány és az alul széles vályú teljes hosszának az ismeretében ez utóbbiak alsó részének a hosszát az alábbi módon számítottuk (az arány ismeretében az alul széles rész hossza és így határa mesterséges, mert számítással került kijelölésre).

$$\frac{akth}{akkh} = \frac{aszth}{aszkhm}$$

ahol az *akth* az alul keskeny vályú teljes hossza,

*akkh* az alul keskeny vályú keskeny részének a hossza,

*aszth* az alul széles vályú teljes hossza,

*aszkhm* az alul széles vályú meghatározandó alsó széles részének a hossza.

$$aszkhm = aszth \cdot \frac{akhh}{akt}$$

Az alul széles vályún az alul keskeny vályú széles és keskeny rész hossz arányának megfelelő hosszúságú vályúszakasz kijelölésére azért volt szükség, hogy a felső és alsó vályúszakaszok ez utóbbi vályútípusnál is összehasonlíthatók legyenek. Ennek megfelelően mindkét vályú változaton egy alsó (az alul keskenynél ez a kisebb szélességű vályúszakasz, míg az alul szélesnél ez a szélesebb vályúszakasz volt) és egy felső részt különböztettünk meg. Számítottuk mindkét változat alsó és felső részére a nem függő mellékvályú sűrűséget és azok összhosszát. Számítottuk továbbá a mellékvályúk arányos távolságát. Ez megadja, hogy az egységnyinek tekintett fővályú hányadrésznél (a fővályú alsó részéhez képest) van a nem függő mellékvályú. Az átlagos arányos távolság az alul széles és alul keskeny fővályúknál előforduló mellékvályúk arányos távolságának az átlaga.

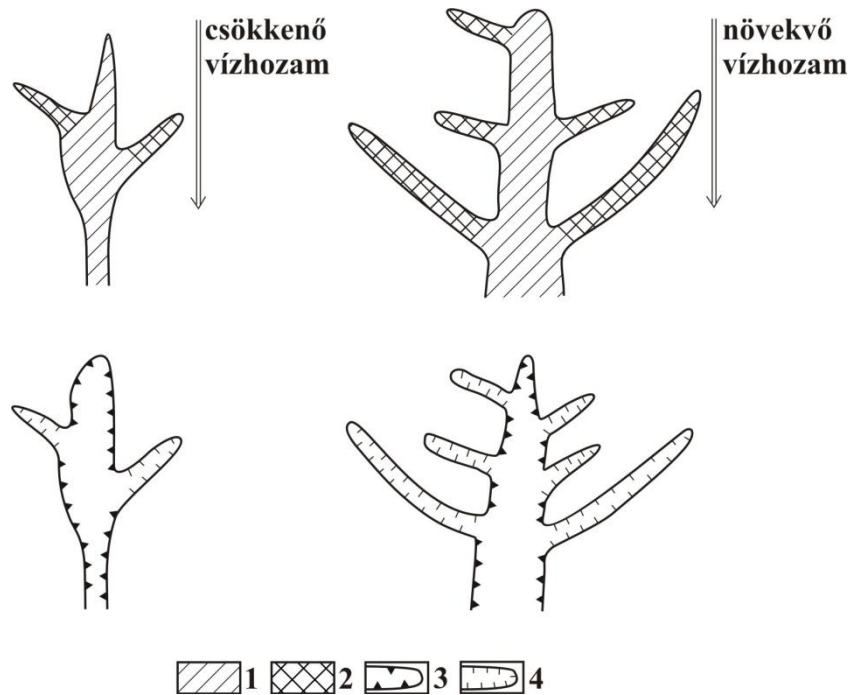
Megállapítottuk, hogy hány nem függő, valamint hány függő mellékvályúnál van lokális kiszélesedés. Mértük a lokális kiszélesedések hosszát, szélességét. A függő és nem függő mellékvályúknál előforduló lokális kiszélesedéseknek külön-külön számítottuk az átlagos szélességét és átlagos hosszát.

#### 4. Kiértékelés

A vizsgált alul keskeny fővályúk (n=11) széles részén a nem függő mellékvályúk sűrűsége 0,001477 db/cm (darabszám 8), összhosszuk 3813 cm. A fővályúk keskeny alsó részén a nem függő mellékvályúk sűrűsége 0,0008577 db/cm (darabszám 3), összhosszuk 550 cm. Megállapítható, hogy a nem függő mellékvályúknak mind a sűrűsége, mind a hossza a fővályúnak az alsó, keskeny részén kisebb, mint a felső, széles részén. Ugyanakkor a mellékvályúk átlagos arányos távolsága (0,629) nagyobb, mint az alul széles fővályúk (0,5485) esetében. Ezért a mellékvízágak sűrűsége és hossza is kisebb volt akkor a fővályú alsó keskeny részén, amikor a hordozó térszínen sem fővályú, sem mellékvályú még nem létezett. Valamely fővízág alsó részéhez ekkor kevesebb víz érkezett (a kevesebb mellékvízág miatt is, de amiatt is, hogy azok kisebb hossza miatt a vízgyűjtőjük is kisebb volt), így szélessége nem nőtt a vízág felső részéhez képest. A fővízág alsó része felé a mellékvízágak sűrűségének és hosszának a csökkenése még nem jelenti a fővízág szélességének a csökkenését, hanem azt, hogy a fővízág szélessége alsó vége felé nem nő. Mivel azonban a mellékvízágak távolabb vannak a fővízág (fővályú) alsó végétől, amit mutat a mellékvályúk viszonylag nagy

átlagos arányos távolsága, a nagyobb bepótlási távolság miatt ugyancsak megnő a lefolyási idő, és így csökken a vízág szélessége. Emiatt a fővízág szélessége és az általa kialakított fővályú szélessége ténylegesen is csökkenhet.

Az alul széles fővályúk (n=10) felső részén a nem függő mellékvályúk sűrűsége 0,001595 db/cm (darabszám 7), összhossza 650 cm, míg az alsó széles részükön a nem függő mellékvályúk sűrűsége 0,003974 db/cm (darabszám 17), összhossza 4381 cm. A fővályúk alsó részén a nagy mellékvályú sűrűség és nagy összhossz arra utal, hogy a vályúk kialakulása előtt mind a mellékvízágak sűrűsége, mind hossza a fővízág alsó részén nagyobb volt, mint a fővízág felső részén. Ez azt eredményezte, hogy a fővízág alsó része több vizet kapott, mint a felső, így a kialakuló fővályú is szélesebbé formálódott alul, mint felül. A csökkenő, vagy növekvő vízág vízhozamok, szélességek, valamint a kialakuló fővályúk szélessége közti kapcsolatot a 3. ábrán mutatjuk be.



3. ábra: Elvi kapcsolat a vízág szélességváltozása és a vályúk szélességváltozása között  
 Jelmagyarázat: 1. vízág, 2. mellékvízág, 3. fővályú, 4. mellékvályú  
 Fig. 3 Theoretical relation between the width changes of rivulets and that of the channels  
 Legend. 1. main rivulet, 2. tributary rivulet, 3. main channel, 4. tributary channel

Az alul keskeny fővályúk alsó részén nincs lokális kiszélesedés sem a függő (n=18), sem a nem függő (n=3) mellékvályúk becsatlakozásánál. Ugyanakkor a széles felső részükön, ahol összesen 40 db függő mellékvályú van 26 db-nál van lokális kiszélesedés, míg a 8 db nem függő mellékvályúnál 2 esetben fordult elő.

A lokális kiszélesedések fentebb bemutatott megoszlása arra utal, hogy azok elsősorban függő mellékvályúk lépcsőinél jönnek létre, de kialakulhatnak nem függő mellékvályúknál is. A lépcsőknél a vízág esésének a hatása nyilvánul meg a lokális kiszélesedések eltérő méretében is. Így a függő mellékvályúknál a lokális kiszélesedések (n=53) átlagos szélessége 54,07 cm, hosszúsága 70,07 cm, míg a nem függőknél (n=13) az átlagos szélesség 39,3 cm, az átlagos hosszúság 51,46 cm (a lefelé elkeskenyedő fővályúk lokális kiszélesedéseinek méretével nem számoltunk, miután a nem függő mellékvályúkhöz tartozó kiszélesedések esetszáma mindössze 2 db). Ezért az örvényességet elsősorban a vízágak a lépcsőknél bekövetkező esése okozza, de kialakulhat, bár kisebb eséllyel, esés nélkül vízágak összekapcsolódása során is. Miután az alul keskeny fővályúk keskeny részén sem függő, sem nem függő mellékvályúnál nem jönnek létre, kialakulásuk feltétele lehet az is, hogy a fővályú kellően széles legyen.

## 5. Következtetések

A fővályúk szélességváltozásának típusa a mellékvályúknak a fővályúkhöz viszonyított kialakulási korától függ. Teljes hosszban szélességváltozás akkor jellemzi a fővályút, ha a mellékvályúnak a kialakulása egyidős a fővályú kialakulásával. A fővályú felső végétől az alsó végéig szélesedik, ha a mellékvályúknak a sűrűsége lefelé nő, valamint a fővályúnak az alsó részén ezen mellékvályúknak az összhossza nagyobb, mint e szakasz feletti részen. E sajátosságok miatt a fővályú vízágának a vízhozama alsó vége felé nő, ami a fővályú szélességének a növekedését eredményezi felső végétől lefelé. A fővályú szélessége az alsó vég felé csökken, ha a fővályúval egyidős mellékvályúk sűrűsége és összhossza kisebb az alsó szakaszon, mint ezen szakasz feletti részen, valamint ha a mellékvályúk arányos távolsága a fővályú alsó végéhez képest nagy. Ekkor a fővályú kialakulásáért felelős vízág vízhozama a fővályú alsó, elkeskenyedő részén nem nő, sőt a viszonylag nagy átfolyási idő miatt csökken. Ez a fővízág tényleges elkeskenyedését, és így keskenyebb vályúszakasz kialakulását eredményezi.

Lokális kiszélesedések nagyobb számban és méretben a fővályún főleg akkor képződnek, ha a mellékvályúk kialakulása fiatalabb, mint a fővályúé, vagy mélyülésük lassúbb. Ekkor a mellékvályú lépcsőjénél a

mellékvízág nagyobb esése a vízágak összekapcsolódásából származó örvényességet, és így a lokális vályúnövekedést tovább fokozza.

## IRODALOM

*BÖGLI, A.* (1960): Kalklösung und Karrenbildung – Zeit. f. Geomorph. N. E. Supl. 2. p. 4-21.

*BÖGLI, A.* (1976): Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen – In: Karst Processes and Relevant Landforms. ISU Commission on Karst Denudation, Ljubljana pp. 141-149.

*CONSTANTINESCU, G.S. – MIYAWAKI, S. – RHOADS, B. – SUKHODOLOV, A. – KIRKIL, G.* (2011): Structure of turbulent flow at a river confluence with momentum and velocity ratios close to 1: insights from an eddy-resolving numerical simulation. – Water Resources Research 47 (5), 1–16. <http://dx.doi.org/10.1029/2010WR010018> (W05507).

*FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W.* (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, 561 p.

*SONG, L. H.* (1986): Origination of stone forest in China. – International Journal of Speleology 15(1-4) pp. 3-33.

*TRUDGILL, S. T.* (1985): Limestone geomorphology – Longman, New York 196. p.

*VERESS M.* (2009): Rinnenkarren. – In: Ginés Á, Knez M, Slabe T, Dreybrodt W (eds): Karst Rock Features, Karren Sculpturing ZALOZBA ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna. Carsologica 9, pp. 151–159

*VERESS M. – ZENTAI Z. – PÉNTEK K. – DEÁK GY. – SAMU SZ.* (2012): Vályúrendszerek fővályúinak fejlődése – Karsztfejlődés XVII. pp. 131-134.

*VERESS M. – ZENTAI Z. – PÉNTEK K. – DEÁK GY. – SAMU SZ.* (2013): Flow dynamics and shape of rinnenkarren systems – Geomorphology 198 pp. 116-127.

DOI: [10.1016/j.geomorph.2013.05.019](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.019)

*VERESS M. – SAMU SZ. – MITRE Z.* (2014): The effect of slope angle on the development of type a and type b channels of rinnenkarren with field and laboratory measurements – Geomorphology 228. pp. 60-70.

[doi:10.1016/j.geomorph.2014.08.014](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.014)

*VERESS M. – SAMU SZ. – SZÉLES GY. – DÖBRÖNTEI L. – ZENTAI Z. – MITRE Z.* (2015): Vályúrendszerek fejlődése – Karsztfejlődés XX. pp. 101-124. DOI: [10.17701/15.101-124](https://doi.org/10.17701/15.101-124)

## VÁLYÚBAN ÁRAMLÓ VÍZ ÁRAMLÁSI VISZONYAINAK MODELLEZÉSE SZÁMÍTÓGÉPES SZIMULÁCIÓVAL

### MODELLING OF WATER FLOW CONDITIONS IN CHANNELS WITH COMPUTER SIMULATION

MITRE ZOLTÁN

NYME Matematika és Fizikai Intézet 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár  
tér 4. mitre.zoltan@nyme.hu

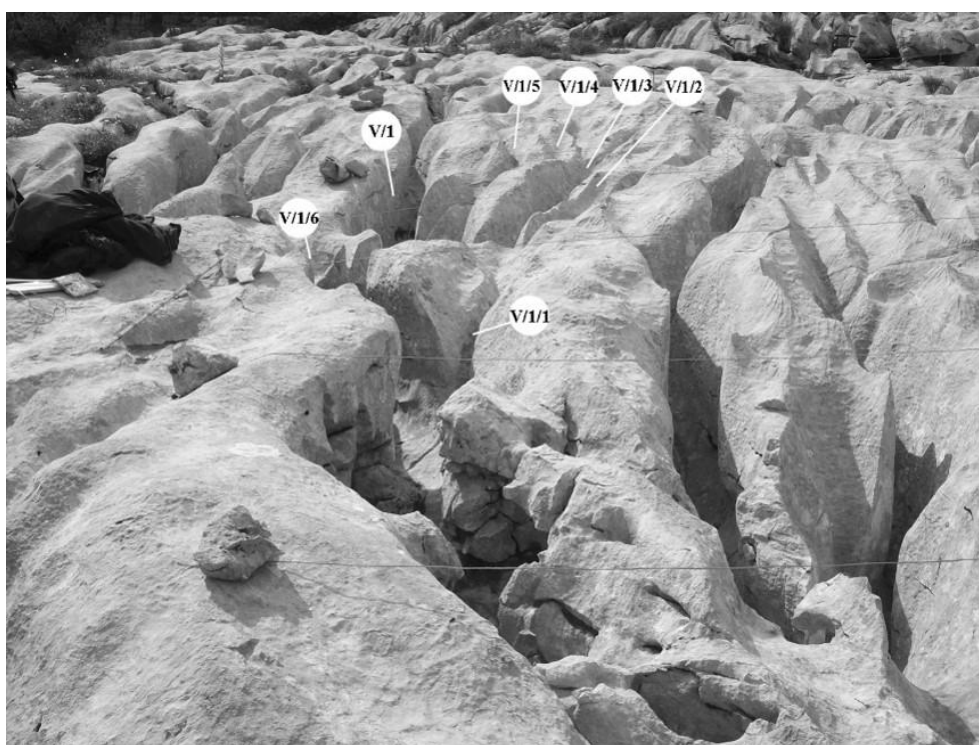
*Abstract: In the paper we present a special analysis of water flow in channels by Computer Fluid Dynamics (CFD) algorithm, using computer simulation and data process. We have two large datasets, about channel systems from karst area and turbulence length data from laboratory measurements. We made a comparison between these two datasets, took a special attention to the growths in cross sections of the main channels at the junction point of side channel, where we presumed, that the turbulence length has a significant effect. The result showed, that the length of the turbulent zone in the main channels at the connecting points of the tributary channels as a function of the slope angle in the experimental artificial channels varies on the same way like the length of the wider cross-sections at the main channels from karst areas close to the connecting points of the tributary channels. Regarding the junction angle at the connecting points of tributary channels, we did not find any relation between these two datasets. To understand this phenomena we made four digital models of channel systems by AutoCAD software and put them into virtual environment of CFD software algorithm. We examined the velocity of the water flow, before and after the junction of the side channel, the turbulence intensity and vorticity. Vorticity appears in case of high turbulence intensity. The first two digital models are simple main channels with a junctional side channel at an angle of 30°. In the first (1) model the depth of the side channel is equal to that of the main channel, so no junction height is present. In the second model (2), the side channel has a junction height of 20 centimetres. We recognized, that there is local vorticity in junction point at the (2) model, so it has an effect to the width of the main channel. In the (1) model vorticity appears many places after the junction point, and it has high intensity at the bottom of the bed of the main channel, so it has an effect on the depth of the main channel. We found evidence to these processes at the channels from karst area. In the (3) model we made a special digital model of channel system with side channels with junction angle between 10° and 90°, with an increase of 10° per channel from the top of the channel system. The results shows at 15° slope angle, that velocity of the flow, turbulence intensity increases at the bottom of the main channel. Vorticity also appears, especially at the junction points of the side channels in the main channel, where junction angle is higher, junction cross section is smaller. At these points we experience local velocity growths in the main channel, due to the narrow space for water flow due to the vortex. At slope angle 50° we experience lower turbulence intensity value, due to the higher speed at the bottom section of the main channel. The experiment (4) we put a kamenitza into the channel system, and we experienced lower turbulence intensity, especially in side channel. That is why we presumed, that in karst areas, channel systems with kamenitza have side channels with smaller cross sectional values, than the ones without kamenitza. We made a comparison between 10 pieces of channel systems with and 17 pieces of channel systems without kamenitza, and we found that our hypothesis is right.*

### 1. Bevezetés

Digitális áramlási kísérletek adatainak felhasználásával a természetben végbemenő vízáramlási viszonyokhoz nyerhetünk adatokat, abból a célból,

hogy a vályúkarrok morfológiai sajátosságait az áramlási sajátosságok figyelembevételével értelmezzük.

Az informatika fejlődése utat nyit ahhoz, hogy a valóságos környezetet jól megközelítő digitális modelleket készítsünk természeti folyamatokról a virtuális térben. Az egyre inkább elérhető nagyteljesítményű számítási kapacitással olyan nagy pontosságú szimulációk lefuttatására van lehetőség, amelyek - megfelelő informatikai erőforrással a háttérben - viszonylag rövid idő alatt adnak a kutatás számára hasznos eredményeket.



1. ábra: Az V.1. jelzésű vályúrendszer szelvényenkénti felmérése. A vályúk szélesség, mélység adatait egymástól 10 centiméterre lévő szelvények mentén rögzítettük.

Fig. 1.: The section by section measurement of channel system V.1. We recorded the width and depth data of the channels by sections in every 10 cm.

A legbonyolultabb problémakörbe tartozik az áramlások részletes vizsgálata, amely jelentős szerepet játszik a karszterületek kisméretű oldódásos formáiba tartozó rinnenkarok (vályúk) fejlődésében. A vályúkarrok lejtésirányban kifejlődött lefolyástalan zárt barázdák (BÖGLI 1976, FORD – WILLIAMS 2007, VERESS 2009, VERESS 2010). A vályúk lehetnek A és B típusúak. Előzőek kisméretűek és kicsi keresztmetszet területűek, kereszt-

metszetük inkább „V” alakú (KOZMA – MITRE 2012). Utóbbiak nagyméretűek és „U” keresztmetszet alakúak (VERESS *et. al.* 2009, VERESS *et. al.* 2010). Kis dőlésű lejtőkön a vályúk gyakran vályúrendszereket alkotnak (1. ábra). A vályúrendszerek fő- és ezekhez csatlakozó mellékvályúkból épülnek fel.

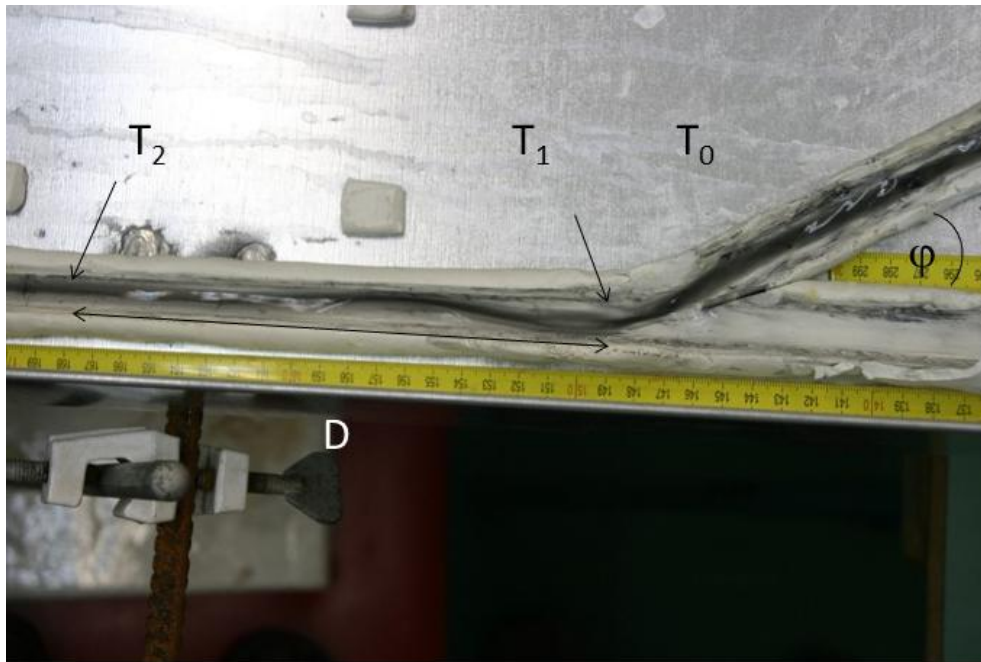
Korábbi munkánkban (MITRE *et. al.* 2014, VERESS *et. al.* 2009, VERESS *et. al.* 2010) a vályúrendszerek részletes vizsgálatai után azt a megállapítást tettük, hogy a fővályúban folyó vízben a becsatlakozási helyeknél és ezek alatt egy bizonyos távolságig turbulens áramlás zajlik, amely a becsatlakozási helyek közelében lokális kiszélesedéseket hoz létre, ugyanis a turbulens zóna aktívabb oldódást eredményez a vályúrendszerekben, főleg ott, ahol az örvényesség megjelenik.

A becsatlakozási helyek morfológiai vizsgálata során, a terepen kialakult kiszélesedési formák, valamint a laboratóriumban direkt módon megfigyelt turbulens áramlási szakaszok méreteit részletesen megvizsgáltuk. A terepen mért első, nagy pontosságú adatok elemzése során már jóval korábban vizsgáltuk a becsatlakozási helyeknél előforduló kiszélesedéseket (VERESS *et. al.* 2007, VERESS *et. al.* 2009, VERESS *et. al.* 2010), ennek megfelelően a későbbi adatgyűjtésnél (VERESS *et. al.* 2011, VERESS *et. al.* 2013, VERESS *et. al.* 2015) különös figyelmet szenteltünk e helyeknek. A laboratóriumi mérések során (DEÁK *et. al.* 2012, VERESS *et. al.* 2013) részletesen megfigyeltük a turbulens zónák hosszát, ennek méreteit különféle becsatlakozási és lejtőszög variációk esetén mértük meg, ezzel egy komplett adatbázist sikerült létrehozni (2. ábra).

E vizsgálat során nyert adatokat összevetettük a terepen tapasztalt kiszélesedés adataival. A lejtőszög változásával hasonlóan változott a tényleges vályú kiszélesedés hossza és a laboratóriumban létrehozott vályúban a turbulens szakasz hossza. Szintén megállapításra került, hogy a mellékvályú becsatlakozási szöge és a laboratóriumban mért turbulens szakasz hossza között nem mutatható ki összefüggés (MITRE 2014).

Feltételezésünk szerint az örvénylés jellege, a 3 dimenziós csavart örvénylés és a turbulencia hidrodinamikai tulajdonságai jelentős szerepet játszanak az oldódás helyének és mértékének alakulásában, ebből adódóan tapasztalható az a kaotikus eloszlás, amivel a becsatlakozási szögek és a kialakuló turbulens szakasz hosszak közti kapcsolat vizsgálata során szembesültünk. Az áramlási viszonyok vizsgálatához számítógépes szimulációt alkalmaztunk, amely paramétereit kutatási anyagunkhoz igazítottuk, ezáltal lehetőségünk adódott a valósághoz teljesen hasonló virtuális környezet létrehozására. A pontos számítógépes modell lehetőséget ad számunkra, hogy részletesen nyomon tudjuk követni az áramlásokat a kialakuló turbulens

szakaszok hosszának és helyének kialakulását, ezáltal további adatokat kaphatunk a vályú kiszélesedés és a turbulens (örvényes) szakasz hossza közti kapcsolatról.



2. ábra: A laboratóriumi modellkísérelt során mért értékek.  $T_0$  a vályúk találkozási pontja,  $T_1$  a folyadékok keveredésének kezdete,  $T_2$  a keveredés befejeződése,  $D$  a keveredési szakasz,  $\varphi$  a becsatlakozási szög. (DEÁK et. al. 2012)

Fig. 2.: Measured data during experiments in laboratory model.  $T_0$ : Junction point of channels,  $T_1$ : starting point of mixing of fluid,  $T_2$ : ending point of fluid mixture,  $D$ : mixture section,  $\varphi$ : junction angle.

## 2. Módszer

### 2.1. Számítógépes szimulációk alkalmazása

A mérnöki és ehhez kapcsolódó alkalmazott kutatási területeken manapság egyre inkább elfogadottá vált a digitális prototípus tesztelése virtuális környezetben. Az ipari cégek számára a digitális tesztelés költségkímélő, hiszen a valós prototípust nem szükséges felépíteni, a digitális modellen rövid idő alatt számos teszt lefuttatható és az észlelt hiba javítása vagy fejlesztési lehetőség azonnal kivitelezhető, azonnal új teszt is lefuttatható, ezzel jelentős időt takarítanak meg.

A mérnöki tervezéshez elterjedt a Computer-aided Design (CAD) alapú tervezési környezet, az ebben készült digitális munkadarabok – többek

között – a valóságot kiválóan modellező áramlási szoftverekkel – ún. Computational Fluid Dynamics (CFD) szoftverekkel – tesztelhetőek. A mérnöki tervezésnél nagy kihívást jelent a minél hatékonyabb termék kivitelezés, ennél fogva a CFD szoftverek fejlesztése terén az egyes szoftvergyártó cégek között határozott piaci verseny alakult ki, így törekednek arra, hogy a virtuális környezetben végzett számítások és fizikai törvényszerűségek összhangban legyenek, ezáltal minél jobban azonosuljanak a valóságban tapasztalt fizikai környezethez. A sokprocesszoros számítógépfürt (angol nevén cluster) lehetőségeit kihasználó párhuzamosított számítási lehetőség jelentősen meggyorsítja a szimulációk lefutását, hiszen az egyes számításokat ezek a szoftverek több számítógépre (és processzor magra) osztják ki, így az erőforrásokat a legjobban próbálják kihasználni. A szoftvergyártók igyekeznek minél hatékonyabb algoritmusokat készíteni, hiszen a részecske szintű számításokhoz (főleg nagyméretű prototípus esetén) jelentős számítási kapacitás szükséges. A digitális prototípus vizsgálat áramlási környezetben nagyon fontos az építőipar, autóipar, hajógyártás, repülőgépgyártás és egyéb gépgyártás számára is.

Úgy véltük, hogy a világcégek (Boeing, General Motors, Toyota, stb.) referenciáival rendelkező CFD szoftverek garanciát nyújtanak arra, hogy az abban lefuttatott áramlási szimulációk a valósággal nagyon jelentős egyezést mutatnak, így azok az általunk felvetett problémakör vizsgálatához megfelelő környezetet nyújtanak. Szintén fontos volt a megfelelő szoftverek kiválasztásában, hogy az egyszerűsítéseket és átlagolásokat ne tegyenek, hanem kifejezetten részecske alapú modellezés történjen. Ezzel is elérve a valósághoz kiválóan idomuló jelenségek szimulálását.

A virtuális környezetben tapasztalt áramlási tulajdonságok ismeretében következtetünk a tényleges vályúk morfológiájára, ezáltal várhatóan a vályúfejlődés menetét tudjuk pontosítani.

## ***2.2. Vályúrendszerekben folyó áramlás vizsgálata CFD eljárással***

### ***2.2.1. Bemeneti és kimeneti adatok***

A CFD algoritmusokat kezelő szoftverek kiválasztása után megterveztük az egyes vályúrendszereket 3 dimenzióban, AutoCAD szoftver segítségével. Miután a terepi vizsgálatok a vályúrendszerekre irányultak, a szimuláció során méretben is ezekhez hasonló digitális modellt hoztunk létre.

A CFD szimuláció lefuttatása előtt először bemeneti adatokat kell meghatározni. Ezek az áramló közeg fizikai paraméterei és ehhez kapcsolódó fizikai törvényszerűségek, amelyeket manuálisan állítunk be és különféle

módon tudjuk változtatni. A szimulációnk esetében ilyen paraméterek többek között a folyadék sűrűsége, hőmérséklete, viszkozitása, az áramlás kezdősebessége és a gravitációs gyorsulás vektor komponensei az adott vizsgálat lejtőszögéhez meghatározva. Ezt követően a virtuális környezetet jellemző adatokat kell megadni, mint az áramló folyadékoszlop magassága, áramlási csatorna hossza, szélessége, magassága, továbbá a szimuláció milyen hosszú időszakot öleljen fel.

A kimeneti adatok szintén fizikai paraméterek, illetve áramlástanban használatos mennyiségek. A szoftver által számított adatokat vektorokkal, valamint az áramlást az  $x, y, z$  tengelyek mentén, egy metsző síkfelületen is vizsgálni tudjuk. A vektorok főként az áramlás irányára valamint annak változásaira adnak részletes információt. Kiértékeléshez és ebből adatbázis kialakításához alkalmasabb a metsző síkfelületek használata, ahol a program egy kiértékelésre alkalmas színes jelkulcsot használ, amellyel az értékek az áramlás bármely helyén jól meghatározhatók.

A következőkben azt a három mennyiséget ismertetjük röviden, amelyeket digitális modellkísérletünk során is rögzítettünk és tanulmányunk későbbi fejezeteiben is használunk, de természetesen számos további adat vizsgálatára is van lehetőség (pl. statikus nyomás, teljes nyomás, stb.).

### 2.2.2. Áramlás sebessége

Az áramlás sebessége a vízrészecskék sebességét jelenti, vagyis az áramlási tér egy tetszőleges  $\mathbf{r}(x, y, z)$  pontjában  $t$  időpillanatban a folyadék részecske az  $\underline{U}$  sebességvektora, vagyis a  $\underline{U} = \underline{U}(\mathbf{r}, t) = \underline{U}(x, y, z, t)$  függvény, amely a tér minden pontjához hozzárendel egy vektort, vagyis vektorteret definiál. Ezen a módon jellemzett teret sebességtérnek is nevezik. A kimeneti adatokban az egyes megadott síkok mentén ez a sebességtér vizsgálható, a CFD szimuláció során a sebességvektorok irányát adott részletességgel rögzíteni lehet.

### 2.2.3. Turbulencia intenzitása

A turbulencia esetén az áramló közeg fizikai jellemzői (nyomás, sebesség) gyorsan kaotikusan változnak, rendszertelenül ingadoznak. A turbulens áramlás során nagyságrendekkel több anyag kerül az oldatba, mint lamináris áramlás esetén (SLABE 1995).

Az egyes irányokban vett turbulencia intenzitás egy hányados, amely a turbulens áramlásra jellemző sebesség szóródásának és az áramlás átlagsebességének a hányadosa,

$$I = \frac{u'}{U}$$

ahol  $I$  jelöli a turbulencia intenzitását,  $U$  az áramlás átlagos sebességét a mérési pontban,  $u'$  pedig a négyzetes középértékét a turbulens áramlás miatt létrejött sebesség szóródásnak. Az  $u'$  értékét az

$$u' = \sqrt{\frac{1}{3}(u'^2_x + u'^2_y + u'^2_z)} = \sqrt{\frac{2}{3}k}$$

összefüggéssel lehet kiszámítani, ahol  $k$  a turbulens kinetikus energia. Az  $U$  átlagos sebesség az átlagsebesség vektor komponenseiből számítható az

$$U = \sqrt{U^2_x + U^2_y + U^2_z}$$

összefüggés segítségével. Az áramlás, ha lamináris, akkor az  $I$  hányados nagyon kicsi, turbulens áramlás esetén pedig nagy. Az  $U$  sebesség növekedésével az  $I$  értéke csökken, az  $u'$  értékének növekedése nagyobb turbulencia szintet jelöl.

#### 2.2.4. Örvényesség

A turbulens áramlások látványos megnyilvánulása, hogy az áramlási térben örvénylések jelennek meg. Az örvényesség a szimulációs vizsgálatokban a

$$\omega = |\nabla \times \underline{U}|$$

összefüggéssel kerül meghatározásra, amely az áramlás sebességének a modulusa, mértékegysége 1/s. Egy metsző sík mentén 2D-ben az  $\omega$ -nak csak  $z$  irányú komponense van, így az felírható a

$$\omega = \text{rot}\underline{U} = \nabla \times \underline{U} = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}\right) \times (U_x, U_y) = \frac{\partial U_y}{\partial x} - \frac{\partial U_x}{\partial y}$$

összefüggéssel. Az összefüggésben a *rot* jelölés a vektormező rotációját jelenti,  $\nabla$  jelölés a *nabla operátor*, egy matematikai operátor, amely az általa képviselt összefüggést egyetlen jelöléssel helyettesíti, az  $\underline{U}$  pedig az áramlási tér sebességvektora.

### 2.2.5. Modellek létrehozása

A terepi adatokat alapul véve olyan digitális vályúmodelleket hoztunk létre, amelyek méretükben a valósággal jó egyezést mutatnak. Az alább felsorolt modellekben végeztük el a kísérleteket, a modellek számozása egyben a kísérletek sorrendjét is kifejezi (és ezekre a számokra tanulmányunk későbbi fejezeteiben is hivatkozni fogunk):

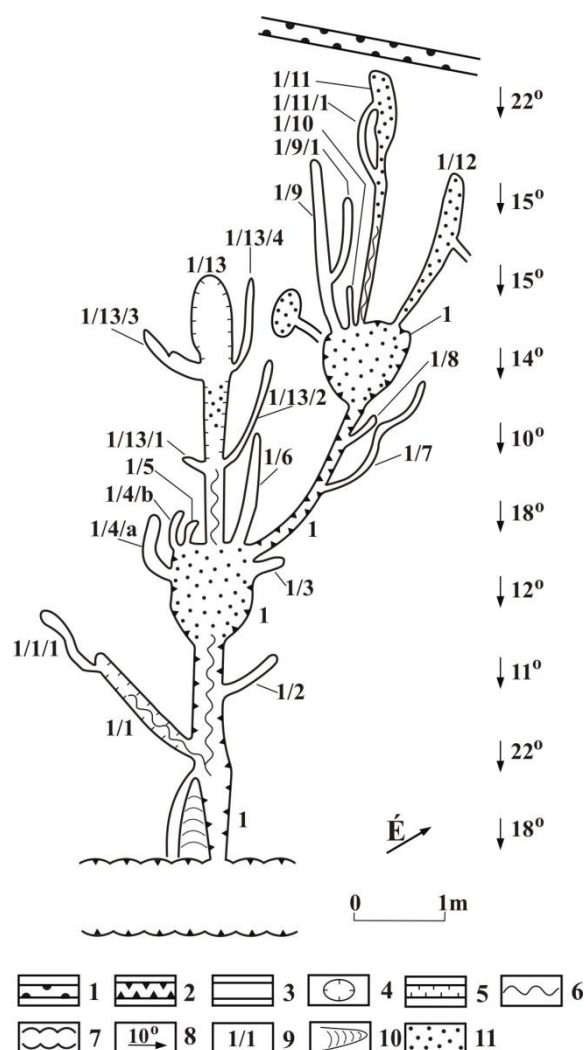
(1) A becsatlakozási helyek közelében létrejövő áramlási viszonyok vizsgálatához először egy 50 cm széles és 40 cm mély fővályút és abba egy  $30^\circ$ -ban becsatlakozó, 30 centiméter széles, 40 centiméter mély, nem függő mellékvályút terveztünk. A digitális terepfelület hossza 5 méter, szélessége 3 méter.

(2) Az (1) modellt módosítottuk úgy, hogy a mellékvályú 20 centiméter függésben csatlakozzon be a fővályúba, vagyis annak szélessége 30 cm, mélysége 20 cm lett. Minden más paraméter változatlan maradt.

(3) Létrehoztunk egy vályúrendszert oly módon, hogy annak fővályúja 50 centiméter széles és 40 centiméter mély, abba  $10^\circ$ - $90^\circ$  között,  $10^\circ$ -os becsatlakozási szög emelkedéssel csatlakoznak be mellékvályúk a digitális modell felső szélétől lefelé haladva különböző távolságokban; ez 9 darab mellékvályút jelent. A vályúrendszert tartalmazó felszín 15 méter hosszú és 10 méter széles. A vályúrendszerrel azt kívántuk vizsgálni, hogy a különböző lejtőszögeknél a turbulens szakaszok hossza és az örvénylés mérete, intenzitása milyen módon változik. Szintén vizsgálni kívántuk az egyes becsatlakozási szögek hatására létrejövő hidrodinamikai jelenségeket.

(4) A (3) vályúrendszerben elhelyeztünk egy madáritatót, amelybe két mellékvályút 20 cm-es függéssel csatlakoztattunk be, minden más paraméter változatlan maradt. A madáritató viszonylag nagyobb átmérőjű nem túlságosan mély karos forma, vályúkban is előfordul (3. ábra). Digitális modellünkben a madáritató 1,5 méter hosszú és 1 méter széles. A madáritató közbeiktatásával azt kívántuk vizsgálni, hogy ilyen forma megléte esetén hogyan változnak az áramlási viszonyok.

A megtervezett modellvályúkon a digitális szimulációkban variáltuk a kezdősebességeket, a fizikai paramétereket, a lejtőszög szerinti gyorsulás értékeit. Az egyes szimulációk adatait TIFF (vesztésmentes) formátumban, jelkulcsos grafikával a CFD programból archiváltuk, amely értékeit elemző algoritmussal Wolfram Research Mathematica szoftver segítségével kiértékeljük és térben ábrázoltuk a jobb megérthetőség illetve a jelenség szemléletesebb ábrázolása, megértése, vizsgálata céljából.



3. ábra: A XXVII-es jelzéssel ellátott vályúrendszer, a jól elkülönülő két madáritatóval. (VERESS et. al. 2013)  
 Jelmagyarázat: 1. hasadék, 2. fő B típusú vályú, 3. A típusú vályú, 4. talpi madáritató, 5. B típusú mellékvályú, 6. meanderező belső vályú (III típusú), 7. kürtőkből összenőtt hasadék, 8. lejtőszög és a lejtő dőlésiránya, 9. vályú azonosító jele, 10. vályúközi hát, 11. talaj

Fig. 3.: The channel system XXVII, with two well separated kamenitzas.  
 Jelmagyarázat: 1. grike, 2. type B main channel, 3. type A channel, 4. kamenitza on the floor, 5. type B tributary channel, 6. meandering internal channel (type III), 7. grike developed from coalesced pits, 8. slope angle and dip direction of the slope, 9. channel identification mark, 10. ridge between channels, 11. soil

A jelentős méretű adathalmaz (kísérletenként nagyjából 10 millió adat) kezeléséhez és feldolgozásához speciális algoritmusokat fejlesztettünk ki, a feldolgozást segítették a Wolfram környezet által kínált, jól optimalizált programozási megoldások.

### 3. Eredmények

#### 3.1. A szimulációk során megfigyelt jelenségek

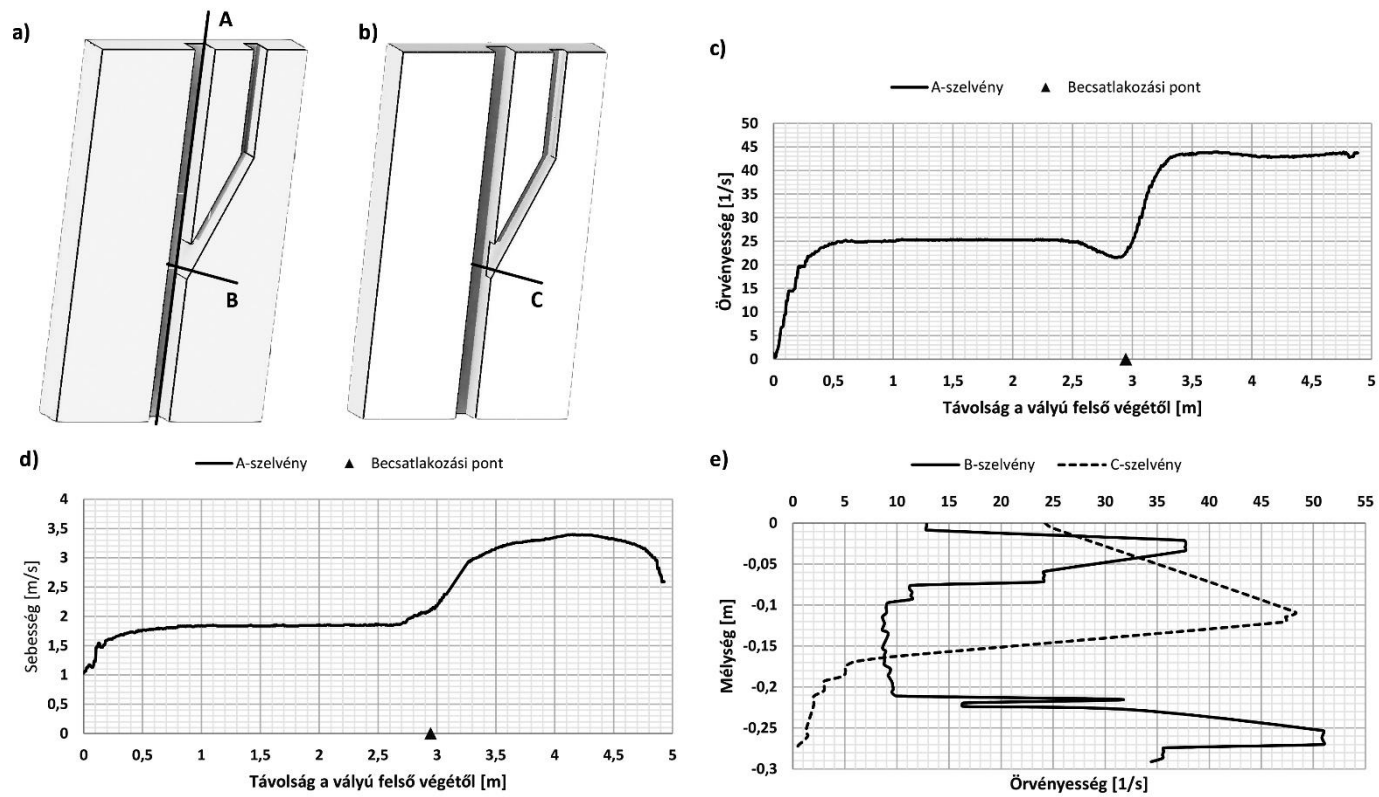
##### 3.1.1. Szimulációk egy mellékvályús modellen

Az egy mellékvályús modellekkel végzett digitális kísérletekben kifejezetten arra voltunk kíváncsiak, hogy a mellékvályú becsatlakozási helyénél a fővályúba és annak közelében milyen áramlási jelenségek valamint sebességváltozások jönnek létre. A vizsgálat kiértékelését az áramlás irányát jelző vektorok nagyban segítették, ezt követően terveztük meg az adatgyűjtés módját, az ehhez szükséges áramlást metsző síkok helyzetét.

Az (1) modellkísérlet során megállapítottuk, hogy a becsatlakozást követően a víz áramlási sebessége ugrásszerűen megnövekszik. A turbulencia intenzitás vizsgálata során megfigyeltük, hogy a mellékvályúban, annak becsatlakozása előtt, a turbulencia intenzitása már megnövekszik. Ebből arra következtetünk, hogy a becsatlakozó mellékvályú alsó szakaszán nagyobb mértékű oldódás lehet jelen, amely a becsatlakozás előtti keresztmetszet alakulására hatással bírhat (4. ábra).

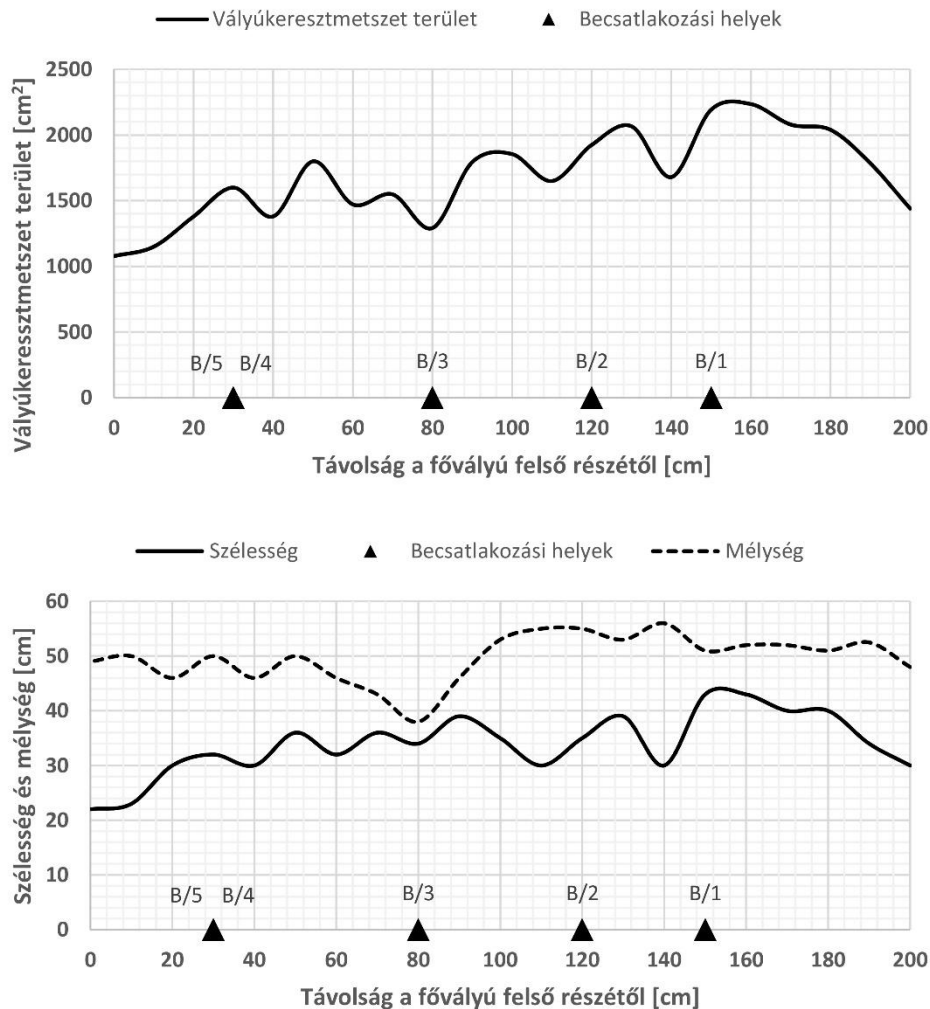
A fővályúban a jelentős mértékű turbulencia intenzitás a becsatlakozást követően hosszabb szakaszon észlelhető, sőt a mellékvályú becsatlakozási helye felett is már megjelenik egy viszonylag rövidebb szakaszon. Ebből arra következtetünk, hogy a fővályúban a mellékvályú becsatlakozása előtt már meg kell jelennie egy keresztmetszet növekedésnek (5. ábra).

Az örvényesség markánsan kifejlődik a fővályúban a mellékvályú becsatlakozásánál és az után. Oldalirányból elmetszve az áramlást az  $y, z$  tengelyekkel párhuzamos síkkal az örvények függőleges metszetéről kapunk információkat. Megfigyelhető, hogy az örvények az (1) esetben a becsatlakozás után két szinten jelennek meg hosszan, a vízfolyás tetején és az alján, a becsatlakozásnál pedig egy rövidebb szakaszon az egész vízoszlopot átfogó nagyméretű örvényesség jelenik meg, amely a becsatlakozási helyet elhagyva megszűnik. Ez a lokális nagyméretű örvényesség a vízoszlop tetején illetve alján intenzívebb (4. ábra). A tapasztalt jelenségekből arra lehet következtetni, hogy függés nélküli mellékvályúk esetén a vályú alján is jelentős oldás jelenik meg, akár hosszan is, amely inkább a vályú mélyítésében játszik szerepet.



4. ábra: a) Fővályú és mellékvályú azonos mélységgel. b) Fővályú és 20 centis függéssel becsatlakozó mellékvályú. c) Örvényesség változása az A jelű szelvény mentén. d) Áramlási sebesség változása az A jelű szelvény mentén. e) Örvényesség a B és a C jelű szelvény mentén.

Fig. 4.: a) Main channel and side channel with equal depth. b) Main channel and side channel joined with 20 cm height. c) Change of vorticity along section A. d) Change of velocity of flow along section A. e) Vorticity along sections B and C.



5. ábra: Az (1) és (2) vályúmodellben tapasztalt jelenségek a B jelzésű vályúban. Az egyes becsatlakozó mellékvályúk kis mélységűek, inkább a kiszélesedésre hatnak. A B/3 jelzésű mellékvályú mélyebb, sokkal kisebb a függése, a kimélyítés hosszabban megjelenik. Megfigyelhető a mellékvályú keresztmetszet növekedése már becsatlakozás előtt, ami a becsatlakozás előtt megjelenő turbulencia okára vezethető vissza.

Fig. 5.: The experienced phenomena in (1) and (2) digital channel system model in the channel system B. The side channels are small sized and they have effect on the local width of the main channel. The side channel B/3 has larger depth, that is why its junction height is small, so it has an effect to the depth of main channel from its junction point. We can notice the increase of the cross section of the main channel before the junction point, caused by the increased turbulence intensity at this section.

A (2) kísérletben az (1) modellkísérlettel ellentétben a függő mellékvályú becsatlakozás esetén jóval inkább a vízoszlop felső részén és még inkább lokálisan, a becsatlakozásnál jól elkülöníthető helyen jön létre örvénylés, amely a becsatlakozás helyétől tovább már nem fordul elő. Ezért a

függő mellékvályú esetén feltételezzük, hogy rövidebb és markáns kiszélesedések alakulnak ki, mivel az örvénylés inkább a vályú keresztmetszete szerint annak a felső részén, annak szélesítésére hathat. Az áramlás sebessége és turbulencia intenzitása a (2) esetben is ugyanúgy jelenik meg a mellékvályúban és a fővályúban, mint az (1) kísérlet esetén, azonban ennek értékei elmaradnak az (1) kísérlet során tapasztaltaktól.

Az 5. ábrán a B jelzéssel ellátott terepi vályúrendszer adatait mutatjuk be, amely mérete a digitális kísérletünkben kialakított vályú méreteivel hasonló. A fővályú átlagos szélessége és mélysége 35-50 centiméter, a fővályúba érkező mellékvályúk elegendő távolságra vannak ahhoz, hogy az egyes jelenségeket megfigyelhessük.

Megfigyelhető, hogy a becsatlakozások előtt már megjelenik a keresztmetszet növekedése a fővályúban, amely alátámasztja az (1) és (2) kísérletnél megfigyeltet, vagyis azt, hogy a turbulencia intenzitás növekedése már a becsatlakozás előtt megjelenik a fővályúban is. Az, hogy ez a keresztmetszet növekedés a vályú szélesedése vagy mélyedése miatt történik a becsatlakozások morfológiai tulajdonságától függenek. A mellékvályúk (amennyiben más tényezők nem hatnak) a fővályú felé haladva átlagosan szélesednek, amely a mellékvályúban is megjelenő turbulenciának tudható be. A megfigyelt jelenség tehát összhangban van a terepi adatokkal.

A B jelzésű vályúrendszer fővályújába kis függéssel csatlakozik be a B/3 jelzésű mellékvályú. Látható, hogy ennek hatása (a többivel ellentétben) inkább a mélyítésre, mintsem a szélesítésre fordítódik. Ez megerősíti az (1) kísérletben tett felvetésünket.

Az említett B/3 mellékvályún kívül a többi mellékvályú (B/1, B/2, B/4, B/5) nagy függéssel csatlakozik be a fővályúba. Ezek értékei 35-50 centiméter közé esnek. Megfigyelhetjük, hogy ezek a mellékvályúk a mélységre nincsenek hatással, inkább lokális szélesedést okoznak. Ez ugyancsak alátámasztja a digitális modell kísérletünk eredményeit.

### *3.1.2. Szimulációk vályúrendszereken*

Az egy mellékvályús modellkísérleteket követően a (3) modellkísérletben a lejtőszögek változtatásával a különféle becsatlakozási szögekkel érkező mellékvályúk esetén az áramlási tulajdonságokat és örvényességet kívántuk vizsgálni, különösképpen a becsatlakozási helyeken. Kíváncsiak voltunk arra is, hogy az egyes mellékvályúk az alattuk becsatlakozó mellékvályúkra milyen hatással bírnak.

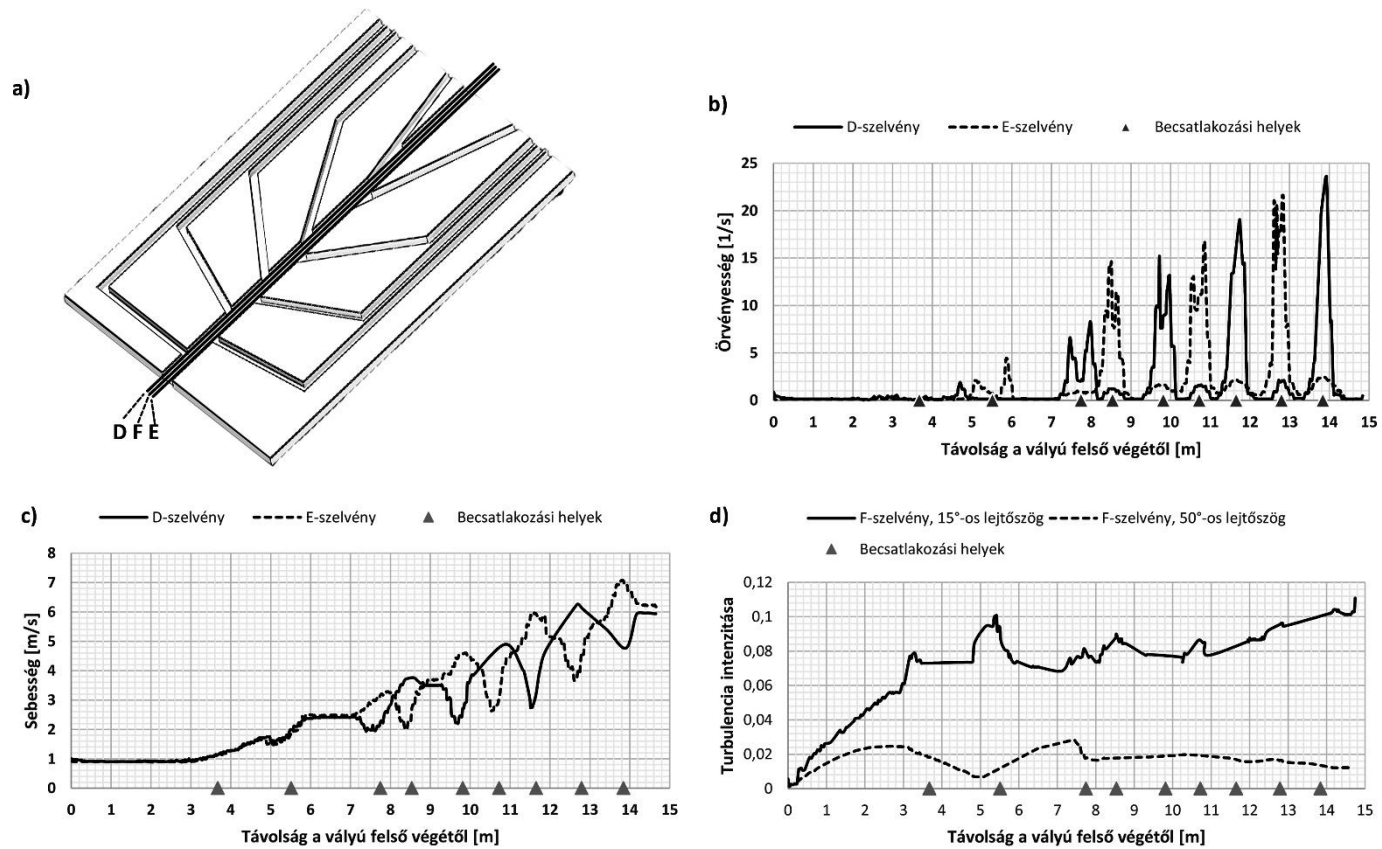
E kísérlettel a korábbi terepi és laboratóriumi vizsgálataink eredményei során felvetett további kérdések kapcsán kívántunk olyan jelenségekre

rátalálni, amely e problémakört előidéző hidrodinamikai jelenségeket vizsgálhatóvá teszi (MITRE *et. al.* 2014). A kísérlet során, a lejtőszöget fokozatosan emelve  $5^\circ$ -ról  $60^\circ$ -ig, minden esetben megfigyelhető az örvényesség létrejötte a becsatlakozási helyek közvetlen közelében a fővályúban, valamint a már megfigyelt turbulencia intenzitásának emelkedése a fővályúban és a mellékvályúban a becsatlakozás helye előtt. A sebesség értékek tekintetében – minden vizsgált esetben – a fővályú folyásirányban haladva, a vályúrendszer tetejétől az aljáig a sebesség növekszik. Ez a sebességnövekedés a fővályúban a vályúrendszer alján a legnagyobb.

Lokális sebességnövekedést is tapasztalunk, főként a nagy becsatlakozási szöggel rendelkező mellékvályúk becsatlakozási pontjainál. Mindezt azzal magyarázzuk, hogy a mellékvályúból beáramló víz, különösen, ha a mellékvályú becsatlakozási szöge nagy, leszűkíti a fővályúban áramló vízág keresztmetszetét, ami az áramlási sebesség növekedését és így a turbulens áramlás kialakulását eredményezi. Az örvénylő szakaszt elhagyva ez a sebesség lokálisan újra csökken, az áramlás ismét a teljes fővályú szélességében zajlik, és rövid lokális csökkenő szakasz után az áramlási sebesség ismét növekedni kezd. A kiértékelt adatok alapján a lokális sebességnövekedés akár többszöröse is lehet a becsatlakozás felett mérhető sebességnek (6. ábra).

A víz a becsatlakozási helyeknél kialakuló örvények közepén, bizonyos helyeken 20 teljes körbefordulást is végezhet egy másodpercen belül. Az örvények tipikusan ott jelennek meg, ahol a becsatlakozó mellékvályú becsatlakozó keresztmetszete a fővályúhoz képest nem túlságosan nagy. Ez modellünkben főként a nagyobb becsatlakozási szögek esetén jellemző. Mivel a mellékvályú szögének a változása miatt nő a kaotikusságra az esély, így nem, vagy jelenleg nem ítéltető meg, hogy ennek változásától hogyan függ a kiszélesedés mérete.

Határozottan megállapítható, hogy a lejtőszög emelkedésével a turbulencia intenzitásának értéke csökken. 15 fok és 50 fok dőlésszögeket összehasonlítva például az 50 fokos lejtőszögnél a kisebb lejtőszögnél tapasztalt értéknek nagyjából fele a turbulencia intenzitása a vályúrendszer alsó részén. A turbulencia intenzitásának formulája alapján ez nem jelenti azt, hogy az áramlás kevésbé turbulens, hanem inkább a vízáramlás sebessége nő meg a vályúrendszer alján a nagyobb dőlésszög miatt. Végül megjegyezzük, hogy a turbulencia intenzitás értéke a fővályú vályú alsó része felé haladva – kis dőlésszögnél – emelkedő tendenciát mutat (6. ábra).



6. ábra: a) A megtervezett digitális vályúrendszer a vizsgálathoz felvett szelvényekkel. b) Az örvényesség megjelenése a D és E szelvények mentén. c) A sebességértékek változása a D és E szelvények mentén. d) Turbulencia intenzitása az F szelvény mentén a vályúrendszer 15°-os és 50°-os dőlésszöge esetén.

Fig. 6.: a) Designed digital channel system with the sections for examinations. b) Vorticity values along sections D and E. c) Changing of velocity values of the flow along sections D and E. d) Turbulence intensity along section F in case of 15° and 50° slope angle in the channel system.

A (4)-es számú vályúrendszerrel a madáritatóval rendelkező vályúrendszeren futtattuk a digitális kísérletet, a lejtőszög értéke  $15^\circ$  volt. A szimulációk futtatása során határozottan kimutatható volt, hogy a turbulencia intenzitása a (3) kísérletnél tapasztalt kaotikus változások helyett határozott és kiegyensúlyozottabb módon jelenik meg a vályúrendszerben és egyben kisebb értéket vett fel. A madáritató területén, különösképpen a mellékvályú-becsatlakozási helyek mellett, enyhén megemelkedik sőt gyenge örvénylés is létrejön, azonban a madáritató feletti részen alacsony az értéke, illetve a madáritató alatti fővályú szakaszon a lokális ingadozások ellenére csökkenő értéket vesz fel a vályú alsó vége felé haladva (7. ábra). A (4) kísérletben sokkal kevésbé jelenik meg a (3) modellkísérletben mért értékekhez képest a turbulens zóna a mellékvályúban, a kísérletek során nagyon kis értéket vett fel.

### 3.2. Szimulációs eredmények alapján madáritatóval rendelkező tényleges vályúrendszerek vizsgálata

A (4) kísérletnél megfigyeltük, a madáritató jelenléte a vályúrendszerben kiegyensúlyozottabb áramlási viszonyok létrejöttét eredményezi. Feltételeztük, hogy a madáritatóval rendelkező vályúk esetén az oldódás lassabb a mellékvályúban a kisebb turbulens áramlás miatt. Ezért a madáritátós vályúrendszerek esetében a fővályúk keresztmetszetéhez képest jóval kisebb keresztmetszetű mellékvályúk jönnek létre, mint a madáritató nélküli vályúrendszerek esetében.

A terep mérésekből rendelkezésünkre álló vályúrendszeradatbázisunkban 27 darab olyan vályúrendszert tudtunk kiválasztani, amelyek mind a fővályú, mind a mellékvályú esetére részletes méretadatokat tartalmaznak. Ezen kiválasztott vályúrendszerek közül 17 darab vályúrendszer nem tartalmaz madáritatót, 10 darab vályúrendszer viszont igen.

A vizsgálathoz meghatároztuk az egyes mellékvályúk átlagos keresztmetszeteinek arányát a fővályú átlagos keresztmetszetéhez viszonyítva. Az első lépésben a vályúk keresztmetszetét vizsgálatainkban megszokott módon határoztuk meg (VERESS *et. al.* 2010), vagyis

- V alakú (A típusú) vályú esetén:  $F = \frac{1}{2} a \cdot b$ ,
- U alakú (B típusú) vályú esetén:  $F = a \cdot b$ ,

ahol  $F$  a vályú keresztmetszet területe,  $a$  a vályú szélessége,  $b$  a vályú mélysége egy adott szelvény mentén. Vizsgálatainkban a fővályúk egyes szelvények mentén számított keresztmetszet-területét  $F_f$ -el, a mellékvályúkéét pedig  $F_m$ -mel jelöltük.

Ezt követően képeztük az átlagos keresztmetszet területeket a fővályúk esetén a  $T_f = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n F_{f i}$ , mellékvályúk esetén a  $T_m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n F_{m i}$ , összefüggéssel, ahol  $n$  az adott fő- illetve mellékvályún felvett szelvények darabszáma, amely szelvények mentén számítottuk az egyes keresztmetszet területeket. Ezeket a szelvényeket a vizsgált vályúrendszereken 10 cm sűrűséggel vettük fel, ami megbízható pontosságú adatot szolgáltat a vályúrendszer keresztmetszet értékeinek alakulásáról, ezáltal pontosabb átlagértéket is kapunk. A vizsgálathoz a számított  $T_f$  és  $T_m$  értékek hányadosát képezzük:

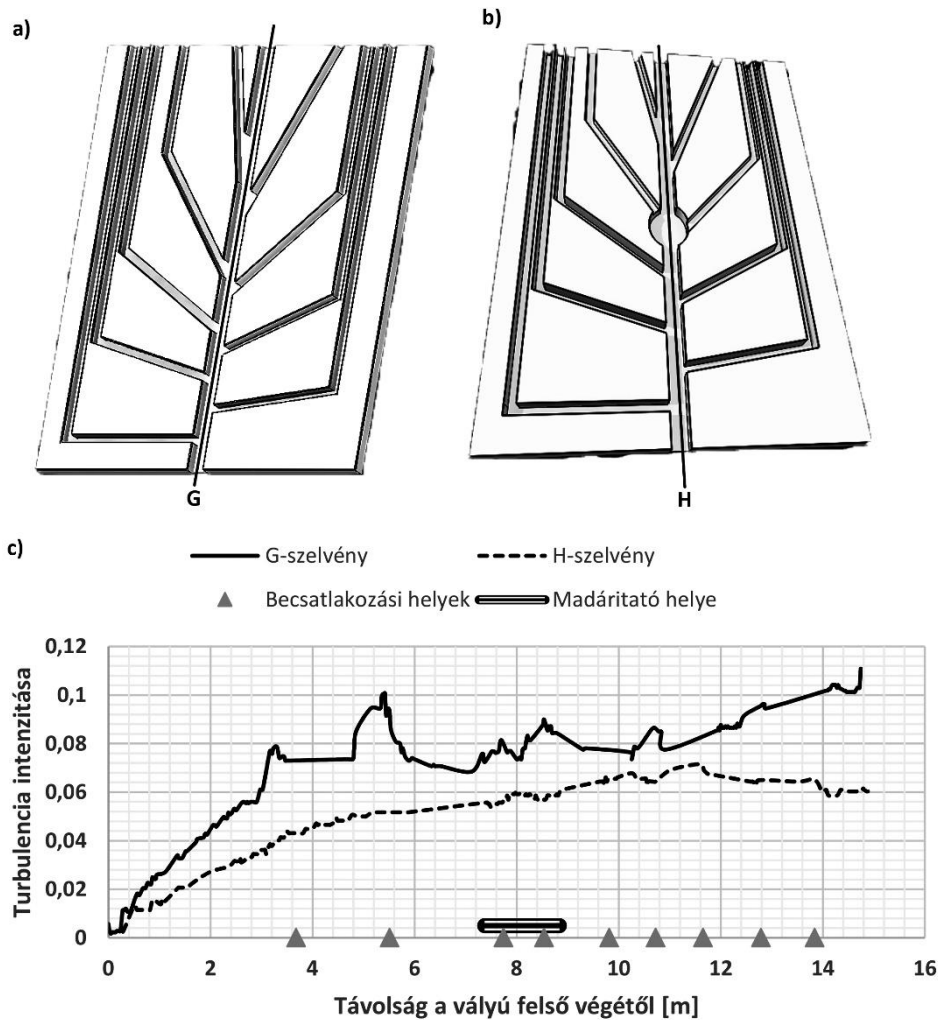
$$E = \frac{T_m}{T_f}$$

ahol az  $E$  hányados kifejezi a mellékvályúk átlagos keresztmetszet területének nagyságát a fővályú átlagos keresztmetszet területéhez képest. Ez az érték minél nagyobb, annál nagyobb keresztmetszetű mellékvályúk csatlakoznak be a fővályúba, az érték csökkenése a mellékvályúk méretének csökkenését jelenti a fővályú méretéhez képest. Az egyes vályúrendszerek számított adatait az *I. táblázat* foglalja össze.

*I. táblázat*  
Table I

*A vizsgált vályúrendszerek adatai*  
Data of the examined channel systems

Madáritatóval rendelkező vályúrendszerek				Madáritató nélküli vályúrendszerek			
Vályú jelzése	$T_f$ (cm <sup>2</sup> )	$T_m$ (cm <sup>2</sup> )	E	Vályú jelzése	$T_f$ (cm <sup>2</sup> )	$T_m$ (cm <sup>2</sup> )	E
IV.2.	360,3	21,8	0,06	III.1.	326,4	64,8	0,20
IV.3.	298,3	51,8	0,17	IV.1.	491,5	38,5	0,08
IV.4.	658,6	275,2	0,42	IV.5.	517,6	176,0	0,34
V.1.	1414,8	178,5	0,13	V.3.	2283,0	446,7	0,20
V.2.	1073,2	66,4	0,06	VII.1.	806,9	172,5	0,21
V.4.	1929,4	284,4	0,15	XXVI	713,3	134,2	0,19
VI.1.	2166,3	143,7	0,07	3	712,1	282,1	0,40
VI.2.	1631,2	199,4	0,12	4	370,5	199,4	0,54
XXVII	1277,2	135,7	0,11	B	1687,9	156,9	0,09
D	1084,9	168,3	0,15	C	237,2	69,3	0,29
				E	741,5	285,1	0,38
				F	83,7	22,0	0,26
				G	164,5	21,8	0,13
				H	147,8	58,1	0,39
				I	630,1	34,6	0,05
				J	28,7	23,2	0,81
				K	34,7	14,4	0,41



7. ábra: c) Turbulencia intenzitás értéke fővályúban a) madáritató nélküli vályúrendszerben G szelvény mentén és b) madáritatós vályúrendszerekben H szelvény mentén.

Fig. 7.: c) Turbulence intensity in the main channel of channel system, in case of system a) without kamenitza along section G, and b) with kamenitza along section H.

Hipotézisünk tehát az, hogy a nagyobb  $E$  hányados a madáritató nélküli vályúkra jellemző a kisebb  $E$  hányados pedig a madáritatóval rendelkező vályúkra.

A madáritató nélküli vályúrendszerekben az  $E$  érték jelentős intervallumban ingadozik, de átlagértéke nagyobb, mint a madáritatós vályúk esetében. Szintén érdemes megfigyelni, hogy bizonyos kisebb abszolút mé-

retű vályúrendszereknél (pl. a  $J$  rendszer) a mellékvályú és a fővályú méretkülönbsége jelentősen kisebb, mint a nagyobb méretű, kifejtett vályúrendszerek esetén.

Hipotézisünket kétmintás  $t$ -próbával ellenőrizzük, amely vizsgálathoz a szignifikancia szintet a megszokott  $\alpha=0,05$ -nek vesszük. A hipotézis ellenőrzésére a statisztikai és táblázatkezelő számítógépes programokban könnyen kiszámítható  $p$  értéket határozzuk meg, amely lényegében annak a valószínűségi értéke, hogy a kétmintás  $t$ -próba során kiszámolt további  $t$  értékek legalább olyan messze vannak 0-tól, mint a jelenlegi adataink alapján megfigyelt  $t$  érték.

A két adatsor alapján meghatároztuk a  $p$  értéket,  $p=0,014$ , azaz  $p < \alpha$ , tehát szignifikánsan különbözőnek vehetjük a két csoport adatait, amely azt jelenti, hogy lényeges eltérés van a madáritatóval rendelkező és a madáritató nélküli vályúrendszerek mellékvályú méreteit tekintve a fővályúhoz viszonyítva.

Megállapításukat ellenőrizzük a kétmintás  $t$ -próba hagyományos számítási eljárásával, ahol 95%-os valószínűség szintjén meghatározzuk először a  $t_{kr}$  kritikus értéket majd a  $|t_{sz}|$  számított értéket és e két érték viszonya alapján döntünk hipotézisünk helyességéről. Számításaink alapján a  $|t_{sz}|= 2,64$ ,  $t_{kr}=2,09$ , vagyis a  $|t_{sz}| > t_{kr}$ , tehát a két adatsor szignifikánsan különbözőnek számít.

Vizsgálatunk alapján megállapítható, hogy a madáritatóval rendelkező vályúrendszereknél a fővályú méretéhez képest jelentősen kisebb mellékvályúk csatlakoznak be, mint a madáritató nélküli vályúrendszerek esetében. Megállapítható, hogy madáritátós vályúrendszerek esetében kb. 1/10- és 1/6-a közé esik a mellékvályú relatív mérete a fővályúhoz képest. A madáritató nélküli vályúrendszerekben pedig a fővályúba az előzővel ellentétben viszonylag nagyobb relatív méretű mellékvályúk csatlakoznak be. Ezek mérete átlagosan a fővályú méretének 1/3-a, sőt akár 1/2-e, esetleg ennél nagyobb is lehet. Megfigyelhető, hogy a viszonylag kisebb abszolút méretű vályúrendszerek esetén (például  $J$  és  $K$  jelzésű vályúrendszerek) a madáritató nélküli esetben a mellékvályú és a fővályú méreteltérése jelentősen kisebb.

#### 4. Következtetés

Vizsgálatunk során a vályúrendszerekben áramló víz hidrodinamikai tulajdonságainak modellezéséhez számítógépes szimulációt alkalmaztunk, CFD szoftver segítségével. Célunk az volt, hogy a turbulens áramlás és az örvénylések létrejöttével a vályúfejlődés folyamatát lemodellezzük és a számí-

tógépes szimulációk eredményei alapján a terepi vályúk néhány morfológiai sajátosságait értelmezzük.

A turbulens áramlást vizsgálataink szerint az okozza, hogy a mellékvályúknál beáramló víztöbblet összeszűkíti a fővályú vízágát.

A függő mellékvályúknál nagy méretű vályúkiszélesedés a fővályúban azért jöhet létre, mert vizsgálataink szerint lokális, de erőteljes örvénylés alakul ki a becsatlakozásnál, míg a nem függő mellékvályúnál bár létrejöhet kiszélesedés, de sokkal kevésbé különül el a fővályú többi részétől a méretét tekintve, mivel az örvénylés a fővályúban kiterjedtebb szakaszon jön létre. Ez utóbbi esetben a mélyülés jelentősebb, miután az örvénylés nem csak kiterjedtebb, hanem nagyobb mélységben is végbemegy.

A madáritatós vályúrendszerek fővályúiban kialakult madáritatókhoz valamint a fővályúba becsatlakozó mellékvályúk kisebb keresztmetszetűek, vizsgálataink szerint, mint a nem madáritatós vályúrendszerek mellékvályúi. Mindez azzal magyarázható, hogy a mellékvályúban nem lép fel turbulens áramlás és örvényesség. Ennek valószínű az az oka, hogy a nagy kiterjedésű madáritatóban nem szűkül össze az áramlás, mivel a mellékvályúból érkező bepótlás során kialakuló örvény gyengén fejlett. De a madáritató vize azért sem szűkül, mert a vízbepótlás esetén a madáritató vize túlfolyik.

A kísérleteket a terepen felmért vályúrendszerek digitális megfelelőjében kívánjuk folytatni, amely forma a valósággal teljesen megegyező környezetet kínál. Azt követően többváltozós analízissel kívánjuk a problémakört elemezni, ez alapján reményeink szerint a terepen mért vályúadatok adatbázisában további morfológiai tulajdonságok vizsgálatával újabb összefüggésekre deríthetünk fényt.

## **IRODALOM**

*BÖGLI, A. (1976): Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen – In: Karst Processes and Relevant Landforms. ISU Commission on Karst Denudation, Ljubljana pp. 141-149.*

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

*FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, 561 p.*

*KOZMA K. – MITRE Z. (2012): Variations of type A channels in Totes Gebirge – Zeitschrift für Geomorphologie 56(Suppl. 2.) pp. 37-46.*

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

- VERESS M. – PÉNTEK K. – CZÖPEK I. – ZENTAI Z. – DEÁK GY. – MITRE Z.* (2007): Adatok a Totes Gebirgei lejtők karrosodásához – Karsztfejlődés XII. Szombathely, 2007. pp. 137-152.
- VERESS M.* (2009): Rinnenkarren – In: Angel Ginés, Martin Knez, Tadej Slabe, Wolfgang Dreybrodt (szerk.) Karst rock features: Karren sculpturing. Ljubljana: ZRC SAZU. pp. 211-222.
- VERESS M. – ZENTAI Z. – PÉNTEK K. – EŐRY M. – MITRE Z.* (2009): Vályúfejlődés csupasz lejtőkön – Karsztfejlődés 14. pp. 139-159.
- VERESS M.* (2010): Karst environments: Karren formation in high mountains – Hannover: Springer Netherlands, 230 p. DOI: 10.1007/978-90-481-3550-9
- VERESS M. – PÉNTEK K. – ZENTAI Z. – MITRE Z.* (2010): Vízágas vályúkarrok fejlődési típusai – Karsztfejlődés XV. pp. 61-84.
- 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 – Karst Development / Karsztfejlődés XVII. pp. 131-154.
- VERESS M. – ZENTAI Z. – PÉNTEK K. – MITRE Z. – DEÁK GY. – SAMU SZ.* (2013): Flow dynamics and shape of rinnenkarren systems. *Geomorphology* 198. pp. 115–127.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.019>
- VERESS M. – SAMU SZ. – MITRE Z.* (2015): The effect of slope angle on the development of type a and type b channels of rinnenkarren with field and laboratory measurements. *Geomorphology* 228. pp. 60–70.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.014>

## TAFONI

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157. eszterhas.istvan@gmail.com

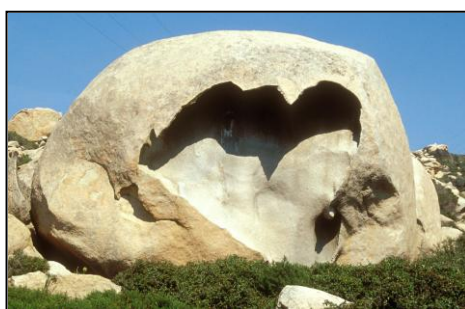
*Abstract: Tafoni are roundish cavities in the cliff sides or in the rock boulders. Their size ranges from few cm up to 15 - 20 m. Tafoni are occurring mostly in cluster in the moderately porous rocks such as granite, sandstone, tuff and some kind of limestone. Their appearances are various. There are single tafoni niches with smooth walls or all kinds of combination of the complex developed honeycomb, window, baldachin or eggshell-like, hyperplastic tafoni. Tafoni are to be found from the equator to the polar areas from the seashores to the high mountains, even in the Mars have been detected the existing of tafoni. Tafoni were not known for a long in Hungary, but a small group of them have been found in the year of 2011. The knowledge about their development is incomplete. The fragmentation the physical and chemical weathering with other agents play a part in the formation of certain tafoni types. At the same time other types have been formed by other influences, namely a large group of them is not fit in the existing development theories. The view is relevant, that any roundish uncertain originated natural cavity can be called tafoni.*

### Bevezetés

Sziklatömbök oldalában, vagy aljában, illetve a meredek kőzetfalakban képződött kerekded kőfülkéket nevezik tafoninak. Egy részük csak néhány deciméteres bemélyedés, de vannak 2 métert meghaladó, tehát barlangméretűek is. Ezen üregek befoglaló kőzete, elhelyezkedése és formája jellegzetes. Még a laikusok figyelmét is magára vonja, egy barlangokkal foglalkozó szakembert pedig egyszerűen lenyűgöz. A tafonik befoglaló kőzete, elhelyezkedése, formája pontosan meghatározható, de keletkezésük mikéntje a jegyekből mégsem következtethető ki egyértelműen. Számos kutató próbálta már megfejteni keletkezésüket, sőt egyesek az általuk leírt genesis megdönthetlenségét is kinyilvánították, míg mások ezzel óvatosabbak voltak. A valóság azonban az, hogy a megfogalmazott genetikai elméletekbe a tafonik egy-egy csoportja sehogy sem illik bele (1. ábra).

Tafonikat először 2007-ben Spanyolországban, a Nemzetközi Gránitbarlang Konferencia kirándulásain láttam. Ugyanezen konferencián hallgattam meg az e témában jártas kutatók (A.S. Auler, E. Uña Álvarez, J.R. Vidal Romani) előadásait a tafonikról. Elolvastam az általam elérhető papírfarmájú és digitális irodalmat (mintegy 100 írást). Ezen írások többsége angol, francia, német és spanyol nyelvű. Saját írásaimat (ESZTERHÁS 2007, 2010, 2012, 2013) nem számítva a magyar nyelvű munka (RÁDAI 1980,

BALÁZS 1982, JAKUCS – CSUTÁK 2000, 2001, VERESS – ZENTAI – PÉNTEK 2002, HEVESI 2011, FUTÓ – FÜREDI – SALLAY– SÁSDI 2012) e témában kevés. Ez azzal is magyarázható, hogy először csak 2011-ben ismertek fel Magyarországon tafonikat ([www.balatongeo.hu/tihany.php](http://www.balatongeo.hu/tihany.php)). 2012-ben kerestem fel egy társammal Tihanyban, a Kis-erdő-tetőn levő ún. szélmarta sziklákat, melyek egyikében megtaláltuk a „*tihanyi tafonikat*”. Ezeket átvizsgáltuk, lefényképeztük, felmértük (ESZTERHÁS 2012).



1. ábra: A tafonik kerekded üregek a mérsékelten porózus kőzetekben  
Figure 1: Tafoni are roundish cavities in the moderately porous rocks

### Kutatástörténet

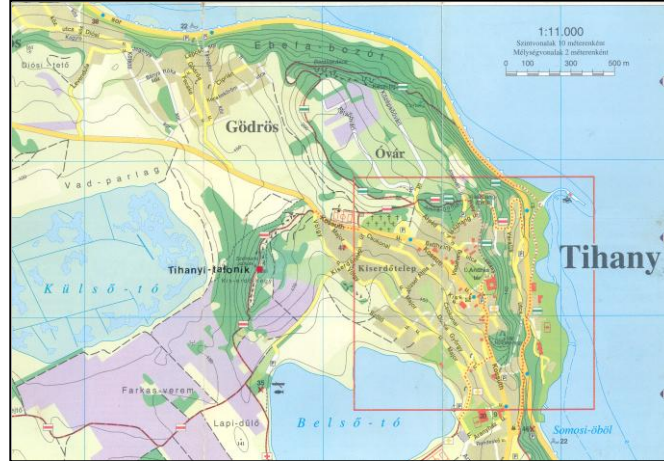
A legutóbbi tudománytörténeti ismeretek szerint a legkorábbi tafonileírás Casiano de Prado spanyol kutatótól 1864-ből származik (PRADO 1864, VIDAL ROMANÍ 1998), aki a közép-spanyolországi Guadarrama-hegységből ismertet tafonikat. Aztán R. HULT írt le 1873-ban az északnyugat-spanyolországi Galiciából ilyen üregeket, majd H.H. REUSCH 1883-ban Korzikáról. Albrecht Penck német geológus már a korzikai tájnyelvből vett „*tafone*” szóval írja le e sajátos fülkéket (PENCK 1894), így voltaképp ő vezeti be e kifejezést a szaknyelvbe.

A 20. század első feléből alig találunk valamiféle említést a tudományos szakirodalomban a tafonikról. Csupán a 20. század második felétől szaporodnak meg a leírások és elemzések ezen üregtípusról. Az Ibériai-félsziget és Korzika tafoniai után sorra ismernek meg újabb tafonikat Skandináviában, Észak- és Dél-Amerikában, Ausztráliában, Afrikában és Ázsiában. Ismertté válik, hogy tafonik nemcsak gránitban, hanem szinte valamennyi kristályos kőzetben, homokkőben, konglomerátumban, tufában, sőt mészkőben (RÁDAI 1980) is előfordulnak, továbbá a NASA a Marson is észlelte jelenlétüket (IACOB 2013). A Termier fivérek korzikai példák alap-

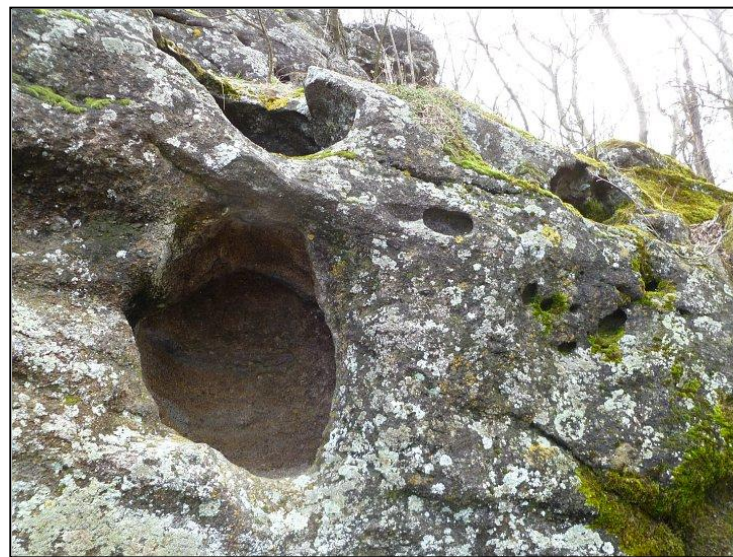
ján egyfajta definíciót adnak a tafonikról (*TERMIER* 1963). *SEGERSTROM* és *HENRIQUEZ* (1964) az Atacama-sivatagbéli tapasztalataik után a korzi-kaiaktól eltérő, összetett keletkezésű tafonikról számolnak be. Ausztráliai példák alapján többen (*DRAGOVICH* 1966, *TWIDALE – CORBIN* 1963) a csapadékeredetű vizek és a talaj szerves vegyületeinek kőzetmaró hatásának szerepét hangsúlyozzák a tafonik keletkezésében. Az 1970-es években a tafonik sókristály-növekedés okozta méhsejtes kimállását favorizálja több kutató (*BRADLEY* 1978, *KLAER* 1973, *MUSTOE* 1982, *TWIDALE* 1976). Más kutatók a jégkorszaki kifagyásoknak (*KEJONEN – KIELOSTO* 1996), a hidratáció és hidrolízis (*BALÁZS* 1982, *CAMPBELL* 1998), vagy a hullámverés (*MATSUKURA – MATSUOKA – YANO* 1989) hatásának tulajdonítanak nagy szerepet. A Marson található tafonik keletkezése még megmagyarázatlan.

A 21. századi kutatások során tovább növekedik az ismert tafonik száma. Egyre több típusát különítik el eme üregeknek. Napvilágot látnak újabb genetikai elméletek, mint a szingenetikus gázbuborékoknak (*JAKUCS – CSUTÁK* 2000, 2001), a kőzetnyomás okozta rugalmas deformációnak (*VIDAL RAMONÍ – YPES TEMIÑO* 2004) szerepe a tafonik képződésében. Többen (*ESZTERHÁS* 2010, *FUTÓ – FÜREDI – SALLAY – SÁSDI* 2001, *UÑA ÁLVAREZ* 1998, *VIDAL RAMONÍ – YPES TERMIÑO* 2004) úgy vélik, hogy a tafonik több tényezős, komplex hatások nyomán jönnek létre. Az egyre bővülő ismeretek után újabb terminológiai és osztályozási tanulmányok jelennek meg (*UÑA ÁLVAREZ* 2005, *VIDAL RAMONÍ* 2006).

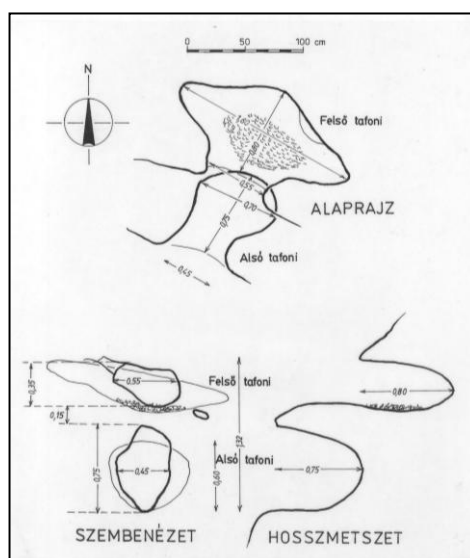
Először 2011-ben találtak Magyarországon tafonikat. A Tihanyi-félszigeten, Tihany falu nyugati szélén lévő sportpályától 400 méterrel dél-nyugatra vannak ezek az objektumok (2. *ábra*). A Kis-erdő-tető 203 m magas csúcsát alkotó bazalttufából álló sziklasor nyugati oldalában vezet a zöld „T”-vel jelzett tanösvény. Ennek mentén sikerült rátalálni a tafonikra. Itt több kisebb (10-15 cm-es) tafoniszerű lyuk mellett két, egymás felett lévő nagyobbacska tafoni van (3. *ábra*). Ezek egyike sem számít barlangnak, mert méretük nem éri el a 2 métert. Az alsó tafoni egy kb. 75 cm átmérőjű gömbszerű fülke, a felette levő egy 35 cm alacsony, vízszintesen megnyúlt, lencse formájú (80 x 160 cm-es) üreg (4. *ábra*). A „Tihanyi-tafonik” bazalttufában mállással alakultak. az uralkodó nyugati széllel szemben fekvő oldalban. Feltételezhető, hogy a Külső-tó felől jövő szél elég vízpárát hozott, amivel átnedvesítette a sziklák felületét, melynek hatására a réteglapok határára beindulhatott az üregesedés (*ESZTERHÁS* 2012, 2013).



2. ábra: A Tihanyi-tafonik helye  
Figure 2: Location of the TihanyiTafoni



3. ábra: A 2011-ben megismert Tihanyi-tafonik  
Figure 3: The tafoni in the Tihanyi Peninsula have been found in the year of 2011



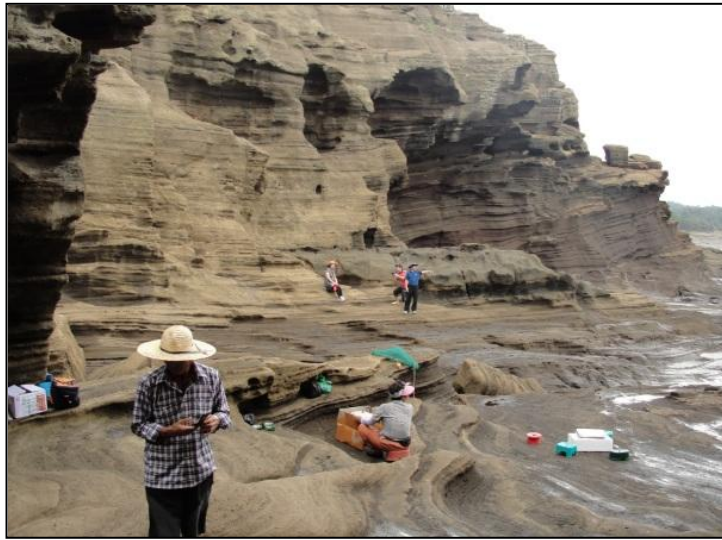
4. ábra: A Tihanyi-tafonik térképe  
 Figure 4: Map of the Tihanyi Tafoni

#### A tafonik meghatározása és osztályozásuk

A tafonik gömbölyded formájú fülkék a mérsékelten porózus kőzetek (leginkább gránit, de más kristályos kőzetek, homokkövek, tufák, konglomerátumok, egyes mészkövek is) alkotta lekerekített kötömbökben, vagy meredek sziklafalakban (5. ábra). Többnyire nem magányosan, hanem csoportosan fordulnak elő (6. ábra). Nagyságuk a néhány deciméterestől az 1-2 méteresig terjed (de kivételes esetekben akár 20 méteres is lehet). Keletkezésük még nem teljesen tisztázott, de a kutatók többsége egyetért abban, hogy a felszínalakító külső (exogén) hatásokra alakult pszeudokarsztos üregek. Az még vitatott, illetve igazolandó, hogy képződésükben mekkora a szerepe az aprózódásnak (fragmentációnak), a mállásnak (dezintegrációnak) és a kikoptatásnak (korrációnak), valamint ezek idő- és térbeli kombinációjának.

A „*tafoni*” szó – mint már említettem – a korzikai (és/vagy a szardíniai) tájnyelvből *PENCK* (1894) által került a morfológiai szaknyelvbe. A „*tafonare*” ige jelentése átlyukasztani, a „*tafone*” (többes számban tafoni) főnév nyílást, ablakot jelent. Megjegyezendő, hogy a szakirodalomban többségében a „*tafoni*” többes számú alakot egyes számban értelmezik és ezen alapalakhoz kapcsolják a különböző nyelvek többes szám képzőjét. (Ezt az értelmezést használja ez a dolgozat is.) A francia nyelvű irodalomban a „*taffoni*” alak terjedt el. A korai spanyol nyelvű leírásokban használatos

még a „*cochola*” (többes számban *cocholas*), a korai angol nyelvű leírásokban a „*niche*” (többes számban *niches*) kifejezés is ezen üregek megjelölésére.



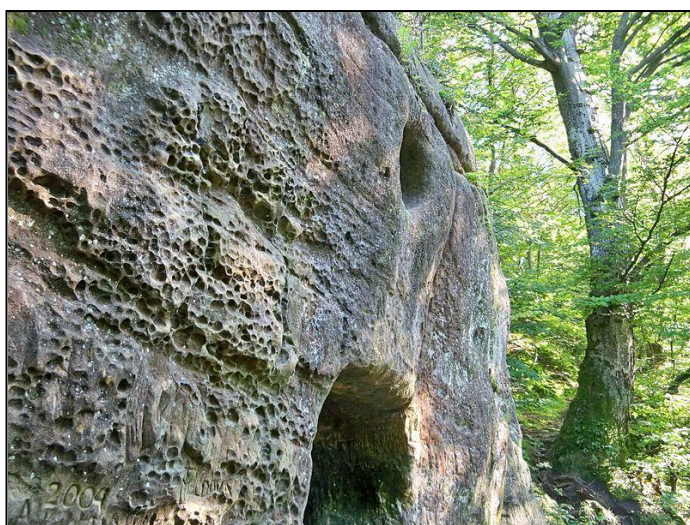
5. ábra: Homokkőfalban levő tafinik a kórei Csedzsu-sziget partján  
Figure 5: Tafoni in the sandstone wall in the coast of Jeju Island, Korea



6. ábra: Az újbegy-méretű tafonik a méhsejtek  
Figure 6: The finger tip size tafoni are the honeycombs

A tafonik előfordulási helyzetük szerint lehetnek:

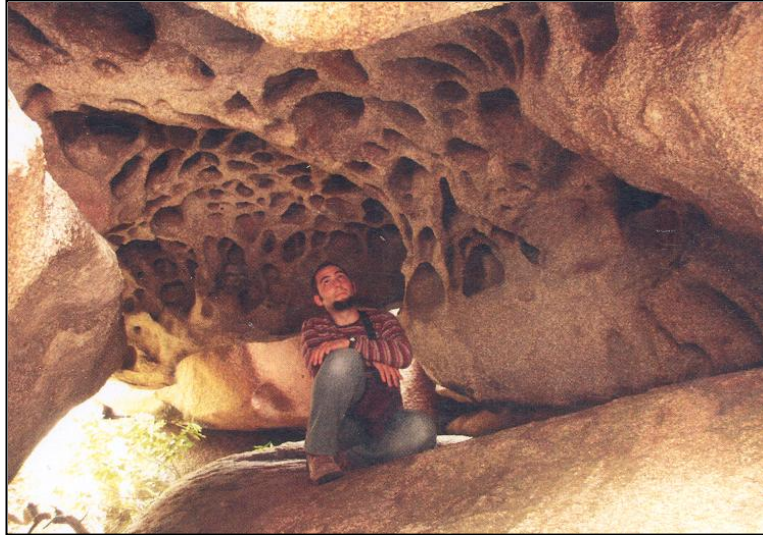
- lekerekített kőtömbök aljában (alapján), ill. oldalában
- meredek sziklafalak oldalában.
- A vízszintes, vagy közel vízszintes felszínek madáritatói (gnammas) számos tekintetben tafoninak tekinthetők.



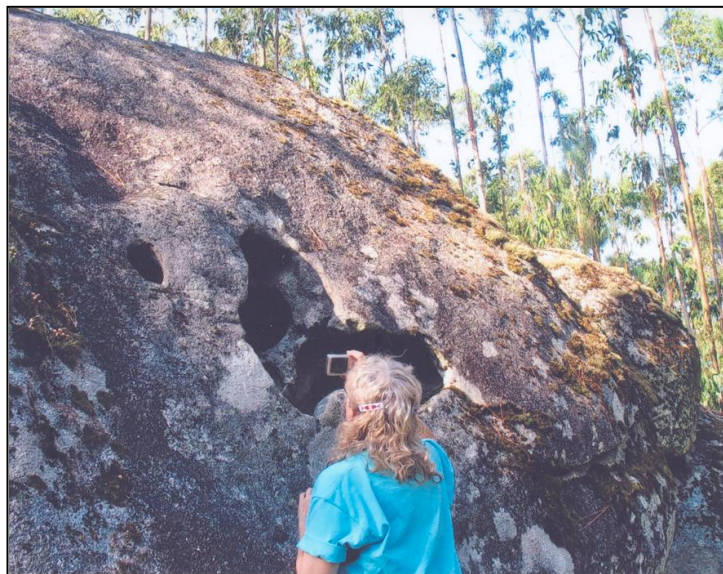
7. ábra: Hálófülke-tafoni egy ukrán sziklafalban  
Figure 7: Alcove tafoni in a rock wall in Ukraine

A tafonikat formajegyeik szerint is tipizálhatják. Így lehetnek:

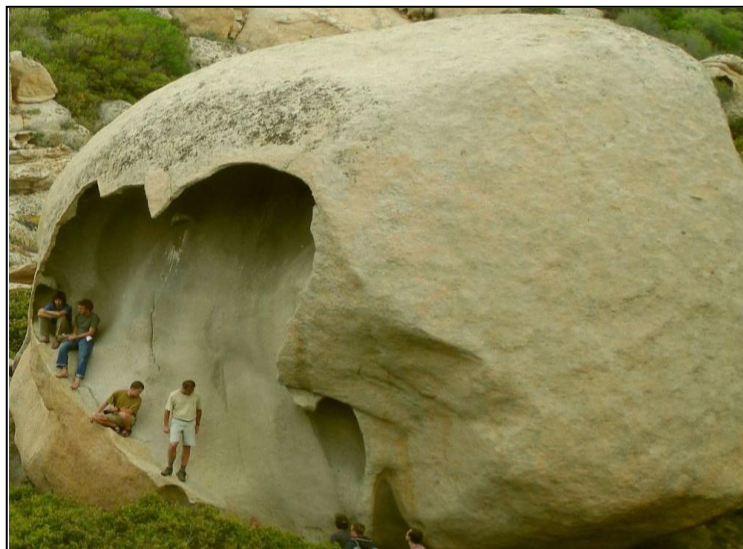
- Hálófülkék, ezek a közettömbök, vagy meredek sziklafalak oldalában képződött simafalú gömbfülkék (7. ábra).
- Kupolák, tömbtafonik, vagy másképpen alaptafonik a kőtömbök alján laposabb, illetve magasabb belterű, nagyjából simafalú kupolák.
- Méhsejtek (honeycombs) néhány centiméteres bemélyedések. Nagyobb csoportokban fordulnak elő a kőzetfelszíneken (6. ábra).
- Méhsejtes tafonik jellegzetessége a mennyezetükbe (néha oldalfalaikba is) mélyülő számos betüremkedés (8. ábra).
- Ablakos tafonik a méhsejtes tafonikból fejlődnek, ha azok betüremkedésének némelyike kinyílik a felszínre (9. ábra).
- Baldachinos tafonik nyílásának felső pereme drapériaszerűen aláhajlik (10. ábra)



8. ábra: Méhsejtes mennyezetű a spanyolországi Ézaro-tafoni  
Figure 8: Honeycomb structure on the ceiling of the Ézaro Tafoni in Spain



9. ábra: Ablakos tafoni a spanyolországi Castrove-hegységben  
Figure 9: Window like tafoni in the Castrove Mountains in Spain

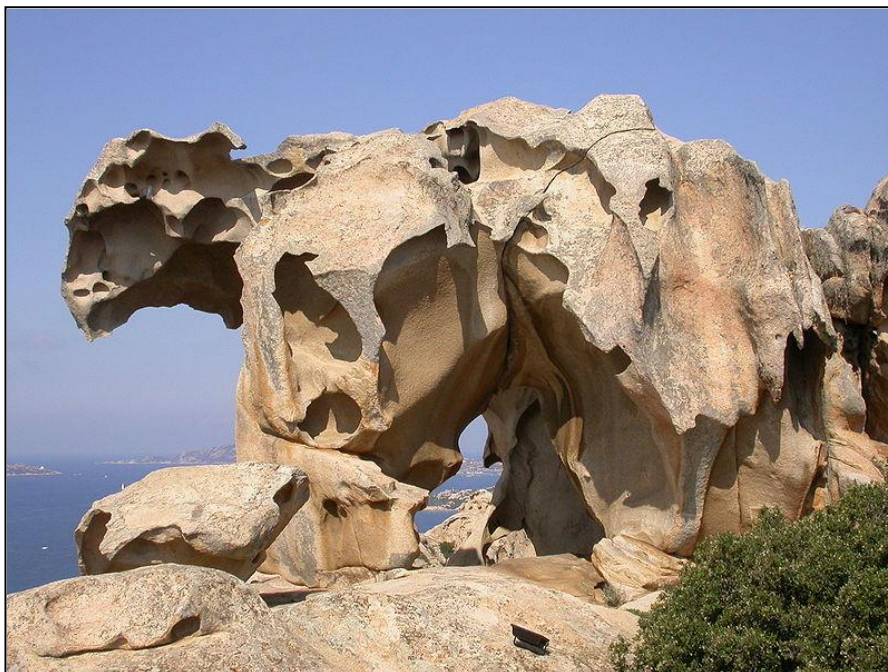


*10. ábra: A korzikai Ravellata-félsziget legjellamzóbb baldachinos tafonija*  
*Figure 10: Baldachin like tafoni are the most characteristic in the Ravellata Peninsula in Corsica*



*11. ábra: Tojáshéj-tafoni Görögországban*  
*Figure 11: Egg shell like tafoni in Greece*

- Teknősbéka-páncél, vagy tojáshéj-tafonikról akkor beszélünk, ha a kőtömbben levő üreg fala erősen megközelíti a befoglaló forma felszínét, így meglehetősen vékony falúvá válik a tafoni (11. ábra).
- Összetett tafonik képződnek, ha az egymás közvetlen közelében levő tafonik egymásba nyílnak (12. ábra).
- Tafonitorzók alakulnak ki, ha a tafonik annyira túlfejlődnek, hogy falaik egy részét elvesztik és így voltaképp már nem is üregek, hanem homorú felszínekkel határolt kőtornyok, vagy a felszínből kiemelkedő gyűrűformájú képződmények (13. kép).
- Mivel a madáritatók is a tafonik genetikai rokonságába tartoznak, engedjék meg itt azok fő formáit is felsorolni, melyek: a félgömb-mélyedések, a tányérmélyedések, a hengermélyedések, a kőfotelek.



12. ábra: A „Medve” nevű túlfejlődött tafoni Szardínián  
 Figure 12: Overdeveloped tafoni, the „Bear” in Sardinia



13. ábra: Túlfejlődött tafoni a portugáliai Castelo da Furnán  
Figure 13: Overdeveloped tafoni in the Castelo da Furna in Portugal

### **A tafonik keletkezésének elméletei**

A tafonik keletkezésének megmagyarázásával már jó néhány kutató foglalkozott, akik közül sokan igen eltérő okokra vezetnek vissza genezisüket. A számos genetikai elmélet közül egy sincs olyan, amely valamennyi tafonira vonatkozna. A legtöbb kutató egyetért a tafonik keletkezésének feltételeiben (kőzetminőség, éghajlati hatások, víz) és az üregek fejlődési szakaszaiban. A következőkben csak felsorolom a tafonik keletkezésének eddig megismert elméleteit genetikai csoportosításban. Szólok a különböző aprózódás általi üregképződésről, a kikoptatás okozta üregesedésről, a mállásos tafoniképződésről, aztán van olyan elmélet is, mely szerint szingenetikus gázhólyagüregek felszakadása a tafoniképződés magyarázata, de egyre többen vallják, hogy a tafonik összetett módon keletkeznek.

A tafonik fejlődése alapvetően négy szakaszra osztható (VIDAL ROMANÍ – YEPES TEMIÑO 2004), úgymint:

- A kőzettörések felületéről elindul a kőzettest lepusztulása. A vízszintes törések esetén fölfelé és lefelé is, de ez nem egyforma mértékű. A felső kőzettömb üregesedése erőteljesebb. A függőleges törések felszínéről nagyjából egyforma mértékű a lepusztulás.

- Az üregek aktív növekedése. Egyes üregek sima felszínű növekvő gömbölyded formát vesznek fel, más esetekben a kupolaszerű boltozatba kisebb bemélyedések, ún. méhsejtes üregek keletkeznek.

- A tafoni üregének növekedése előbb egy, majd később több helyen is eléri az azt magába foglaló tömb felszínét és így egyre több helyen kilyukad a tafoni.

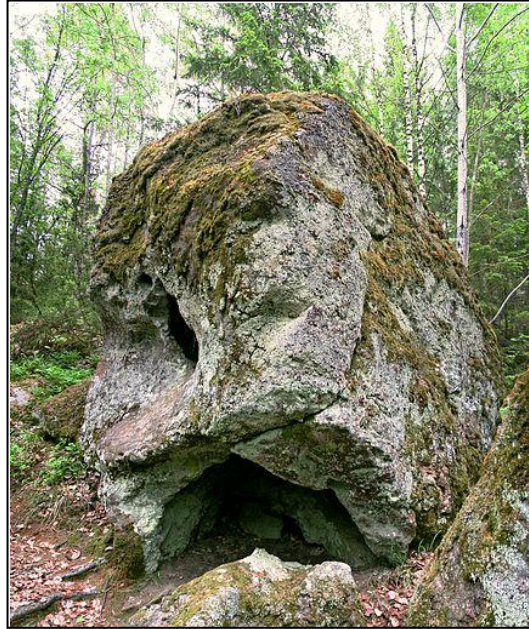
- A pusztuló szakaszban a tafonik egyre vékonyodó fala letöredezik a kő-tömbökben levő tafonik esetében.

A tafonik keletkezésének feltételeiben egyetértenek a kutatók. Mindannyian felsorolják a kőzetminőséget, a klimatológiai tényezőket és a vizet.

Mint már esett róla szó – tafonik a mérsékelt porózus, azaz mérsékelt vízáteresztő kőzetekben keletkeznek. A legtöbb és leglátványosabb tafoni a gránitokban fordul elő, de szinte minden olyan kőzetben sikerült már találni, melyek mérsékelt porózusak és többé-kevésbé a vizet is képesek átteresztetni, így gneiszben, zöldpalában, diabázban, riolituffában, homokkőben, konglomerátumban és néhány porózus mészkőben.



14. ábra: A „Bakancsok”, túlfejlődöt tafonik a kórai Yeong-folyó partján  
Figure 14: Overdeveloped tafoni, the „Boots” at the coast of the Yeong River in Korea



15. ábra: A Piranpoesä-tafoni a finnországi tajgán  
Figure 15: Piranpoesä Tafoni in the taiga of Finland

A különböző klimatikus tényezők tafoniképző szerepét már nem azonosan ítélik meg más és más kutatók. Ez egyrészt adódik ismereteik kiterjedtségéből és szemléletükből, másrészt pedig, hogy konkrétan mely tafonikat vizsgálták. Többen (BERMER 1965, SEGERSTROM – HENRIQUEZ 1964, RÁDAI 1980) a szárazságot tartják a legfontosabb klimatikus tényezőnek (14. kép). A szárazságból következik a napi nagy hőingadozás, a relatív páratartalom napi nagy ingása, a talajvíz szintjének napi nagy mozgása és mindezek erősen hatnak a kőzetfelszínre. A legtöbb tafoni a sivatagokban, félsivatagokban, mediterrán vidékeken (illetve a korábban száraz vidékeken) található, pl. Atacama, Szahara, Közép-Ausztrália, Korzika, Arizona stb. A glaciális tájak kvázi száraz vidékeknek tekinthetők, ahol főként a kifagyás által keletkeznek tafonik (KEJONEN – KIELOSTO 1996) Skandináviában, Grönlandon, az Antarktiszén (15. kép). Néhányan a szélnek is nagy tafoniképző hatást tulajdonítanak. Az Atacama-sivatagban úgy találták, hogy a legtöbb tafoninak a nyílása az uralkodó széllel szembe néz (SEGERSTROM – HENRIQUEZ 1964). A szél nemcsak deflációsan marja a sziklákat, hanem sós párát szállít a tenger felől és a kicsapódott só mállasztja a sziklákat (GILL 1981, MATUSKURA – MATSOUKA – YANO 1998). Azok a tafonik, amelyeknek a szája déli irányba néz (az Északi-félgömbön)

a bennük fellépő hőmérsékleti, páratartalmi változások nagyobb szélsőségei miatt intenzívebben fejlődnek (*TERMIER* 1963).

A tafonik képződésének feltétele a víz is. Jelentős hatást tulajdonítanak a páralecsapódásnak, a kapillárisan mozgó víznek, a talajvíznek és a mérsékelt mennyiségű csapadékvíznek. E vizek jelenlétében történik az egyes ásványi összetevők oldása és elbontása, a mállási maradékok elszállítása.

Egyes tafonikat tartalmazó kőtömböket külső kéreg borítja. Ez megvédi felszínüket a mállástól. A kéreg a kőzet mikrorepedéseiben kapilláris mozgó oldatokból származik. A mikrorepedésekben a külszín felé mozgó oldat a kőzet felszínén párologással vizet veszít és kicsapódik belőle a limonit és egyéb oxihidroxidok, melyek egy kemény, ún. mállási kérget hoznak létre (*FUTÓ – FÜREDI – SALLAY – SÁSDI* 2001). A kéreg a kőtömbök tetején és oldalán képződik, az alján nem, tehát a kőzet mállása ott hatékonyabb.

A tafonik keletkezésére más-más időkben, különböző kutatóktól több elmélet született. A következőkben eme elméleteket, hipotéziseket genetikai csoportosításban kívánom bemutatni.

Az aprózódás igen elterjedt és hatásos felszínalakító tényező, melyet több kutató is igen jellemzőnek ítél a tafonik keletkezésének esetében. A különböző összetevőkből álló kőzetekben az ásványszemcsék más és más mértékben tágulnak és húzódnak össze a hőingadozás hatására. Emiatt – különösen ott, ahol a napi hőingadozás mértéke nagy – az egymáshoz tapadó ásványszemcsék kapcsolata fellazul, majd az ismétlődő hatások miatt a felszínen levő szemcsék előbb-utóbb kiperegnek. A hőingadozásra történő aprózódás a sivatagi, félsivatagi éghajlaton különösen jelentős, ha ez egy pontra (repedéskereszteződés, réteghatár, egy kiugró méretű kristály stb.) koncentrálódik, úgy elkezdődhet a tafoniképződés (*BLACKWELDER* 1929, *OLLIER* 1965). A kitett helyzetű sziklákon a valódi mérsékelt éghajlati övben is jelentős lehet a hőingadozás. A nedvesség ingadozása, a sziklafalakon megjelenő és eltűnő kondenzvíz ismétlődő hidratációt, hidrolízist vált ki, ami szintén a szemcsék fellazulásához, kipergéséhez vezet. Mivel a nedvesség a sziklafelület nem minden részén egyformán jelenik meg, vannak a hidratációnak, hidrolízisnek jobban és kevésbé kitett helyek, így az elbomlás egyes helyeken erőteljesebb, mint máshol. A glaciális vidékeken a szemcsék kapilláris hézagaiba bekerült víz időszakos megfagyása miatt fellépő térfogat-növekedés lazítja fel a szemcsék kapcsolatát (*KEJONEN – KIELOSTO* 1996). Az 1960-as, 70-es években terjedt el a sókristály-növekedéses, vagy sómarásos elmélet (*BRADLEY* 1978, *COOKE – SMALLEY* 1968, *KLAER* 1973, *MUSTOE* 1982, *TWIDALE* 1976, *WELMAN – WILSON* 1965). E sze-

rint a tenger, vagy más sógazdag helyek felől a szél sót szállít a tafoniképződésre alkalmas sziklákhöz, ahol az megtapad a páralecsapódástól, vagy esőtől éppen nedves sziklafelszínen és bejut a felszínközeli pórusokba, ahol vízfelvétel által növeli térfogatát és ezáltal egy-egy ásvány-szemcsét szakít le a közetről. A már kialakult tafoniüreg is tágulhat sókristály-növekedés következtében, hisz a tafonik belseje gyakrabban és hosszabb ideig nedves, mint a külső felszín. Ezáltal a sók is az üreg belsejében fejtik ki hatásukat. Egyesek a méhsejtes mennyezetképződést kizárólag a sókristály-növekedésnek tulajdonítják (6. kép).

A nyomáskülönbségen alapuló rugalmas kőzetdeformáció elmélete az utóbbi időben terjedt el (*VIDAL ROMANÍ – YEPES TEMIÑO* 2004). Eszerint tafoniképződést indíthat be a feldarabolódott, egymáson levő sziklatömbök egymásra gyakorolt nyomása. A felső tömb tömege néhány ponton érintkezik a az alsó tömbbel (vagy szálbanálló kőzettel) és e pontokon gyakorol nyomást arra – mely aztán visszahat a felső tömbre is) – ezt nevezi Vidal Romaní „fakír effektusnak”. A nyomott pontokból kiindulva a nyomás körkörösén, egyre csökkenve terjed tovább átrendezve a kőzetszemcsék egymáshoz való viszonyát. Ez gömbhéjasan, azaz „tafoni formájúan” okoz fellazulást a szemcsék között, így utat teremt a már anyaghiányt is okozó változásoknak (elbomlás, oldás stb.). Az esetek többségében a felső tömb alapjáról felfelé irányuló üregképződés a számottevőbb, mert a kémiai reakciókat okozó kondenzvíz inkább itt jelenik meg és a fentről lefelé való anyagszállítás is könnyebb.

A kikoptatás a tafoniképződés esetében kevésbé jelentős, csupán néhány esetben számolnak be ilyenekről. *SEGERSTROM* és *HENRIQUEZ* (1964) azt tapasztalta, hogy az általuk vizsgált atacamai tafonik nyílásai a szél felőli oldalon vannak, ezért tulajdonítottak nagy jelentőséget a szél által szállított anyagok (törmelék, sókristályok és pára) üregmaró képességének. Japán kutatók (*MATSUKURA – MATSUOKA – YANO* 1989) pedig a tengeri abrázio tafoniképző szerepét tapasztalták a Japán-szigetek egyes partjain.

A mállás okozta tafoniképződés ugyancsak jelentős. Elterjedt elmélet a talajvízben oldott anyagok kőzetmaró tevékenysége (*CAMPBELL* 1989, *TWIDALE* 1984, *TWIDALE – CORBIN* 1962). Eszerint a gránit-hátakról alkalmasint lecsorduló csapadékvíz a talajba érve szerves savakkal dúsul fel, amely így már belemar a talajfelszín alatt folytatódó gránitfelszínbe. Később, amikor a talaj lepusztul a felszínre kerülnek a bemélyedések. Ezek egy része tafoni, más része hegylábi barlangeresz. Legtöbb kutató jelentős szerepet tulajdonít a tafoniképződésben a hidratáció, hidrolízis és oxidáció egymást feltételező és kiegészítő folyamatának. Ezen elmélet szerint a hidratáció során az ásványmolekulákhoz elektromosan tapadó vízmolekulák

lazítják a kötéseket és általában az ásványszemcsék megduzzadásához vezetnek. A hidratáció során „előkészített” ásványszemcséket a hidrolízis már hatékonyan bontja azáltal, hogy az ionos állapotú víz hidrogénionjai helyettesítik a szilikátok fémionjait és a létrejövő instabil anyagok már könnyen tovább bomlanak. Az oxidáció pedig követi a hidrolízist stabil oxidokat alakítva. A vízhez kötött elbomlás hatásosan tágítja a tafonik belsejét, hisz az gyakrabban nedves, mint a külső felszín továbbá a kapillárisokban mozgó víz is elbomlást kezdeményez.

*JAKUCS – CSUTÁK* (2000, 2001) elmélete szerint bizonyos tafonik szingenetikus eredetűek. Korzikai megfigyeléseik után úgy vélik, hogy a gránit még megszilárdulása előtt gázbuborékokat zárt magába és a lepusztulás során ezek a kisebb-nagyobb buborékok felnyílása vezetett tafoniképződéshez.

A tafonik keletkezéséről mind többen (*BALÁZS* 1982, *FUTÓ – FÜREDI – SALLAY – SÁSDI* 2001, *SEGESTROM – HENRIQUEZ* 1964, *TWIDALE – VIDAL ROMANÍ* 1994, *VIDAL ROMANÍ* 1990) úgy vélekednek, hogy azok összetett keletkezésűek, főként az aprózódás és mállás különféle megnyilvánulásai játszanak szerepet a mérsékelt porózus kőzetek ilyen üregképződésében. A különböző üregképző hatások szerepe időben és térben is változik. Nem minden egyes esetben lehet eldönteni a formajegyek alapján, hogy az üreg milyen hatásokra alakult ki.

## **Összefoglalás**

A tafonik kutatása kb. 150 éve (1864-ben) kezdődött. Azóta egyre több tafoni vált ismertté. Megállapították befoglaló kőzetüket, formakincsüket. Keletkezésük magyarázásával is jó néhány kutató foglalkozott már, kik igen eltérő okokra vezették vissza genezisüket. A számos genetikai elmélet közül egy sincs olyan, amely valamennyi tafonira vonatkozna. A legtöbb kutató egyetért a tafonik keletkezési feltételekben (kőzetminőség, klimatikus tényezők, víz) és az üregek fejlődési fázisaiban. A genetikai elméletekben többféle aprózódásos és mállásos üregképződést írtak le. A legvalószínűbb a tafonik összetett keletkezése, de hogy az üregképző hatások időben és térben hogyan változnak, azt még nem sikerült megállapítani. Ez az írás is inkább csak bemutatja a különböző tafonikat, arra sarkalva, hogy mind többen foglalkozzanak ezen különleges barlangszerű üregekkel.

## IRODALOM

- BALÁZS D.* (1982): A sivatagok világa – Móra Könyvkiadó, Budapest 250 p.
- BERMER, H.* (1965): Ayers Rock, ein Beispiel für klimagenetische Morphologie – Z. Geomorph. N. F. pp. 249-284.
- BLACKWELDER, E.* (1929): Cavernous Rock Surfaces on the Desert – Am. Jur. Sci. 17. pp. 391-399, DOI:10.2475/ajs.s5-17.101.393
- BRADLEY, W.C. – HUTTON, J.I. – TWIDALE, C.R.* (1978): Role of salts in development of granitic tafoni South Australia – Jour. Of Geol. 86. pp. 647-654, DOI:10.1086/649730
- CAMPBELL, S.W.* (1998): Chemical weathering associated with tafoni at Papago Park, Central Arisona – Earth Surface Processes and Landforms 24. pp. 271.278, DOI: DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199903)24:3<271::AID-ESP969>3.0.CO;2-T
- COOKE, R.W. – SMALLEY, I.J.* (1968): Salt weathering in deserts – Nature p. 1226-1227, DOI: 10.1038/2201226a0
- DRAGOVICH, D.* (1966): Granite lapins at remarkable rocks, South Australia – Revue Geomorph. Dynam. 18. pp. 8-16.
- ESZTERHÁS I.* (2007): A tafonik felosztása és keletkezésük hipotézisei – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 29-40.
- ESZTERHÁS I.* (2010): Felszíni gránitformák és gránitbarlangok Galíciában – Karsztfejlődés XV. pp. 113-128.
- ESZTERHÁS I.* (2012): Barlang a tihanyi Kis-erdő-tetőn – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 123-128.
- ESZTERHÁS I.* (2013): Bazaltbarlangok a Bakonyban – Karsztfejlődés XVIII. pp. 183-204.
- FUTÓ J. – FÜREDI V. – SALLAY E. – SÁSDI L.* (2001): Pseudokarsztos jelenségek vizsgálata Korzikán – Tanulmánykötet a Barlangkutatók Szakmai Találkozójáról, Pécs pp. 111.124.
- HEVESI A.* (2011): Valamit az „árnyékoldás-árnyékmállás”-ról – Karsztfejlődés XVI. pp. 31-38.
- HULT, R.* (1873): Fran Nord till Syd Kalender Fjfillvandringar i Galicien ach Zamora – Geografiska Foreningen i Finland pp. 30-55.
- IACOB, R.H.* (2013): Tafoni – A Link Between Mars and Earth – adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUFM.P23B1771

- JAKUCS L. – CSUTÁK M.* (2000): A korzikai gránitafonik morfogenetikai problémái – Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetének Természetföldrajzi Tanszékéről 15. pp.1-18.
- JAKUCS L. – CSUTÁK M.* (2001): Korzika különleges gránitüreei – Tanulmánykötet a Barlangkutatók Szakmai Találkozójáról, Pécs pp. 98-110
- KEJONEN, A. – KIELOSTO, S.* (1996): Uusia tafoneja eri puolilta Suomea - Geology (Finland) 48. pp. 27-30.
- KLAER, W.* (1973): Untersuchungen zur klimatischen Geomorphologie im Granit auf Korsika – Geogr. Z. 33. Band pp. 247-260.
- MATSUKURA, Y. – MATSUOKA, N. – YANO, N.* (1989): A preliminary study on tafoni and honeycombs in Nojimazaki, Boso Peninsula, Japan – Ann. Rep. Inst. Geosci, Univ. Tsukuba no. 15 pp. 29-32.
- MUSTOE, G.E.* (1982): The origin of honeycomb weathering – Geological Society of America Bulletin 93. pp. 108-115, DOI: 10.1130/0016-7606(1982)93<108:TOOHW>2.0.CO;2
- OLLIER, C.D.* (1965): Some features of granite weathering in Australia – Z. Geomorph. N.F. pp. 285-304.
- PARADISE, Th.* (2013): Tafoni and Rock Basins – in Shroder (Editor): Teatise on Geomorphology, 4. Press, San Diego pp. 111-126, DOI: 10.1016/b978-0-12-374739-6.00068-3
- PENCK, A.* (1894): Morphologie der Erdoberfläche – 1. Band, Stuttgart, DOI: 10.1017/s0016756800005860
- PRADO, C.* (1864): Descripcion física y geológica de la provincia de Madrid – Colección Cienca, Humanidades e Jugenierta n°2. Col. Madrid pp. 60-76
- RÁDAI Ö.* (1980): Tafone („niche”) formation in carbonate rocks in North Spain – Karszt és Barlangkutató IX. kötet, Budapest pp. 93-106
- REUSCH, H.H.* (1883): Notes sur la geologie de la Corse – Société Geologique de France Bulletin 11. pp. 53-67, DOI: 10.1080/00378941.1889.10830478
- SEGERSTROM, K. – HENRIQUEZ, H.* (1964): Cavities, or „Tafoni”, in Rock Faces of the Atacama Desert, Chile – Geological Survey Research 1964, Chapter C/Geol. Surv. Professional Paper 501-C, Washington, p. 121-125
- TERMIER, H. & G.* (1963): Erosion and Sedimentation – D. von Nostraud Compl. LTD. , London, DOI: 10.1097/00010694-196010000-00012
- TWIDALE, C.R.* (1976): Analysis of granite landforms – John Wiley and Sons Australia Pty LTD. Sydney, New York, London, Torino pp. 280-300
- TWIDALE, C.R.* (1984): So-called pseudokarst in granite – Bull. Soc. Venezuelane Espel., Caracas pp. 3-12

- TWIDALE, C.R. – CORBIN, E.M.* (1963): Gnammas – Reuve Geomorph. Dynam. 14 pp. 1-20
- UÑA ÁLVAREZ, E.* (1998): Estudio multivariado del micromodelado granítico. Interpretación compuesta de la génesis y evolución de las gnammas en macizos untignos – *Cadernos 23.*, A Coruña pp. 271-282
- UÑA ÁLVAREZ, E.* (2005): Definición de formas graníticas tipo tafone: Nomenclatura y significado geomorfológica – *Minius XIII.* pp. 331-341
- VERESS M.- ZENTAI Z.- PÉNTEK K.* (2002): Adalékok a korszikai tafonik morfogenetikájához – *Karsztfejlődés VII.* pp. 205-226
- VIDAL ROMANÍ, J.R.* (1998): Las aportaciones de Casiano de Prado a la geomorfología granítica – *geogaceta 23.* Madrid pp. 157-159
- VIDAL ROMANÍ, J.R.* (2006): Proposa of nomenclature for granitic forms – *Actas de la IX Reunion Nacional de la Sociedad Española de Geomorfología* pp. 803-814
- VIDAL ROMANÍ, J.R. – YEPES TEMIÑO, J.* (2004): Historia de la morfogenesis granítica – *Cadernos N° 29.* A Coruña pp. 331-350
- WELMAN, H.W. – WILSON, A.T.* (1965): Salt weathering, a neglected geological weathering agent in costal and arid environments – *Nature 205.* pp. 1097-1098, DOI: 10.1038/2051097a0

## **A KÜRTŐKÉPZŐDÉS VIZSGÁLATA FIZIKAI ANALÓG MODELLKÍSÉRLETEKKEL**

### **EXAMINATION OF A CHIMNEY FORMATION WITH THE USE OF PHYSICAL ANALOGUE MODEL EXPERIMENTS**

**EREDICS ALEXANDRA – VETÉSI- FOITH SZILÁRD –  
VERESS MÁRTON**

**NYME, Természetföldrajz Intézeti Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi  
Gáspár tér 4. alexandra.eredics@gmail.com**

*Abstract: During our research activity we examined the process of a chimney formation with the use of physical analogue model experiments on a plaster blocks with 15x15x5 cm parameters. First, we investigated how generates the slow (6 min/ 10 cm<sup>3</sup>), the medium (4 min/ 10 cm<sup>3</sup>) and the fast (2 min/ 10 cm<sup>3</sup>) dripping the chimney formation on an uncovered plaster block. Then we repeated this attempt in a way that we placed 2 different type of granule sized (0,125-0,250 mm and 1-2 mm) cover separately on the surface of the plaster blocks, and dripped distilled water as mentioned above. At slow dripping, a chimney is formed on the uncovered plaster block, however at medium and fast dripping, kamenitza features are formed. It is likely that in the case of the slow dripping, the plaster is not filled up with water, which generates the chimney formation. At fast dripping, the plaster block is filled up, which fosters the plaster's surface dissolution. Larger size grain and faster dripping helps the development of the chimney on a covered plaster block. With larger size grain, the joined void volume ratio is higher, which results a gravitational force on the fluid in the cover, thus the fluid moves vertically. With smaller size grain, the capillary void volume ratio is higher, means in this case, the water in the cover will be moved by the capillary lifting force, hence the fluid will spread in the cover and it is not making any local dissolution on the substratum.*

#### **Bevezetés**

A tanulmányban laboratóriumi körülmények között fizikai analóg modellkísérletekkel vizsgáljuk a kürtőképződés folyamatát fedetlen, illetve fedett gipsztömbökön. A kísérlet célja, hogy megtudjuk melyek azok a paraméterek, amelyek segítik, illetve melyek azok, amelyek gátolják a kürtő kialakulását. Paraméterek alatt értjük a gipsztömbökre csepegtetett desztillált víz csepegési sebességét, illetve a fedő szemcseméretét.

Csepegtetési kísérleteink során, a karszton gyakran előforduló kürtőkhöz, aknákhöz, madáritatókhoz és maradványformákhoz hasonló formák jöttek létre. Ezért a természetben előforduló ilyen karsztos formákat alább röviden jellemezzük. A kürtők és az aknák függőleges kifejlődésű karsztos formák. A kürtők legfeljebb néhány méter átmérőjű, többnyire szabályos henger alakú alakzatok, míg az aknák átmérője többször 10 méter, mélysé-

gük pedig több 100 méter is lehet (VERESS 2004, FORD – WILLIAMS 2007). Az akna többnyire szabálytalan alakú, a preformáló törésvonal irányába megnyúlt képződmény. A kürtök és aknák legalább két törésvonal metsződési helyeinél képződnek. A karrformák között is előfordulnak kürtök. A kürtököröket néhány deciméteres átmérőjű és méteres mélységű alakzatok alkotják (VERESS 2010). A kürtök kialakulhatnak talajjal fedett, vagy fedetlen felszíneken egyaránt (VERESS 2004). A madáritatók kisméretű, medenceszerű karrok. Többnyire kicsi dőlésű felszíneken talajfoltok alatt lokális oldódás során képződnek, de létrejöhetnek fedetlen kőzetben is. Számos változatuk különíthető el: a nagyobbak, amelyek méteres átmérőjűek a kamenyicák, a kisebbek, melyek deciméteres átmérőjűek a karritalak (VERESS 2004). A belsejükben folyó eltérő sebességű oldódás miatt részmedencékre különülhetnek, tornyok, gerincek tagolhatják az aljzatot, de össze is nőhetnek (VERESS 2010). Kialakulásukban az oldódás mellett egyéb hatásokat is feltételeznek. A madáritató alak létrejötte laterális oldódás eredménye. A laterális oldódás gyakori jelenség a karsztos depressziókban, mint például a dolinákban (ZÁMBÓ 1970), vagy poljékban (GAMS 1978). Ekkor a forma talpán felhalmozódott üledékben a víz oldalirányba mozogva oldja a kőzetet ott ahol az üledék és a kőzet érintkezik. JENNINGS (1985) a madáritatók szélesedését azzal magyarázza, hogy a madáritatótalp talaja és az ott felhalmozódott hulladék a vizet oldalirányba tereli. Csepegtetéses kísérleteink során is történt laterális oldódás, de ez laboratóriumi körülmények között fedő nélkül is végbement. A karros formák összeoldódása során maradványformák alakulnak ki. Maradványformák például a válaszfalak, amelyek a kürtök valamint a hasadékok között alakulnak ki (VERESS 2004).

A korábbi kísérletek során, a gipszen különböző formák alakultak ki: így kürtök, ujjbegyek, madáritatók (VERESS et al 2014). E formák kifejlődhetnek magányosan, ekkor lokális oldódás történik a gipszen, és létrejöhetnek csoportosan, nagy sűrűségben, ez esetben az oldódás folytonos. Az eltérő formák (kürtő, madáritató, ujjbegy) kialakulása a fedett gipsztömbökön a fedő kapilláris- és aggregát hézagterefogatának a különbségével magyarázható. Ugyanis a finomszemcsésű üledéknek a kapilláris hézagterefogata a nagyobb, míg a durvább szemcsésűnek az aggregát hézagterefogata (VERESS et al 2014, VERESS et al 2015). Ha a kísérletek során a fedő szemcsemérete kicsi, a víz a nagy kapilláris hézagterefogata miatt oldalirányba mozog a nagy kapilláris emelőerő hatására, míg durvaszemcsésű fedőnél lefelé, mert a nagy aggregát hézagterefogat által a gravitációs erő hat.

## Hipotézis

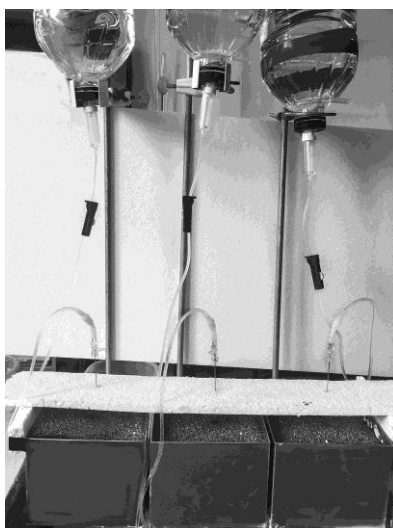
A gipsznek a vízzel feltöltődése hatással van a rajta kialakuló formák alakjára, méretére és típusára, mivel oldódás a gipszben csak ott történik, ahol az nincs vízzel kitöltve, illetve a víz mozog (áramlik, vagy szivárog). A kitöltődés gyorsasága és így mértéke, amely így hatással van a formaképződésre, elsősorban két tényezőtől függhet: a csepegtetés sebességétől, valamint a gipszen elhelyezett fedő szemcseméretétől.

## Módszer

A karsztok jelenségeinek kutatására a modellezés széleskörűen elterjedt. A laboratóriumi vizsgálatoknak a karsztosodás tanulmányozására számottevő előzményei vannak: így említhetők *FABRE – NICOD* (1982), *CURL* (1966), *QUINIF* (1973), *SLABE* (1995), *DEÁK* et al (2012, 2013) e tárgykörben született munkái. A modellkísérletekhez, ha a vizsgálat során az oldódáshoz gyűjtenek adatokat gipszet használnak, miután e kőzetnek az oldódása elég gyors ahhoz, hogy az oldódási folyamatok eredményei a véges idejű kísérletek végén észlelhetők legyenek. Így *GLEW – FORD* (1980) rillenkarrok kialakulását tanulmányozta, *DZULANSKY* et al (1988) ugyancsak gipszen a hasadékarrok kialakulását vizsgálta, *VERESS* et al (1998) a madáritatók és e formákhoz kötődő más karrformák (pl. túlfolyási csatornák) létrejöttét modellezte. *SLABE* (2009) kísérletében fedett karsztos környezetet hozott létre. A Nyugat- magyarországi Egyetem Savaria Egyetemi Központ, Természettudományi és Műszaki Kar, Természetföldrajz Intézeti Tanszékének laboratóriumában is számos munka született a gipszen folytatott kísérletek eredményeiről. Többek között *DEÁK* et al (2015) a laboratóriumban felépített fedett karszt modelleken vizsgálta, hogy a gipszen végbemenő oldódást a laza üledékes fedő szemcsemérete a víz mozgásán keresztül hogyan irányítja. *VERESS* et al (2015) a hasadékok fejlődését modellkísérleteken vizsgálta, továbbá összehasonlította a különböző szemcseméretű üledékekkel kitöltött hasadékoknak, valamint a vízzáró talpú, illetve vízzáró nélküli hasadékoknak a növekedését.

A laboratóriumi vizsgálataink során oldási kísérleteket folytattunk fedetlen, illetve fedővel borított gipsztömbökön, különböző csepegési sebességgel, illetve különböző szemcseátmérőjű fedő esetén. A kísérlet időtartamát 10 órában határoztuk meg. A gipsztömbök mérete minden esetben 15x15x5 cm, a fedett gipsztömbök esetében a fedő vastagsága 5 cm volt. A gipsztömböket fémdobozokban öntöttük ki, melyek oldalán túlfolyó lyukakat alakítottunk ki abból a célból, hogy a felesleges víz ott el tudjon távozni. Három különböző csepegési sebességet alkalmaztunk: a gipsztömbökre csepegtetett víz sebessége lassú csepegtésnél 6 perc alatt 10 cm<sup>3</sup>, közepes cse-

pegésnél 4 perc alatt  $10\text{ cm}^3$ , illetve gyors csepegésnél 2 perc alatt  $10\text{ cm}^3$  volt. A vízadagolás hatását csupasz gipsztömbön és fedőüledékkel fedett gipsztömbön vizsgáltuk. A vízadagolás (1. ábra) a fedetlen tömbnél a tömb felszínére, fedett tömbnél a fedőre történt pontszerűen.



1. ábra: Vízadagolás módja  
Fig. 1: Method of water supply

Kétféle szemcseméretű fedőt használtunk: kisebb  $0,125\text{-}0,250\text{ mm}$  közötti és a nagyobb  $1\text{-}2\text{ mm}$  közötti szemcseátmérőjűt, amelyek a Perint-patak hordalékából származtak. A kísérlet során felhasznált desztillált víz mennyisége lassú csepegés során  $945\text{ cm}^3$ , közepes csepegés során  $1935\text{ cm}^3$  és gyors csepegés során  $2765\text{ cm}^3$  volt. A kísérlet végeztével megvizsgáltuk a tömbök különböző oldásos eredetű formáit, melyekből következtetni tudtunk arra, hogy melyek a kürtő kialakulását elősegítő vagy gátló tényezők.

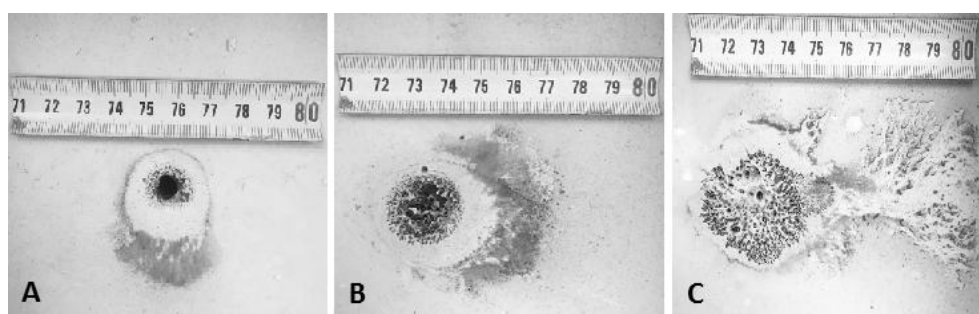
### **Kiértékelés**

A csupasz gipsztömbre történt csepegés során, háromféle intenzitású csepegésnél, három különböző forma alakult ki mélységüket tekintve: kisméretű kürtő (közepes csepegtetési sebességnél), nagyméretű kürtő (lassú csepegtetési sebességnél) és madáritató (gyors csepegtetési sebességnél). Tehát a csepegési sebesség és ebből következően a gipszbe jutott víz mennyisége hatással van a kürtő méretére és alakjára: lassú csepegés kedvez, a gyors

csepegés hátráltatja a kürtőképződést. Fedőüledékkel fedett gipsztömbre történt csepegés esetében a három különböző intenzitású csepegés csak a durva szemcseátmérőjű fedő alatti gipsztömbön alakított ki eltérő formákat, a finom szemcsével fedett gipsztömbön nem tapasztaltunk lokális oldásos formát. Alább részletezzük a csupasz- illetve a fedett gipsztömbön történt formaképződést.

### *Csupasz gipsztömbön a formaképződés*

Lassú csepegés esetében a kísérlet megkezdésekor a gipszre csepegett víz képes volt beszivárogni a gipszbe, nem maradt meg annak felszínén. A kísérlet megkezdését követően két órával már kialakult egy 1 cm átmérőjű madáritató jellegű forma, melynek közepén egy jól elkülöníthető kürtőkezdemény volt. A kürtő egyre mélyült, mindaddig, míg ki nem töltődött vízzel, ez után a mélyülés megállt, vagy elhanyagolható mértékű lett. Ezt követően a forma oldalirányba szélesedett. A kísérlet végére egy 1 cm széles és 3,2 cm mély kürtő jött létre a gipsztömbben (2/A ábra).



2. ábra: A csupasz gipsztömb felszínén kialakult oldásos formák (A: Lassú csepegtetés; B: Közepes csepegtetés; C: Gyors csepegtetés)

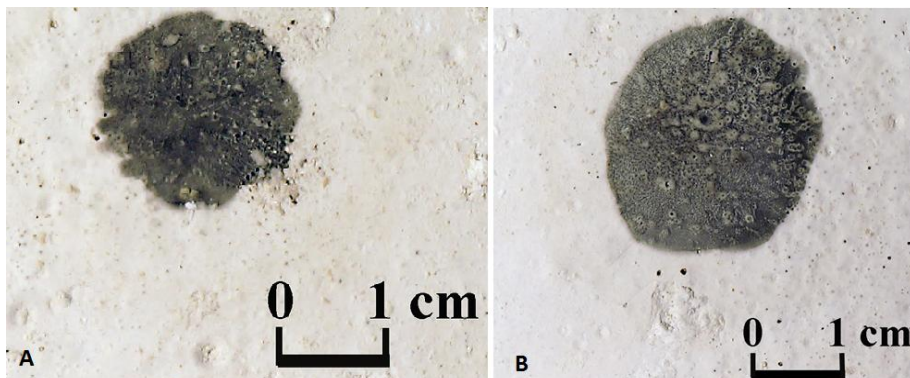
Fig. 2: Solution forms developed on the surface of a bare plaster block (A: Slow dripping; B: Medium dripping; C: Fast dripping)

Közepes intenzitású csepegésnél az előzőtől eltérően a teljes adagolt vízmennyiség nem szivárgott be, egy része a gipsz felületén egy vízfoltot alkotott, amelynek kiterjedése meghaladta a 2 cm-t. Két óra elteltével itt is kialakult egy madáritató jellegű forma, melyben sok apró kürtőkezdemény fordult elő. A madáritatóban a víz felgyülemlt. Megfigyeléseink szerint, a talpi kürtőkezdemények mélyülni, de leginkább szélesedni kezdtek, ebből következően a köztük lévő válaszfalak elvékonyodtak, majd beomlottak és összenövésükkel a madáritató tovább mélyült. A beomlás következtében magaslatok, gerincek, kúpok maradtak vissza. A kísérlet befejeztével 1935

cm<sup>3</sup> desztillált víz adagolásával a madáritató elérte az 1,7 cm-es mélységet (2/B ábra).

Gyors csepegtetésnél a víz már a kísérlet kezdetén felgyülemlett a gipsz felszínén képezve ott egy 3,5 cm sugarú vízfoltot. Később a gipsz szinte a felszínéig feltöltődött vízzel. A vízfolt területén kisméretű kürtök alakultak ki, majd később a vízfolt alatt teljes kiterjedésben oldódás történt, miáltal madáritató képződött. A folyamat kezdetén kialakult kürtök nem összekapcsolódnak, hanem a felső részüket határoló gipsz a madáritató mélyülése során oldódott. Ezáltal a madáritató talpán elhelyezkedő kürtök lecsonkolódtak (2/C ábra).

A kísérletek során tapasztaltuk, hogy a növekvő csepegtési sebesség egyre nagyobb vízfolt kialakulását eredményezte a gipsz felszínén. Ennek két oka lehet. Az egyik, hogy a gyors utánpótlás miatt, növekvő csepegtetési intenzitás esetén a felszíni lefolyás aránya megnő a beszivárgás mennyiségéhez képest. A másik, amit megfigyeléseink is alátámasztanak, hogy a lecsppenő vízcseppek szétfröccsenve növelik a vízfolt terjedelmét. Ezáltal azonos vízvezető képességű tömböknél változó lesz az oldódási felület, amely a csepegtés intenzitásával arányosan nő.



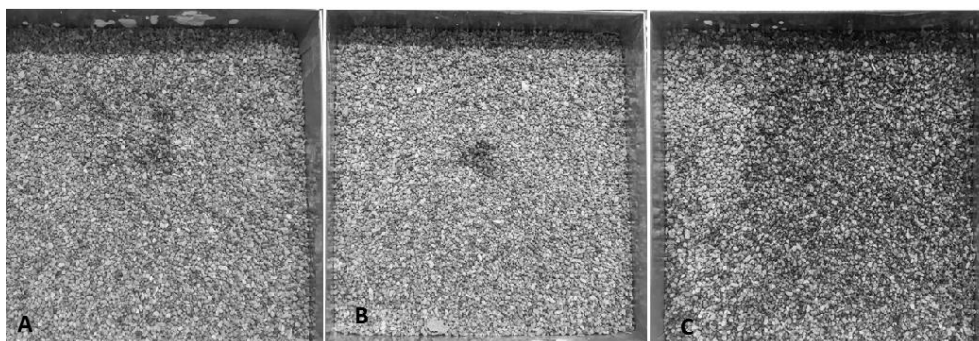
3. ábra: A csepptörés és szóródás jelensége (A: Lassú csepegtetés; B: Gyors csepegtetés)  
Fig. 3: Phenomenon of drop impact and spread (A: Slow dripping; B: Fast dripping)

Az oldódási felület nagysága tehát a csepegtés intenzitásával mutat egyenes arányosságot (2. ábra). Látható, hogy a lassú csepegtésnél az oldási felület egy kisebb kiterjedésű foltra koncentrálódik, míg a gyorsnál ennek kiterjedése jóval nagyobb, megjegyezve, hogy szemmel is láthatók a megtört, majd szétszóródott cseppek becsapódási helyei (3. ábra)

### *Fedett gipsztömbön*

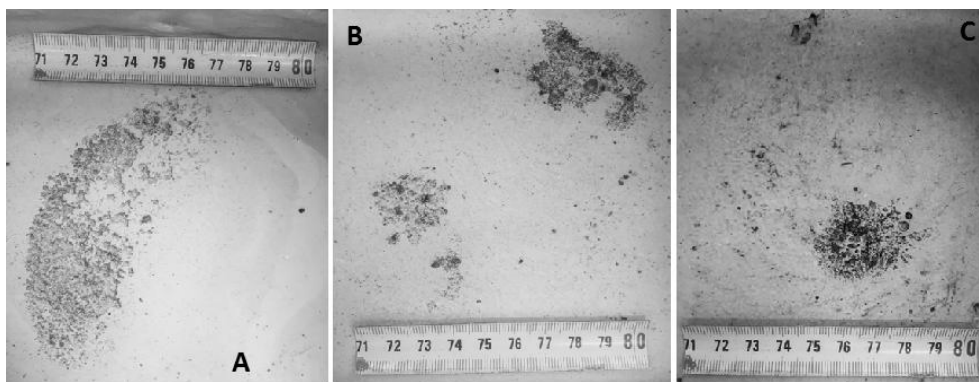
A fedőüledéssel fedett gipsztömböknél a kísérlet finom és durva szemcseméretű fedővel történt. Tekintve, hogy a gipsztömb fedett volt, nincsenek kísérlet-köztes adataink, csak a kezdeti és a végállapotot ismerjük és tudjuk jellemezni.

### *Durva szemcséjű fedőnél a formaképződés*



4. ábra: A durva szemcsével fedett gipsztömbök fedői (A: Lassú csepegtetés; B: Közepes csepegtetés; C: Gyors csepegtetés)

Fig. 4: Plaster blocks covered by rough grain (A: Slow dripping; B: Medium dripping; C: Fast dripping)



5. ábra: A durva szemcsével fedett gipsztömbök felszínén kialakult oldásos formák (A: lassú csepegtetés; B: Közepes csepegtetés; C: Gyors csepegtetés)

Fig. 5: Solution forms developed on the surface of rough grain covered plaster blocks (A: Slow dripping; B: Medium dripping; C: Fast dripping)

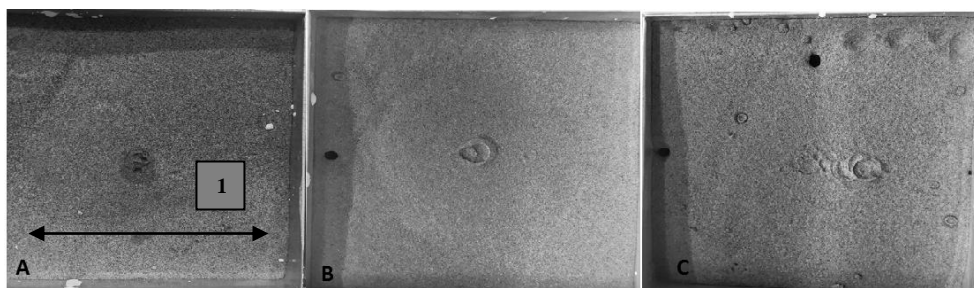
Az első néhány órában mindössze annyi változást tapasztaltunk, hogy a gyors csepegésnél a fedőben jelentős tömörödés következett be, a vízzel történt átítatódás miatt. Ennek jele, hogy a fedő felszíne kiterjedten megsüllyedt, miután a szemcsék közelebb kerültek egymáshoz. Viszont a

közepes illetve a lassú csepegésnél ez nem volt jellemző. Fedőn történő formaképződés egyik esetben sem történt (4. ábra).

A fekűn kialakult formák a csepegtetés intenzitásától függően eltérők. Lassú csepegésnél folytonos oldásos formák, ujjbegyek képződtek. Közepes intenzitásnál kürtőkezdemények jelentek meg a fekűn, de nem a csepegtetés helye alatt. Gyors csepegtetésnél a fekűn, mégpedig a csepegtetés helye alatt, egy 3,1 cm-es szélességű 1,4 cm mélységű akna képződött. (5. ábra).

#### *Finom szemcséjű fedőnél a formaképződés*

Ennél a szemcseméretnél mindegyik csepegési intenzitás mellett bekövetkezett a fedő tömörödése. De ennek mértéke kisebb volt mint durva szemcséjű fedő esetében. Mindegyik csepegtetési sebességnél teljesen átítatódott a fedő, az erőteljes oldalirányú áramlás miatt. De csak a durva szemcséjű fedőnél nem történt formaképződés. A csepegés helye alatt a közepes és a gyors csepegésnél egy kráter alakú forma képződött, a lassúnál egy kisebb depresszió (6. ábra).



6. ábra: A finom szemcsével fedett gipsztömbök fedői (A: lassú csepegtetés; B: Közepes csepegtetés; C: Gyors csepegtetés, 1: depresszió)

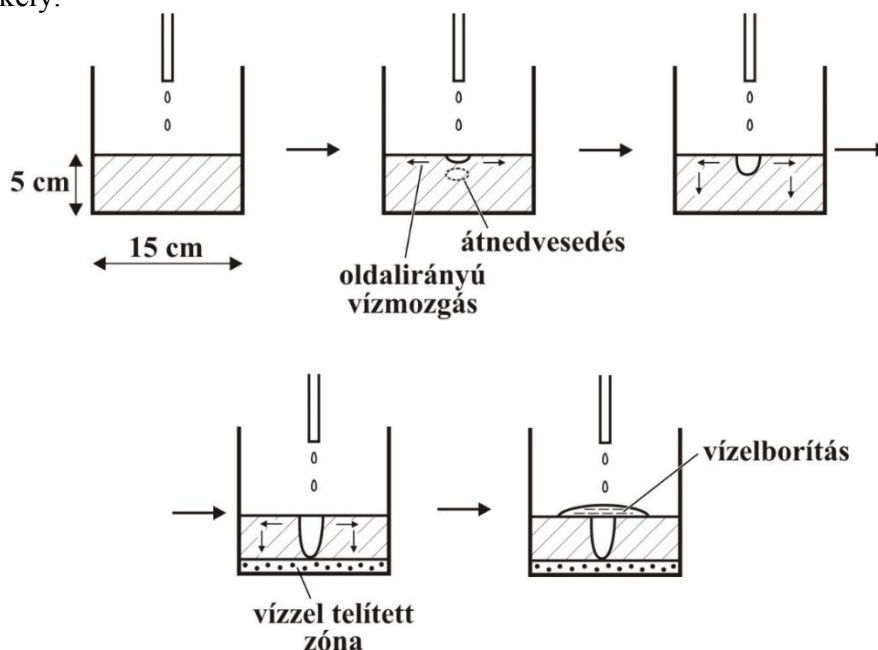
Fig. 6: Plaster blocks covered by fine grain (A: Slow dripping; B: Medium dripping; C: Fast dripping; 1: depression)

Megjegyezzük, hogy a közepes és a gyors csepegésnél a túlfolyó lyukak feletti fedő részben anyaghiány lépett fel, mert az anyag azokon a helyeken az elfolyó vízzel együtt távozott (6/B, C ábra).

#### **Értelmezés**

Lassú csepegtetésnél, ha az a csupasz gipsztömbre történt a gipsz feltöltődésének magyarázata az, hogy, a kísérlet kezdetén a gipsztömbre csepegő víz először vertikálisan lefelé mozog, majd a csepegés helye alatti gipsz-rész

egy bizonyos mértékű átnedvesedése után a víz a gipszben oldalirányba szétáramlik. Ez után újból gravitációsan lefelé mozog, mivel ott a pórusok vagy szemcsék még szárazak. Így a víz a tömb alsó felébe szivárog és ott ezáltal kialakul egy vízzel átnedvesedett zóna. A kürtő mindaddig mélyülhet, amíg el nem éri az átnedvesedett zónát. Ekkor a mélyülése megáll, tekintve hogy a gipsztömb alsó rétegében felhalmozódott víz nem mozog és így telített (7. ábra). Ebben az esetben a kapillaris emelő erő is részt vesz a folyamatban, de csak a gravitációsan lefelé mozgó vizet hátráltató jelleggel. Mivel a gipsz vízemelő képessége igen jelentős, éppen ezért ejtő képessége csekély.



7. ábra: A gipsztömb feltelődése és formaképződése közötti elvi kapcsolat  
 Fig. 7: The theoretical context between the filling up of the plaster block and the formation development

Közepes csepegtetésnél gyorsabban és magasabb szintig töltődik fel a gipsztömb alsó része vízzel a nagyobb csepegtetési intenzitás miatt és így a kürtő is kevésbé mélyül. Gyors csepegtetési sebességnél a sekély madáritató talpát eléri a gipszet kitöltő víz. (2, 7. ábra). Emiatt a madáritató és a kürtők nem mélyülnek, hanem a laterális oldódás miatt szélesednek.

Összességében a csupasz gipsztömböket vizsgálva elmondható, hogy a csepegtetési sebességtől függően változnak a kürtők méretei. Eszerint minél lassabb a csepegtetés annál kisebb területű, de mélyebb a forma, minél gyorsabb, annál nagyobb területű, de kisebb mélységű képződik.

Durvaszemcséjű fedőnél a víz vertikálisan mozog. Kisebb intenzitású csepegtetésnél a víz, miután eléri a gipsztömb felszínét, azon szivároghva alakítja ki az ujjbegyeket. Nagy intenzitású csepegtetésnél, a fekére jutott víz egy része már nem szivárog el a gipsz felszínén, hanem madáritatót alakít ki (5. ábra).

Kis szemcseátmérőjű fedővel borított gipsztömbök esetében egyik tömbön sem tapasztaltunk lokális oldásos eredetű formát, mivel a víz a fedőben mozog, illetve ha eléri a gipszet, ott felületi leoldás történik. Ebben az esetben a kapilláris hézagterefogat nagyobb aránya miatt, a víz nem vagy csak nagyon kismértékben éri el a feküt, ehelyett inkább abban a kapilláris emelő erő hatására a fedőben mozog (GÁRDONYI – SZEMES 2015).

## Összefoglalás

A csepegés intenzitása és a fekűn képződött formák mérete között kapcsolat van. Eszerint minél gyorsabb a csepegtetés, annál sekélyebb forma alakul ki, mert a gipsz vízzel való feltöltődése nem kedvez a forma mélyülésének, ugyanis a gipsz vízzel kitöltött részében (az állandó utánpótlás miatt a kitöltöttség stabilizálódik) a víz nem áramlik, ezáltal ott már nem lehetséges az oldódás. Kedvez viszont a laterális oldásnak, ami azt eredményezi, hogy a fekűn egy széles, de viszonylag sekély forma képződik. Ezt elősegíti, hogy a nagyobb intenzitás miatt a gipsszel több víz érintkezik és így több anyag kerülhet oldatba. Mindez arra hívja fel a figyelmet, hogy oldódás, akárcsak a természetes karsztokon csak akkor lehetséges, ha áramlás során a kőzet telítetlen vízzel kerül kapcsolatba. A fedő megléte és mibenléte is hatással van a formaképződésre, azáltal, hogy milyen lesz a lecsepegő folyadék megoszlása, illetve megtörténik-e a víz átadása, a fedőből a fekére. Tapasztalataink szerint, a durva szemcseátmérőjű fedőelborításnál van lehetőség madáritató, majd kürtő kialakulására, a finom szemcseátmérőjű fedő esetében a rendszerbe adagolt folyadék nem, vagy csak kitüntetett helyeken tud a fedőből a fekére kilépni és ott oldást végezni. Ebben az esetben, a víz a fedőben mozog.

## IRODALOM

CURL, R. L. (1966): Scallops and flutes – Transactions Cave Research Group Great Britain, 7. p. 121-160.

DEÁK GY. – SAMU SZ. – PÉNTEK K. – MITRE Z. – VERESS M. (2012): A vízáramlási modellkísérletek vályúrendszereken – Karsztfejlődés XVII. pp.155-163.

- DEÁK GY. – SAMU SZ. – VERESS M.* (2013): Bevonatképződés vizsgálata szuszpenziós rendszerekből modellkísérletekkel – *Karsztfejlődés XVIII.* pp.49-64.
- DEÁK GY. – SZEMES M. – VERESS M.* (2015): A gipsz fedőjének vízmozgásai fizikai analógmodelleken – *Karsztfejlődés XX.* pp.215-229. DOI: 10.17701/15.215-229
- FABRE, G. – NICOD, J.* (1982): Lapiés, modalités et rôle de la corrosion, crypto- karstique – *Phénomèn karstique III, Mémoires et documents de géographie*, 3 pp.115–131.
- GAMS, I.* (1978): The polje: the problem definition- with special regard to the Dinaric karst – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22(2) p. 170-181.
- GÁRDONYI I. – SZEMES M.* (2015): Fedett karsztosodás vizsgálata laboratóriumi körülmények között – *OTDK Dolgozat*
- JENNINGS, J. N.* (1985): *Karst geomorphology* – Oxford, Blackwell, 293 p.
- QUINIF, Y.* (1973): Contribution a l'étude morphologique des coupoles – *Annales de spéléologie* 28(4) pp. 565-573.
- SLABE, T.* (1995): *Cave Rocky Relief* – Znanstvenaraziskovalni Center Sazu, Ljubljana, 128 p.
- VERESS M.* (2004): A karszt – BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. 215 p.
- VERESS M.* (2007): A magashegységi karrosodás – BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. 142 p.
- VERESS M.* (2010): *Karst Environments. Karren Formation in High Mountains* – Springer, Dordrecht – Heidelberg – London – New York, 230p.
- VERESS M. – GÁRDONYI I. – DEÁK GY.* (2014): Fedett karsztosodás vizsgálata fedővel borított gipsztáblán – *Karsztfejlődés XIX.* pp. 159-171.
- VERESS M. – GÁRDONYI I. – DEÁK GY.* (2015): Gipsz hasadékkarrjainak vizsgálata modellkísérletekkel – *Karsztfejlődés XX.* pp.231-250. DOI: 10.17701/15.231.250
- ZÁMBÓ L.* (1970): A vörösayagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki- karszt délnyugati részén – *Földrajzi Közlemények* 94(18) pp. 281-293.

**TAGOLT FEKÜJŰ FEDETT KARSZT KARSZTOSODÁSÁNAK  
MODELLEZÉSE GIPSZEN**

**MODELLING OF THE KARST DEVELOPMENT OF COVERED  
UNEVEN BEDROCK ON PLASTER**

SZEMES MÁTYÁS

NYME, Földrajz és Környezettudományi Intézet  
Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4., [szemesmatyas@gmail.com](mailto:szemesmatyas@gmail.com)

*Abstract: We studied the affect of the ridge on the bedrock to the water movement in the cover with modells, in order to get data from the function of the ridge on karst bedrock in natural conditions. It can be defined, that the ridge of the bedrock, in case of big grain sized cover, can damn the water in the cover. In the case of small gain sized cover the ridge of the bedrock can not stop the water movement in the cover. The vertical incidence of the horizontal solution defined by the grain size of the cover, the place of the water intake being ont he cover or on the bedrock, and the distance of the water intake and the ridge.*

## **1. Bevezetés**

A vizsgálat során arra kerestük a választ, hogy az egyenetlen karsztos fekü magaslatainak karsztosodása eltér-e és ha igen mennyiben a fekü alacsonyabb részeinek karsztosodásától. A karsztkutatásban a fekü morfológiájától függő karsztosodás vizsgálatának jelentőségét az adja, hogy az észak-bakonyi utánsüllyedésses töbrök ott alakulnak ki, ahol a fedő vékonyabb, tehát a fekün magaslat van (VERESS 1999), de a Kab-hegy depressziói is a fekü magaslatainál jöttek létre (NÉMETH 2005). Továbbá az is, hogy a fedővel borított karsztos depressziók (dolina, polje) növekedése horizontális oldódással történik (GAMS 1978, SWEETING 1973, ZÁMBÓ 1970). A kísérletben kialakított fekü magaslat tetején és oldalán végbemenő oldódás elemzésével adatokat nyerhetünk a karszt magaslatainak a tetőszintjében végbemenő karsztosodáshoz, továbbá a horizontális oldódáshoz.

A laboratóriumi vizsgálatoknak a karsztosodás tanulmányozására számottevő előzményei vannak. E vizsgálatokhoz gipszet használtak, miután e kőzetnek az oldódása elég gyors ahhoz, hogy az oldódási folyamatok eredményei a véges idejű kísérletek végén észlelhetők legyenek. Így GLEW – FORD (1980) rillenkarrok kialakulását tanulmányozták. DZULANSKY et al. (1988) ugyancsak gipszen a hasadékkarrok kialakulását vizsgálta. VERESS et al. (1998) a madáritatók és e formákhoz kötődő más karrformák (pl.

túlfolyási csatornák) létrejöttét modellezte. *SLABE* (2009) kísérletében fedett karsztos környezetet hozott létre. Gipsz oszlopokat alakított ki, amelyeket egy edénybe helyezett (az edényből folyamatos vízelvezetés történt) és az oszlopokat fedővel borította el. Az oszlopokon eltérő jellegű oldódás és formaképződés történt. Így az oszlopok alsó részén a vízelborítás szintjében színlők és vályúk alakultak ki, míg ezek felett, ahol állandó vízelborítás nem volt talaj alatti kagylók, csövek és vályúk.

A fedett karsztokon belül megkülönböztethető a fedőüledék jellege szerint eltemetett és rejtett karszt. A rejtett karszt fedője vízáteresztő, míg az eltemetett karszt vízzáró fedővel borított (*VERESS* 2004). Kísérleteinkben (ld. alább) a rejtett karsztot modelleztük.

A kutató csoport munkája során igazoltuk, hogy a hézagterefogat, ezáltal a fedő szemcsemérete döntő hatással van a fedő vízrendszerének a kialakulására, és így a fedett karsztos folyamatokra is (*VERESS et al.* 2014, *GÁRDONYI – SZEMES* 2015). Kísérleteink során megállapítást nyert, hogy finom szemcseméretű fedőüledékek esetén a vízmozgás főleg a fedőben oldalirányba történik, míg durva szemcséjű fedőben főleg vertikálisan. Továbbá az is, hogy főleg a finom szemcséjű fedőben víztest alakul ki. A különböző vízadagolási módokhoz a fedőn eltérő leoldódási módok tartoznak. Így előfordul folytonos oldódás a fekün, amikor az oldódásos formák nagy sűrűségben fejlődnek ki, valamint lokális oldódás, amikor a fekün csak egy-egy forma képződik (*VERESS et al.* 2014).

A karsztkutató csoport sík felszínű gipsztáblák oldatását vizsgálta a fedő alatt. Mi a kísérleteink során a sík gipsztábla helyett tagolt felszínű gipsztáblákat használtunk azért, hogy a fekü magaslatainak oldódását valamint a különböző áramlási módoknak a hatását megfigyeljük a feküre.

## **2. Hipotézis**

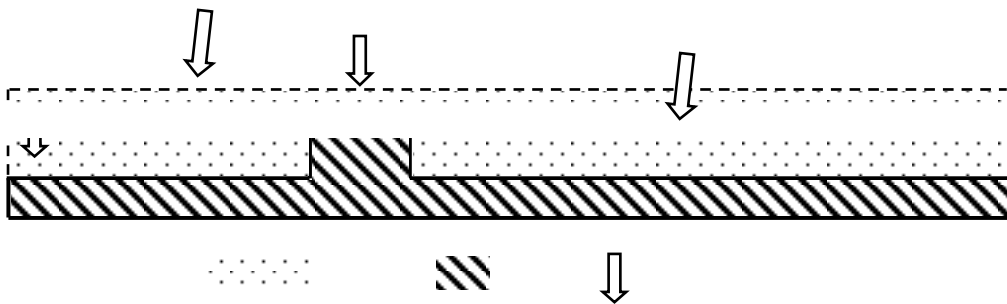
Feltételeztük, az irodalmi adatokból kiindulva, hogy a vékonyabb fedő alatt ahol a fekün magaslat van, az oldódás intenzitása és jellege eltér a fekü azon helyeitől, ahol a fedő vastagabb. Feltételeztük továbbá azt is, hogy miután a fedő szemcsemérete befolyásolja a szivárgás irányát, hogy a laterális oldódás a fedő szemcseméretétől is függ.

## **3. Módszer**

### *3.1. Oldatási modellkísérletek*

A gipsztáblákon magaslat került kialakításra (továbbiakban küszöb). Ezeket a gipsztáblákat e célra kialakított öntőformákban készítettük. Méretük 45\*30 cm, vagy 50\*15 cm volt, vastagságuk pedig 5 cm. A küszöb lejtés-irányra merőlegesen helyezkedett el minden esetben. Ennek magassága 3 cm volt minden esetben, szélessége lehetett 2 cm, 5 cm, 10cm vagy 15 cm. A kísérletek során a gipsztáblák dőlése 5° volt, de sor került 0°-os dőlésű gipsztáblán elvégzett kísérletre is.

Az oldatási kísérletek során a gipsztáblákra fedőüledéket rétegeztünk (kis szemcseméret: 0,125-0,250mm, nagy szemcseméret: 1,0-2,0mm, külön-külön, vagy vegyesen). Kísérletenként 100 dm<sup>3</sup> desztillált vizet adagoltunk rájuk (a gipsz oldódása a vízben oldott CO<sub>2</sub> nélkül is végbemegy, ellentétben a mészkővel, valamint így a víz összetétele állandó). A vízadagolás során a csepegés sebességét infúziós szerelék segítségével állítottuk be, hozzávetőleg 60±5 csepp/perc-re. Ez 4,1-6,5cm<sup>3</sup>/perc-nek felel meg (mérések alapján). A vízadagolás minden esetben pontszerű volt, és történhetett a fedőre, vagy a fekére (1. ábra).



1. ábra: Küszöb a gipsztáblán 1: fedőelborítás 2: gipsztábla 3: vízadagolás helye és iránya  
Fig. 1: ridge on the plaster plate. 1: cover 2: plaster plate 3: place and angle of water intake

### 3.2. Vízmozgás megállapításának módja

Az egyes szemcsefrakciók fizikai vizsgálataiból, valamint az általunk végzett oldatási kísérletekből következtetni tudunk a víz mozgására a fedőben. A fizikai vizsgálatokból megtudhatjuk, hogy az adott szemcsetartományban a víz mozgásának fő irányát hogyan befolyásolja a kapilláris illetve aggregát hézagterefogat. Az oldatási kísérletek során a fekűn kialakult formák megmutatják a vízátadás helyét illetve intenzitását, ezáltal következtetni lehet a fedőben a víztest kifejlődésének helyére, vagy annak hiányára.

A fedőben a betáplált víz, ha függőlegesen mozog, a fekére jut. De szivároghat oldalirányban is. utóbbi esetben a fedőben víztest alakul ki. A függőleges mozgás főleg a durva szemű üledéket jellemzi, az oldalirányú

vízmozgás a finom szemcséjűt. A víztest szivárgó vizének a felülete alkotja a víztest vízszintjét. A szivárgó víz alsó felülete elérheti a gipsztábla felületét, vagy elhelyezkedhet a gipsztábla felülete felett is a fedőben.

Mint említettük, a gipsztáblán elterjedt formák alapján következtünk a fedőben a víztest oldalirányú és függőleges kiterjedésére. A gipsztáblán oldás akkor van, ha a tábla felületével érintkezik a szivárgó víz. Az oldásos formák (felületi) kiterjedése attól függ, hogy a szivárgó víz mekkora területen érintkezik a gipsztábla felszínével. Ha a víz pontszerűen érintkezik a gipszel, akkor akna alakul ki, ha az érintkezés nagyobb felületen történik, nagy sűrűségben jönnek létre például ujjbegyszerű formák.

#### **4. Kiértékelés**

A kísérleteink során létrejött formákat a *I. táblázatban*, jelüket a *II. táblázatban* mutatjuk be. A létrejött formákat alább röviden jellemezzük.

- Kis medence: Többnyire a fedőre történő vízadagolás során jön létre, a vízadagolás helyén. Szélessége maximum 1-2 cm, mélysége kisebb, mint fél cm.
- Lankás oldalú medence: A fedőn kialakuló, nagy kiterjedésű, kis mélységű mélyedés.
- Függőleges oldalú medence: A fedőn kialakuló kisebb átmérőjű, nagy mélységű, meredek falú mélyedés.
- Keresztirányú hasadék: A fedőn kialakuló, lejtésirányra merőleges helyzetű, kis szélességű, legalább 1 cm mélységű forma.
- Íves hasadék: A fedőn kialakuló, változatos irányú, ívesen kifejlődő, kis szélességű, legalább 1 cm mélységű hasadék a függőleges oldalú medence pereménél.
- Sugaras hasadék: A fedőn kialakuló, a vízadagolás helye felé irányuló, kis szélességű, legalább 1 cm mélységű hasadék, mely többnyire csoportos megjelenésű.
- Esővízbarázda: A fedő mélyedéséből kiinduló, lejtésirányba tartó „meder”, melynek szélessége nagyobb, mint a mélysége.
- Szabálytalan mélyedés: A fedő szabálytalan alakú, vagy összetett mélyedése.
- Madáritató: A fekűn kialakuló, nagy kiterjedésű, kis mélységű, lankás oldalú, zárt mélyedés.

I. táblázat  
Table I.

A saját kísérletek során létrejött formák  
Forms developed in individual experiments

Kísérlet száma	Fedő szemcse-mérete (mm)	Fedő vastagsága (cm)	Küszöb szélessége; magassága (cm)	Gipszlap dőlése (°)	vízadagolás módja	Fedő formái	Fekü formái
XXVIII	0,125-0,250	5	2;3	5	feküre, oldalról	FM, HH	MD, KT
XIX	1-2	5	2;3	5	feküre, oldalról	ML	MD, UB, KT, AK
XX	1-2/0,125-0,250	5 (2+3)	2;3	5	feküre oldalról	ML, HH, IH	AK, UB, KT
XXI	-	-	2;3	5	feküre, oldalról	-	AK, KT
XXII	1-2	4	2;3	5	küszöb felett fedőre, felülről	MF, ML	KL, UB, MD
XXIII	1-2	4	2;3	5	Fedőre, felülről	ML	MD, AK
XXIV	0,125-0,250	4	2;3	5	Küszöb felett fedőre, felülről	MK, ML	KT, UB
XXV	0,125-0,250	4	2;3	5	Fedőre, felülről	MK, ML	AK, UB
XXVI	0,125-0,250	5	3,5	5	Küszöb felett fedőre, felülről	MK, EBT, HH	AK, KT, UB
XXVII	0,125-0,250	5	3,10	5	Küszöb felett fedőre, felülről	MK, ML	UB, KT, AK
XXVIII	0,125-0,250	5	3,15	5	Küszöb felett fedőre, felülről	MK, ML	UB, AK
XXIX	1-2	5	3,5	5	Küszöb felett fedőre, felülről	ML	MD, UB, KT
XXX	1-2	5	3,10	5	Küszöb felett fedőre, felülről	MF, MI	MD, UB, KT, AK
XXXI	1-2	5	3,15	5	Küszöb felett fedőre, felülről	ML	UB, AK
XXXII	0,125-0,250	5	-	0	Fedőre, közepén	MF	AK
XXXIII	1-2	5	-	0	Fedőre, közepén	ML, MF	AK, UB

*A kialakult formák jelöléseinek megnevezése (GÁRDONYI-SZEMES, 2015)*  
*The naming of the marks of developed forms (GÁRDONYI-SZEMES, 2015)*

A fedőn kialakult forma neve		A fekün kialakult forma neve	
Forma	Jele	Forma	Jele
Kis medence	<i>MK</i>	Madáritató	<i>MD</i>
Lankás oldalú medence	<i>ML</i>	Akna	<i>AK</i>
Függőleges oldalú medence	<i>MF</i>	Ujjbegy	<i>UB</i>
Keresztirányú hasadék	<i>KH</i>	Hosszanti csatorna (túlfolyási)	<i>HCT</i>
Hosszanti hasadék	<i>HH</i>	Keresztirányú csatorna	<i>KC</i>
Íves hasadék	<i>IH</i>	Bevezető csatorna	<i>BC</i>
Sugaras Hasadék	<i>SH</i>	Kürtő	<i>KT</i>
Esővízbarázda (túlfolyási)	<i>EBT</i>	Narancshéj szerű oldódásos forma	<i>NH</i>
Szabálytalan mélyedés	<i>SZM</i>	-	-

- Akna: A fekün létrejött, azt átharántoló, meredek oldalú forma.
- Ujjbegy: A fekün kialakuló, kisméretű, íves aljzatú mélyedés.
- Kürtő: A fekün kialakuló, kis méterű, meredek oldalú, kör felülnézetű forma.
- Hosszanti csatorna (túlfolyási): A fekü mélyedéséből kiinduló oldásos, többnyire lejtésirányú forma.
- Keresztirányú csatorna: A fekün kialakuló, lejtésirányra merőleges, hosszszűkás oldásos forma.
- Bevezető csatorna: A fekün kialakuló, annak mélyedése felé tartó, oldásos forma.
- Narancshéj szerű oldásos forma: narancshéj felszínére emlékeztető, egyenetlen felszín.

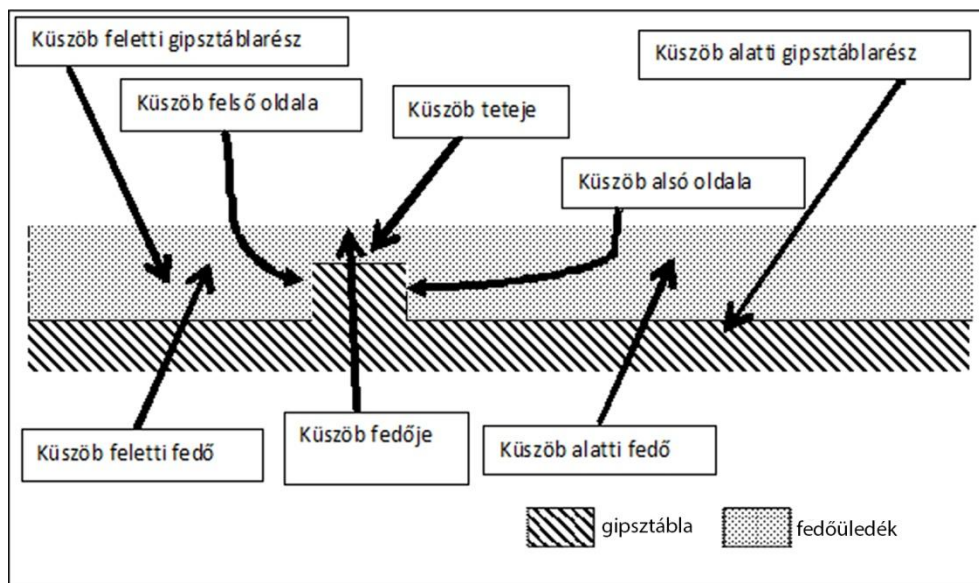
Kísérleteink során újabb a sík felszínű gipsztáblák kísérleteinél nem beazonosított formákat is felismertünk. Ezek az alábbiak.

- Üreg a fedőben: A fekü leoldódása átöröklődik a fedőre.
- Lépcsős mélyedés: A fedőn kialakuló, lejtésirányra merőleges, lépcsőre emlékeztető forma (általában a küszöb széle felett alakul ki).
- A küszöb részleges vagy teljes lokális leoldódása: A küszöb egy részen oldódással alacsonyabb lesz, mélyedés jelleget vesz fel.
- Íves mélyedés: A fekü felszínén létrejött kifli alakú bemélyedés a gipszen lejtésirányban a küszöbön túli részén.
- Félakna: Amikor az akna a gipsztábla peremén alakult ki, ezért ekkor nem zárt forma jött létre.

## 5. Eredmények

### 5.1. A víztest kifejlődésének vizsgálata különböző feltételek esetén

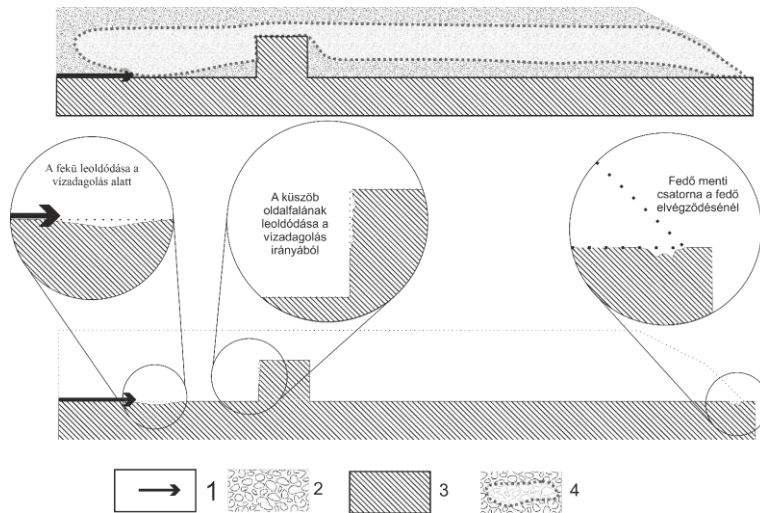
A kísérletek során létrejött formák helyét a 2. ábra mutatja.



2. ábra: A megnevezések értelmezése.  
Jelmagyarázat: 1: gipsztábla, 2: fedő  
Fig. 2: The naming of the places  
Legend: 1: plaster plate 2: cover

#### 5.1.1. Azonos vízadagolási hely, változó szemcseméret

Kis szemcseméretű fedőnél, ha vízadagolás a küszöb feletti gipsztáblarészre, a fekére történt (XVIII kísérlet), lokális oldódás ment végbe a vízadagolás helyénél, a küszöbnek a felső oldalánál, valamint a fedő elvégződésénél. Az oldásos formák fenti megjelenése jelzi, hogy a fedőben olyan víztest alakult ki, amely oldalirányban kiterjedve elérte a küszöböt, a küszöb hatására megemelkedett, és innen a nagy méretű oldalirányban történő vízvezetés miatt már csak a fedő elvégződésénél került kapcsolatba a gipsztáblával (3. ábra).

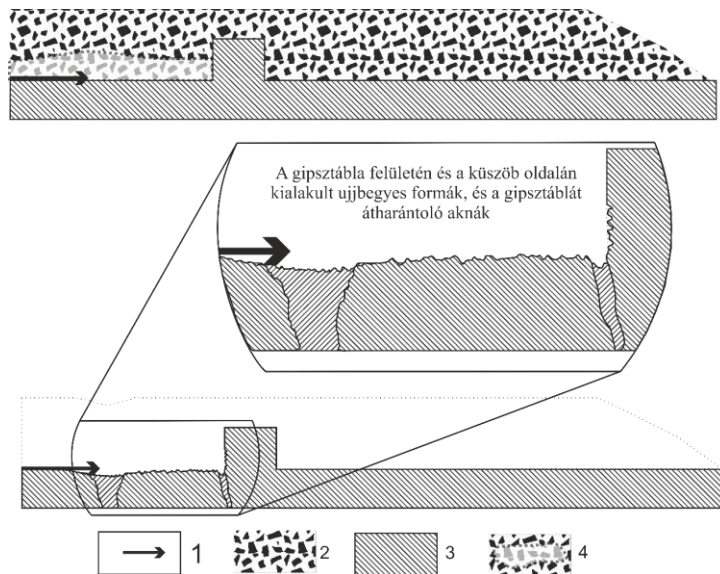


3. ábra: Feltételezett vízmozgás kis szemcseméret esetén fekére történő vízadagolásnál (XVIII kísérlet)

1: vízadagolás helye és iránya 2: kis szemcseméretű fedő 3: gipsztábla 4: víztest a fedőben

Fig. 3: Assumed water movement in the cover in case of small grain size, water intake to the bedrock

1: the place and angle of water intake 2: small grain sized cover 3: plaster plate 4: water body in the cover



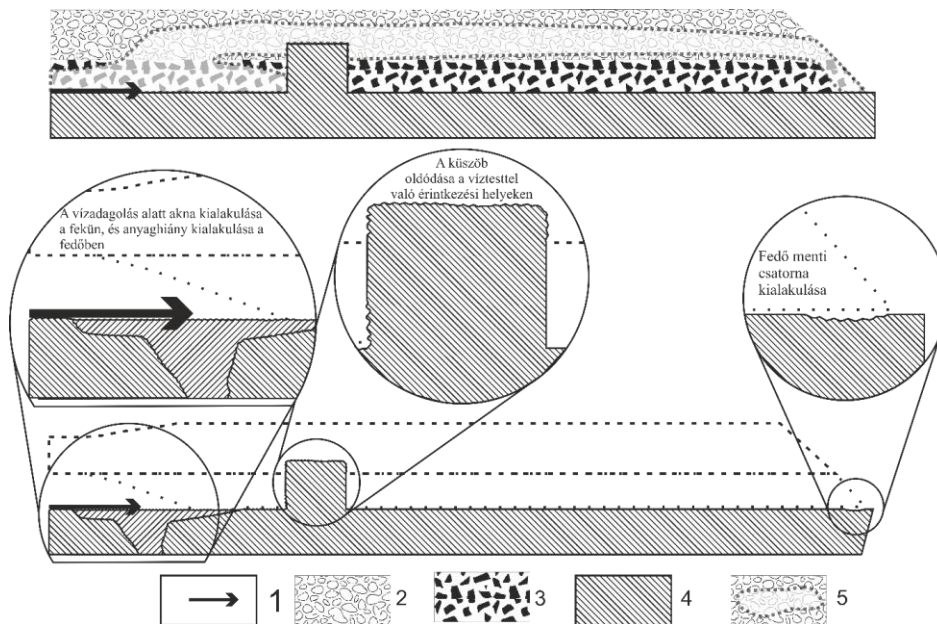
4. ábra: Feltételezett vízmozgás nagy szemcseméret esetén fekére történő vízadagolásnál (XIX kísérlet)

1: vízadagolás helye és iránya 2: nagy szemcseméretű fedő 3: gipsztábla 4: víztest a fedőben

Fig. 4: Assumed water movement in the cover in case of big grain size, water intake to the bedrock

1: the place and angle of water intake 2: big grain sized cover 3: plaster plate 4: water body in the cover

Nagy szemcseméretű fedőnél, ha a vízadagolás a küszöb feletti gipsztáblarészre, a fekére történt (XIX kísérlet), lokális oldódás játszódott le a vízadagolás helyénél, valamint folytonos oldódás a küszöb feletti gipsztáblarész teljes felületén, és a küszöb vízadagolás felőli oldalának alsó részén. Az oldásos formák ezen elterjedése azt jelzi, hogy a fedőben nem fejlődött ki víztest. A beadagolt víz a feké felszínén mozgott, mely mozgást azonban a küszöb megváltoztatta (a vizet visszaduzzasztotta. 4. ábra)



5. ábra: Feltételezett vízmozgás vegyes szemcseméret esetén fekére történő vízadagolásnál (XX kísérlet)

1: vízadagolás helye és iránya 2: kis szemcseméretű fedő 3: nagy szemcseméretű fedő 4: gipsztábla 5: víztest a fedőben

Fig. 5: Assumed water movement in the cover in case of mixed grain size, water intake to the bedrock  
1: the place and angle of water intake 2: small grain sized cover 3: big grain sized cover 4: plaster plate 5: water body in the cover

Vegyes szemcseméretű fedő esetén, ahol alsó helyzetben nagy szemcseméretű, felső helyzetben kis szemcseméretű fedő volt, ha a vízadagolás a küszöb feletti gipsztáblarészre történt és a fekére (XX kísérlet), változatos oldásos formák fejlődtek ki. A vízadagolás helyénél lokális oldás történt, a küszöb feletti gipsztáblarész teljes felületén folytonos oldásos formák jelentek meg. A küszöb felső oldalának alsó, és felső részén is megjelentek ujjbegyes formák, valamint a küszöb tetején, és a küszöb alsó oldalának felső

részén is. Oldódást történt még a fedő elvégződésénél is. Az oldásos formák ilyen elterjedése azt mutatja, hogy a fedőben kifejlődött a víztest. Összetett víztest fejlődött ki. Ez a durva szemcséjű fedőben a küszöbig terjedt, a finomszemcséjű fedőben azonban kiterjedt a küszöb alatti fedőre is (5. ábra).

#### 5.1.2. Változó szemcseméret, változó vízadagolási hely

Kis szemcseméretű fedőnél, ha a vízadagolás a fedőre történt a küszöb felett (XXII kísérlet), a küszöb tetején néhány kürtő, és korlátozott kiterjedésben ujjbegyek alakultak ki. A küszöb két oldalán folytonos oldódás ment végbe, ennek során ujjbegyek jöttek létre. Ettől távolabb, dőlésirányban oldódás a gipsztábla elvégződésénél valamint a táblát borító fedő elvégződésénél történt. Az oldásos formák fenti elterjedése arra utal, hogy a fedőben egy olyan víztest alakult ki, amelynek az alsó felülete elérte a gipsztábla felszínét a küszöbnél, ettől távolabb viszont már nem. Ezért oldódás csak ott történhetett, ahol vízkilépés a fedő elvégződése miatt bekövetkezett.

Szintén kis szemcseméretű fedő esetén, ha a vízadagolás a küszöb alatti gipsztáblarész fedőjére történt (XXIII kísérlet), a vízadagolás alatt valamint a fedő elvégzésénél lokális oldódás harántolta át a gipsztáblát, valamint kis mértékben kifejlődött folytonos oldásos nyomok, ujjbegyek jelentek meg a küszöb mindkét oldalán és tetején. A feké ezen oldásos nyomai arra utalnak, hogy a fedőben kifejlődött a víztest, mely a vízadagolás alatt érintkezett a gipsztáblával, és oldalirányban mindkét irányban kiterjedt. Lejtésirányban a fedő elvégződésénél lépett ki a fedőből, oldva a gipsztáblát, míg lejtésiránnyal ellentétesen a küszöb felett átjutva mindkét oldalán és a tetején is oldotta azt.

Nagy szemcseméret esetén, ha a vízadagolás a küszöb feletti fedőre történt (XXIV kísérlet), a küszöb lokálisan leoldódott, valamint folytonos oldásos formák alakultak ki a gipsztábla teljes felületén. A fenti formák arra utalnak, hogy a fedőben nem fejlődött ki víztest, a víz a vízadagolás helyénél gravitációs úton lefelé mozgott, majd a küszöböt elérve oldotta azt. A víz ezt követően a küszöbről lejutva a feké felszínén kiterjedt, kialakítva a folytonos oldási formákat mind a küszöb felett, mind a küszöb alatt.

Nagy szemcseméret esetén, ha a vízadagolás a küszöb alatti gipsztáblarész fedőjére történt (XXV kísérlet), a vízadagolás alatt madárita-  
tő alakult ki a fekűn, és a küszöb alatti gipsztáblarész teljes felületén ujjbegyes formák képződtek. A gipsztáblán a fedő elvégződésénél akna jött létre. Ezen formák arra utalnak, hogy a fedőben nem alakult ki víztest, a beadagolt víz a gipsztáblára jutott, és annak felszínén terjedt tovább a fedő elvégződéséig, illetve a küszöbig.

### 5.1.3. Azonos szemcseméret, azonos vízadagolás hely, változó küszöbszélesség

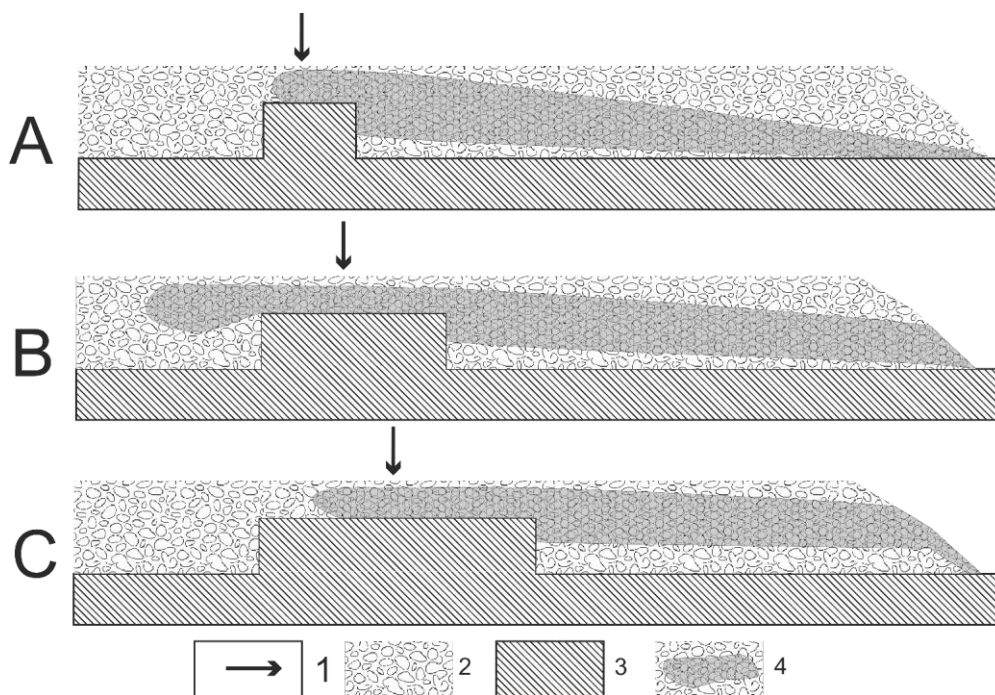
#### 5.1.3.1. Kis szemcseméret

Kis szemcseméret esetén, ha a vízadagolás az 5 cm széles küszöb feletti fedőre történt (XXVI kísérlet), a vízadagolás alatt a küszöb tetején ujjbegyek és kürtök alakultak ki, valamint a küszöb oldalainak felső részén szintén folytonos formák (ujjbegyek) fejlődtek ki. A küszöb alatti gipsztáblarészen lejtésirányban haladva egyre nagyobb mértékben fejlődtek ki a folytonos formák (ujjbegyek és kürtök). Ezen formák arra utalnak, hogy a fedőben kifejlődött a víztest, mely a küszöb tetejével és a határoló oldallejtők felső részével érintkezett, majd a fedő elvégződése felé egyre alacsonyabb helyzetbe került, és egyre közelebb került a gipsztábla felszínéhez, és így egyre nagyobb mértékben történt meg a vízátadás a fekére. A fentiekkel párhuzamosan küszöbhez közelebb a kísérlet során használt oldalfal (amely a fedőt megtartotta) mentén helyi oldásos formák alakultak ki, feltehetően a fal mentén végbement vízkilépés miatt. És ezen helyeken a fedőben üreg alakult ki, melynél szintén kiléphetett a víztestből a víz (6A. ábra).

Szintén kis szemcseméret esetén, ha a vízadagolás a 10 cm széles küszöb feletti fedőre történt (XXVII kísérlet), a küszöb tetején, a vízadagolás alatt valamint a küszöb oldalán kis mértékben történt oldódás, kürtök alakultak ki. A küszöb alatti gipsztáblarészen nagyméretű kürtök jöttek létre lejtésirányban növekvő sűrűséggel. A fedő elvégződésénél a gipszlap teljes szélességében átoldódott. Ezen oldásos formák arra utalnak, hogy a fedőben létrejött a víztest, mely érintkezett a küszöb felső részével, és a küszöb alatti fedőben egyre alacsonyabb helyzetbe került, és lejtésirányban haladva egyre több víz adódott át a fekére. A fedő elvégződésénél kilépett a fedőből, és a fekére kerülve lokálisan oldotta azt. (Az oldalfal mentén szintén kialakultak aknák a fel mentén a fedőből kilépő víz hatására, 6B. ábra).

Ugyancsak kis szemcseméret esetén, ha vízadagolás a 15 cm széles küszöb feletti fedőre történt (XXVIII kísérlet), a küszöb felszínén valamint a küszöb alsó oldalának felső részén kis mértékben kifejlődött folytonos oldásos formák alakultak ki. A küszöb alatti gipsztáblarészen íves mélyedések alakultak ki, a fedő elvégződésénél lokális oldásos forma, fedő menti csatorna fejlődött ki, valamint egy helyen akna harántolta át a gipsztáblát. A küszöb feletti gipsztáblarészen a küszöb tövében az oldalfal mentén aknák képződtek. Ezen formák arra utalnak, hogy a fedőben a víztest kifejlődött, és az kiterjedt mind a küszöb alatti, mind a küszöb feletti fedőre. A víztestből a víz nagyrészt a fedőben szállítódott, és csak kismértékben adódott át a

feküre. A fedőből a fedő elvégződésénél lépett ki, és ott a feküre kerülve oldotta azt (6C. ábra).



6. ábra: Feltételezett vízmozgás a fedőben kis szemcseméret esetén, fedőre történő vízadagolásnál (XXVI, XXVII, és XXVIII kísérletek)

1: vízadagolás helye és iránya 2: kis szemcseméretű fedő 3: gipsztábla 4: víztest a fedőben

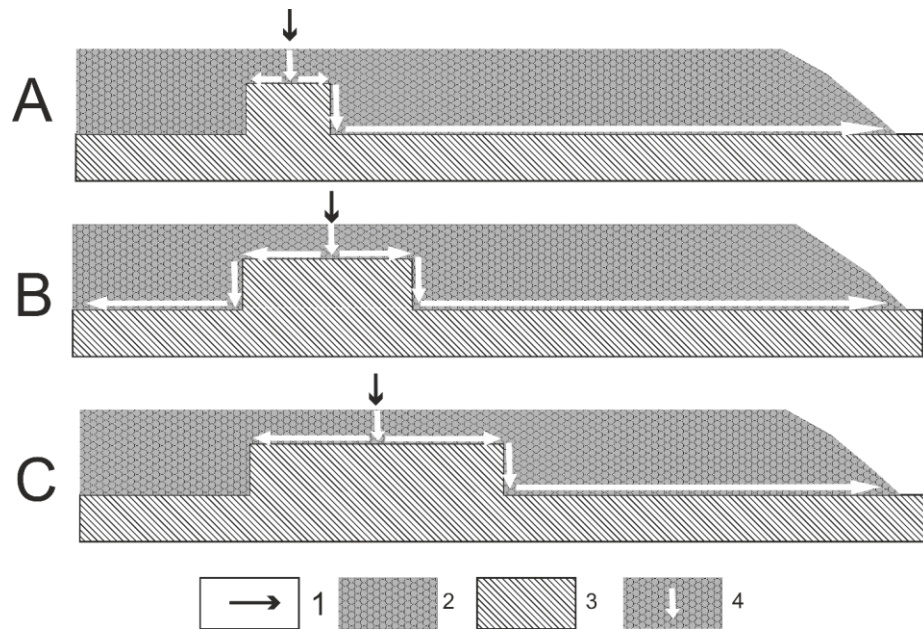
A: 5 cm széles küszöb B: 10 cm széles küszöb C: 15 cm széles küszöb

Fig. 6: Assumed water movement in the cover in case of small grain size, water intake to the cover  
1: the place and angle of water intake 2: small grain sized cover 3: plaster plate 5: water body in the cover  
A: 5 cm wide ridge B: 10 cm wide ridge C: 15 cm wide ridge

### 5.1.3.2. Nagy szemcseméret

Nagy szemcseméret esetén, ha a vízadagolás az 5 cm széles küszöb feletti fedőre történt (XXIX kísérlet), a küszöb tetejének teljes felületén, valamint a küszöb alatti gipsztáblarész teljes felületén ujjbegyek alakultak ki, a vízadagolástól távolodva csökkenő sűrűségben és méretben. A küszöb tetején a vízadagolás alatt, aszimmetrikusan, lejtésirányban megnyúlva madáritató fejlődött ki. Ezen formák arra utalnak, hogy a fedőben nem jelent meg víz-

test, hanem a víz a fekűn haladva fejtette ki az oldó hatását a vízadagolástól távolodva csökkenő mértékben. (7A. ábra)



7. ábra: Feltételezett vízmozgás a fedőben nagy szemcseméret esetén, fedőre történő vízadagolásnál (XXIX, XXX és XXXI kísérletek)

1: vízadagolás helye és iránya 2: nagy szemcseméretű fedő 3: gipsztábla 4: víztest a fedőben  
A: 5 cm széles küszöb B: 10 cm széles küszöb C: 15 cm széles küszöb

Fig. 7: Assumed water movement in the cover in case of big grain size, water intake to the cover  
1: the place and angle of water intake 2: big grain sized cover 3: plaster plate 5: water body in the cover  
A: 5 cm wide ridge B: 10 cm wide ridge C: 15 cm wide ridge

Szintén nagy szemcseméret esetén, ha a vízadagolás a 10 cm széles küszöb feletti fedőre történt (XXX kísérlet), a gipsztábla teljes felületén (a küszöb tetején, annak oldalain, valamint a küszöb alatti és feletti gipsztáblarészen) ujjbegyes formák alakultak ki. A küszöb tetején a vízadagolás alatt, aszimmetrikusan, lejtésirányban megnyúlt madáritató alakult ki. A küszöb feletti gipsztáblarészen, a küszöb tövében aknák alakultak ki a fal mentén. Ugyancsak akna fejlődött ki a fedő elvégződésénél. Ezen formák arra utalnak, hogy a fedőben itt sem alakult ki víztest, a beadagolt víz a fekűn terjedt tovább, ám kis mértékben lejtésiránnyal ellentétesen is mozgott, eljutott a küszöb feletti gipsztáblarész fedőjébe is. De lejtésirányban a fedő alsó rétegeiben mozogva eljutott a fedő elvégződéséig, ahol abból kilépve lokális formát hozott létre. (7B. ábra)

Ugyancsak nagy szemcseméret esetén, ha a vízadagolás a 15 cm széles küszöb feletti fedőre történt (XXXI kísérlet), a küszöb tetején, valamint a küszöb alsó oldalán, és a küszöb alatti gipsztáblarészen ujjbegyes formák alakultak ki. Az ujjbegyek kifejlődése nem egyenletes, a küszöb tetején a vízadagolás körül, aszimmetrikusan, lejtésirányban jobban kifejlődve fordulnak elő, míg a küszöb alatti gipsztáblarészen ennél jóval kisebb méretben és sűrűségben alakultak ki. A fedő elvégződésénél akna harántolta át a gipsztáblát. Ezen formák arra utalnak, hogy a fedőben nem alakult ki víztest, a beadagolt víz a fekü felszínén mozgott, ám a fedőben kis mértékben oldalirányba mozogva eljutott a fedő elvégződéséig, ahol abból kilépve lokális oldásos formát hozott létre. (7C. ábra)

## 6. Összefoglalás

A küszöb feletti gipsztábla felszínére történő vízadagolásnál, amikor a víz közvetlenül a feküre jut, a küszöb oldalán oldódás történik. Az oldott rész helyzete a fedő szemcseméretétől függ. Különböző szemcseméretnél oldódik a küszöb oldala és teteje is. Kiterjedtebb az oldódás akkor, ha a vízadagolás a küszöb felett történik a fedőre finomszemcsésű fedőnél, de a küszöbön akkor is végbemegy az oldódás finom szemcsésű fedőnél, ha a vízadagolás a küszöb alatti részen történik a fedőre. Nagy szemcseméretű fedőnél az a küszöb tetőszintjén a jelentős, ha a vízadagolás a küszöb fedőjére történik. Finom szemcsésű fedőnél, ha a vízadagolás a fedőre történt, minél szélesebb volt a küszöb, annál kisebb volt az oldódás a küszöbön, és a küszöb alatt gipszfelszínen annál kevésbé volt kiterjedt a jelenség. Nagy szemcseméretű fedőnél a küszöb szélessége nem befolyásolta az oldódást. Az kifejlődik a küszöbön, de a küszöb alatti gipsz felszínén is.

Ezért várhatóan a karszt magaslatainak és oldalainak, valamint környezetüknek az oldódása és a kialakuló formakincs jellege függ attól, hogy a víz közvetlenül vagy közvetve jut-e a gipsz felszínére, a víz a fekü melyik részével érintkezik, milyen szemcseméretű a fedő, és milyen szélességű a magaslat.

A magaslat tetőszintje elsősorban akkor oldódik, ha a vízbejutás a magaslat fedőjénél történik, nagy szemcseméretnél az oldódás erősen lokális, míg kis szemcseméretnél kisebb mértékű és kiterjedtebb. A magaslat tetőszintjének az oldódása kis szemcseméretű fedőnél távolabbi vízbejutás esetén is bekövetkezhet.

A horizontális oldódás akkor megy végbe, ha nagy szemcseméret esetén a vízbejutás a fekünek a magaslattal ellentétes dőlésű lejtőjén van. Míg fi-

nom szemcséjű fedőnél a víz akár a fekün mozog, akár a fedő felszínére jut, akár a küszöbtől távolabb is, horizontális oldódás történik.

A horizontális oldódás magassági elterjedése a magaslaton attól függ, hogy milyen a fedő szemcsemérete.

## IRODALOM

*DZULANSKY, S. – GIL, E. – RUDNICKI, J.* (1988): Experiments on kluftkarren and related lapir form – Zeitschrift für Geomorphologie 32(1) pp. 1-16.

*GAMS I.* (1978): The Polje: The problem of definition – Zeist. für Geomorphology 22: 170-181

*SWEETING M. M.* (1973): Karst Landforms – Columbia University Press, New York, 362 p.

*GÁRDONYI I. – SZEMES M.* (2015): Fedett karsztosodás vizsgálata laboratóriumi körülmények között – OTDK dolgozat

*GLEW, J.R. – FORD D.C.* (1980): Simulation study of the development of rillenkarren – Earth Surface Processes, 5.p 25-36

*NÉMETH R.* (2005): A Kab-hegyi bazalttakaró depresszióinak vizsgálata – Karszt és barlang, 2000-20001 évf, pp. 33-41.

*SLABE T.* (2009): Karren simulation with plaster of Paris models – In: Ginés Á, Knez M, Slabe T, Dreybrodt W (eds), Karst Rock Features. Karren Sculpturing Založba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna. Carsologica 9 pp. 47-61

*VERESS M.* (1999): Északi-Bakony fedett karsztja – Zirc, Bakonyi Természettudományi Múzeum, 1999. 167 p.

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

*VERESS M. – PIDL K. – MANTLER M.* (1998): A gipsz karsztosodásának modellezése laboratóriumi körülmények között – A szombathelyi tanárképző főiskola tudományos közleményei 11 (Természettudományok 6) pp. 147-166.

*VERESS M. – GÁRDONYI I. – DEÁK GY.* (2014): Fedett karsztosodás vizsgálata fedővel borított gipsztáblán – Karsztfejlődés XIX. pp. 159-171

*VERESS M. – GÁRDONYI I. – DEÁK GY.* (2015): Gipsz hasadékkarrjainak vizsgálata modellkísérletekkel – Karsztfejlődés XX. pp. 231-250.

*ZÁMBÓ L.* (1970): A vörösgyagok és felszíni karsztosodás kapcsolata az aggteleki karszt délnyugati részén – Földrajzi közlemények 94(18) pp. 281-293.

**A FEDETT (REJTETT) KARSZT SÉRÜLÉKENYSÉGÉNEK  
VIZSGÁLATA LABORATÓRIUMI KÖRÜLMÉNYEK KÖZÖTT**

**VULNERABILITY STUDY OF THE COVERED (LATENT) KARST  
IN LABORATORY CONDITIONS**

NÉMETH ZSUZSANNA – GÁRDONYI ISTVÁN – SZEMES MÁTYÁS  
– VETÉSI-FOITH SZILÁRD – DEÁK GYÖRGY

NYME, Természettudományi és Műszaki Kar, 9700 Szombathely Károlyi  
Gáspár tér 4 [gyorgydeak8@gmail.com](mailto:gyorgydeak8@gmail.com)

*Abstract: We were studied in laboratory how the different impurities (gasoline, diesel oil) getting into the karst. In our previously studies we have known the relationship between the water and the sediment cover by the means of physical analog models. In this study we present the countenance of the gasoline and the diesel oil in the sediment cover and set against the characteristics of the water, that we have previously known. We were studied the lifting ability and the dropping ability of the gasoline and the diesel oil in the different grain sizes with the previously discribed methods. The results of the gasoline and diesel oil was compared with the characteristics of the water moving. In the small grain size cover (<0,063-0,125 mm) the liquids are dispersed also in horizontal and vertical ways because of the high percentage of the capillary void volume. The cover stores the liquids consumedly and because of this, only a small percentage of the liquid impurities can reaches the bedrock in longer time and in a smaller surface. In the big grain size (1,0-2,5 mm) cover the aggregate void volume is the dominant. The water and the impurities are moving in vertical way from the point-like dripping place to the bedrock because of the gravitational force. The moving of the water always goes before to the gasoline and the diesel oil. The cover can not stores the water and the liquid impurities, these are reaching the bedrock and expanding within a short time. But the cover always keep some gasoline and diesel oil. Especially in small grain size, the thickness of the cover is slows the moving and expanding of the liquids in the cover.*

## **1.Célkitűzés**

Modellkísérletekkel vizsgáltuk a fedett (rejtett) karsztok folyadékháztartását. Kísérleteinket azzal a céllal végeztük, hogy adatokat kapjunk a karsztos fedőközet szemcsemérete és a fedő vastagsága miként befolyásolja a felszín felől érkező folyadékok terjedését a karszt fedőközetében, másrészt megismerjük a fedőből a karsztra történő folyadék átadást.

## **2.Bevezetés**

A felszín alatti vizek utánpótlása, a beszivárgási elmélet szerint, a felszínről érkező (csapadékvíz, felszíni vízfolyásból származó) víz egy részéből származik. Ennek nagysága az éghajlati, domborzati és földtani adottságoktól függ. A különböző kőzetek hézagaiban a nehézségi erő hatására a víz lefelé

mozog, amíg el nem éri a vízzáró rétegeket. A vízzáró réteg felett, a kőzet településének megfelelően a víz vagy felhalmozódik, vagy a vízzáró réteg lejtésének irányába elfolyik. A felszín irányából beszivárgó vizet vadózus víznek hívjuk, azt a zónát, ahol a beszivárgó víz függőlegesen mozog a kőzetekben, vadózus zónának (*VITÁLIS* 2012). A karsztokon azt a vizet, amely oldalirányban mozog, miután a lefelé mozgó víz elérte a karszt erózióbázisát, áramló karsztvíznek, a helyét a kőzetben az áramló karsztvíz övének hívják.

A kőzetek (és a talajok) vízgazdálkodása összetett jelenség, függ a víznyelési-, víztartó-, vízvezető-képességtől, valamint a víz utánpótlódásának sebességétől (*STEFANOVITS* 1981), melyeknél a fedő hézagterefogat viszonyai meghatározó tényezők (*FEHÉR* et al. 1986; *VERMES* 1997).

A hazai szakirodalomban már számos munka született a talajok folyadékmozgásainak vizsgálata céljából, ám ezek a jelen dolgozattal ellentétben különböző matematikai modellalkotáson alapultak. Így *TÓTH* et al. (2009) a talajok víztartóképességét vizsgálta faktoranalízissel, míg *HERNÁDI – MAKÓ* (2010) pedotranszfer függvényekkel vizsgálta a különböző talajok olajvisszatartó képességét. Utóbbi kutatásban kimutatták, hogy a különböző fizikai féleségű talajok olajvisszatartó képessége függ a talajok aggregát és kapilláris hézagterefogatának arányától. *ELEK – MAKÓ* (2012) szintén matematikai modellezéssel természetes eredetű és mesterségesen elkészített talajmintákon változó hőmérséklet- és nyomásviszonyok között vizsgálta a felszínről származó szénhidrogén-származékok terjedését. Kimutatták, hogy a talajok összporozitása minden esetben döntő a folyadékmozgás becslése szempontjából.

A fedő szemcseméretének és a víz mozgásának, (így a fekü oldódásának) kapcsolatát vizsgálták *VERESS* et al. (2014), *DEÁK* et al. (2015), valamint *GÁRDONYI – SZEMES* (2015) fizikai analóg modellkísérletekkel. Eredményeik alapján megállapítható, hogy a fedőben a vízmozgást, illetve a fedő és fekü közti vízáradást a fedő vastagsága, szemcsemérete, illetve összhézagterefogata befolyásolja.

Az általunk vizsgált természetes víz és szennyező folyékony szénhidrogének mozgásának jellemzésére alkalmas a molekulák tömege (Atomi Tömeg egység, ATE), a molekulák térbeli szerkezetéből adódó polárosság vagy apolárosság, a vizsgált folyadékok sűrűsége, viszkozitása, és levegőre vonatkoztatott felületi feszültsége, gőznyomása (*MAKÓ* 1998). A benzinen a molekulák szénatomszáma 6-12 között változik, a benzin apoláris átlagos molekulatömege messze meghaladja a poláris molekulákból felépülő vízmolekulák moláris tömegét. A gázolaj szintén apoláros molekulák keverékéből

épül fel, a szénatomok száma a molekulákban 12-16 között változik, a gázolaj átlagos moláris tömege a benzinnél is nagyobb (LEMPERT 1976). Mint az I. táblázatból is látható a gázolaj és a benzin fizikai paraméterei élesen különböznek a víztől. Ezek a tulajdonságok meghatározóak lesznek a fedő és a folyadékfázis kölcsönhatásában és így a folyadéknak a szilárd fázisban történő mozgására. Ezen kölcsönhatást három egymástól eltérő erőviszony fogja létrehozni. A kapilláris erő (felhajtóerő), a gravitációs erő, és adszorpciós erő (STEFANOVITS 1981).

I.táblázat  
Table I.

A víz, gázolaj és a benzin néhány fizikai paramétere  
Few physical parameters of the water, diesel oil and the petrol

Anyag	Sűrűség [g/cm <sup>3</sup> ] (15C°-on)	Folyadék-levegő határfelületi feszültség [J/m <sup>2</sup> ] (20C°-on)	Viszkozitás [cP] (20C°-on)
Víz	0,998	72,6	1
Gázolaj	0,827	25-35	2,64
Benzin	0,729	20-22	0,35-0,5

Az a folyadék, amely a fedőkőzeten átszivárogva, abból kilépve a karsztos fekézőzetbe jut, lejuthat az áramló karsztvíz övébe és jó eséllyel a karsztos vízbázis víztömegével keveredik. Emiatt befolyásolhatja a karsztos vízbázisok vízminőségét. Mivel a mészkő jól üregesedett kőzet, térben fejlett hidrológia rendszer alakulhat ki benne, ezáltal már kis területen bekövetkezett szennyezés is nagy területekre tud kiterjedni.

### 3.Módszerek

Vizsgálatainkhoz olyan módszert kellett alkalmaznunk, mely a vizsgált természeti jelenséggel (a fedő folyadékfázis tartása, ill. a fedő és feké közti folyadékátadás) analóg kapcsolatban áll. A modellek megalkotása során a természetben tapasztalt jelenséget -mely korábban bemutatott számos hatás eredőjeként jelentkezik- szükséges volt leegyszerűsíteni, így néhány tényezőtől eltekintettünk. Ezért a folyadékmozgást vizsgáló kísérleteinknél nem építettük be a modellbe a folyadék mozgást befolyásoló karsztos formákat, a fedőben, valamint a fekében előforduló töréseket, repedéseket, melyek szintén befolyásolhatják a fedett karsztok folyadékmozgásait. E módon analóg fizikai modellt hoztunk létre, melybe az alábbi tényezőket építettük be: a vízadagolás, ami a felszínről érkező folyadék-utánpótlást modellezi, a fedő, ami a fedett (rejtett) karsztot szimulálja, valamint a karsztos feké oldódása, ami a fedő és a feké közti folyadékmozgás jellegére utal. A módszereket

VERESS et al (2014) és GÁRDONYI – SZEMES (2015) tanulmányokban részletesen bemutattuk.

A fedőben történő folyadékmozgásokat, így a benzin és a gázolaj mozgását is a korábban megalkotott módszerekkel végeztük el (DEÁK et al 2015)

A laboratórium hőmérséklete a vizsgálatok során 20-25° C között változott, a légnyomás változása érdemben nem befolyásolta a vizsgált folyadékok mozgását.

#### 4.Eredmények

Korábbi vizsgálatainkból ismert, hogy az összhézagterfogat (H%) 0,250-0,500 mm szemcseméretnél a legkisebb (36,21 %). A szemcseméret növekedésével az összhézagterfogat kisebb mértékben nő (2,5-5,0 mm között), mint a szemcseméret csökkenésével (0,063 mm>). Előző esetben értéke 42,38%, utóbbi esetben 48,54%. Az összhézagterfogatok változása bemutatja, hogy a szemcseméret növekedésével az aggregát hézagterfogat, míg a szemcseméret csökkenésével a kapilláris hézagterfogat növekedik (DEÁK et al 2015, GÁRDONYI – SZEMES 2015, GÁRDONYI et al 2016).

II.táblázat  
Table II.

A folyadékemelés a különböző szemcseméretű frakciókban (cm-ben kifejezve)  
The liquid lifting in the different grain sized fractions (in cm)

Szemcseméret	<0,063			0.063-0,125			0,125-0,250		
	Víz	Gázolaj	Benzin	Víz	Gázolaj	Benzin	Víz	Gázolaj	Benzin
<b>Emelt folyadék</b>									
<b>1 óra</b>	12 cm	16.5 cm	20 cm	23,5 cm	22 cm	27 cm	29 cm	19.8 cm	23.5 cm
<b>5 óra</b>	28 cm	25 cm	44 cm	38 cm	27 cm	36 cm	35 cm	21 cm	27.3 cm
<b>24 óra</b>	48 cm	47 cm	71 cm	44 cm	40.7 cm	44 cm	39 cm	25.5 cm	31.5 cm
<b>Teljes</b>	99 cm	100 cm	78 cm	64 cm	40.7 cm	48 cm	42 cm	29 cm	31.5 cm
Szemcseméret	0,250-0,5			0,5-1,0			1,0-2,0		
	Víz	Gázolaj	Benzin	Víz	Gázolaj	Benzin	Víz	Gázolaj	Benzin
<b>Emelt folyadék</b>									
<b>1 óra</b>	8 cm	14.5 cm	19.5 cm	3 cm	10 cm	11.5 cm	1 cm	6 cm	10 cm
<b>5 óra</b>	9 cm	15.5 cm	27 cm	4 cm	10 cm	13.3 cm	2 cm	7 cm	13,5 cm
<b>24 óra</b>	15 cm	18 cm	31.5 cm	5 cm	11.5 cm	16.2 cm	2,5 cm	9 cm	17 cm
<b>Teljes</b>	25 cm	18 cm	31.5 cm	7,5 cm	11.5 cm	18,5 cm	2,5 cm	9 cm	20 cm

A folyadékemelésnél irányadónak a teljes vízemelést tekintjük. Mind a három folyadék esetében a szemcseméret növekedésével csökken a folyadékemelés képessége. A kis szemcseméretetek esetében a teljes vízemelés közelíti a 100 cm-t, közepes szemcseméreteteknél a vezető szerepét azonban már a víz veszi át és a további sorrend benzin és gázolaj. A nagy szemcseméretetek esetében legkisebb a víz, és legnagyobb a benzin folyadékemelése.

A benzin és a gázolaj emelkedési sebessége olykor nagyobb volt, mint a vízé, ez különösen a nagy szemcseméretű frakciók esetében szembetűnő. A folyadékemelés adatait II. táblázatban foglaltuk össze.

Mind a három folyadéknak (víz, benzin, gázolaj) a fedőben történő emelkedése, cm-ben kifejezve a fedő szemcseméretének növekedésével csökken. Irányadónak véve a teljes folyadékemelést kis szemcseméretű teljes a víznél, valamint a gázolajnál volt és elmaradt a benzin esetében. A nagy szemcseméretű fedőben a folyadékemelés a legkisebb a víz és legnagyobb a benzin esetében. Minden folyadékra a szemcseméretre jellemző kapilláris erő (felhajtóerő) hatott, amely a kis szemcseméretű tartományban volt a legnagyobb. A benzin folyadékemelésének elmaradása azzal magyarázható, hogy az anyag gyorsan párolog, azaz nagy a gőztenziója, Ezért az emelkedő benzin gőze ellenerőt képez a felhajtóerővel szemben. A nagy szemcseméreteknél, ahol az aggregát hézagterefogat az uralkodó, a viszonylag nagyobb méretű üregekben ugyanez a gőztenzió segíti a folyadékemelést (vagy létrehozza) rontva a gravitációs erő hatását.

III. táblázat  
Table III

Folyadék átérésztése és a különböző szemcseátmérőjű frakciók kapcsolata (percben kifejezve)  
The relationship of the liquid dropping and the different grain sized fractions (in minutes)

szemcseméret (mm)	<0,063			0,063-0,125			0,125-0,250		
Anyag	Víz	Benzin	Gázolaj	Víz	Benzin	Gázolaj	Víz	Benzin	Gázolaj
Folyadék átérése (perc)	3060	3960	4720	234	638	812	68	205	236
szemcseméret	0,250-0,5			0,5-1,0			1,0-2,0		
Anyag	Víz	Benzin	Gázolaj	Víz	Benzin	Gázolaj	Víz	Benzin	Gázolaj
Folyadék átérése (perc)	17	56,5	168	2,5	5,5	26	1	3	8

A vizsgált folyadékok (víz, benzin, gázolaj) átérésztés ideje igen tág határok között változott. A kis szemcseméretű frakciók esetében mind a három folyadéknál több napig tartott. Leghamarabb a víz, legkésőbb a gázolaj jutott át a 100 cm magasságú, 1 cm<sup>2</sup> keresztmetszetű oszlopban lévő üledékben. Ez a sorrend minden szemcseméret esetében azonos volt, az át-bocsátás ideje azonban rohamosan csökkent. A legnagyobb szemcseméretű frakciók esetében a vízre 1 perc, a benzinre 3 perc, a gázolajra 8 perc volt. A folyadékátérésztő képességet a gravitációs erő működteti és ezt a hatást fékezi az adszorpciós erő és a kapilláris erő (felhajtóerő). Így érthető, hogy kis szemcseméretű frakciók esetében miért tart olyan sok ideig a folyadék át-bocsátása. Azt várnánk, hogy a legnagyobb átlagos moláris tömegű gázolaj gyorsabban jut át a 100 cm-es rétegen, mint a benzin vagy a víz. A vizsgálati eredmény, amely ezzel ellentétes csak úgy magyarázható, hogy a gázolaj viszkozitása lényegesen nagyobb, mint a víz és a benzin viszkozitása és nagyméretű mo-

lekulák valamint a szilárd fázis között tekintélyes az adszorpciós erő. A folyadék átteresztő képesség adatait az *III. táblázatban* mutatja be.

A fedőben történő vízmozgásra a fekün (gipsztáblán) kialakult oldásos formák jellege és helyzete, valamint a formák száma alapján következtethetünk. Ez a vízmozgás azonban megmutatja a szennyező anyagok így a benzin és gázolaj mozgását a fedőben és kapcsolatteremtési lehetőségét a feküvel. Így feltételezhetjük, hogy a benzin és a gázolaj a különböző szemcseméretű fedőkben hogyan terjed és milyen módon éri el a feküt. A víz által létrehozott oldás jellege, függött a fedő vastagságától (1 cm vagy 5 cm) és a fedőt képező szemcsék átmérőjétől. Az adott szemcseátmérőjű frakciók fizikai paraméterei (folyadékemelő és folyadékáteresztő képességek) befolyásolják a fedőben történő horizontális és vertikális folyadékáramlásokat. A fedőn és a fekün kialakult formák képződését és így a folyadékmozgás jellegét jól jellemzi az adott típusú fedő szemcséiben kialakult aggregát és kapilláris hézagterefogat aránya. Ez az arány nem csak a fedő és fekü közötti folyadékmozgást magyarázza, hanem az oldódás jellegét is. A gázolaj és a benzin fedőben való mozgását, a víz mozgása alapján modellezhetjük. Az eddigi vizsgálatok alapján jelezhetjük, hogy a nagy aggregát hézagterefogat, amely a nagy szemcseméretnél jön létre a folyadékok vertikális mozgását eredményezi a fedőben, míg a kis szemcseméretknél uralkodó kapilláris hézagterefogat a víz és a szennyező folyadékok mozgásánál a horizontális mozgást teszi lehetővé.

Kis szemcseméretű frakciók (0,063-0,125 mm) esetében (*1. ábra*) az 1 és 5 cm-es vastagságú fedők alatt nem tapasztalunk folytonos oldást és formaképződést. A fedő elvégződésénél, a fedőn kialakult repedések helyén (főleg az 1 cm-es fedő alatt) vonalas oldási formák jelennek meg. A folyadék (víz) adagolásánál (pontoszerű volt) kürtő esetleg akna képződött. A fedő elvégződésénél kialakult vonalas oldásos formák a víznek a fedőből történő kilépése idézi elő. A fedő alatt a vonalas oldásos forma képződése a fedő zsugorodásának következménye. A zsugorodás által létrejött repedésekben ugyanúgy, mint a fedő elvégződésénél kilép a víz a feküre. A víz és így a szennyező folyadék is a fedőben oldalirányban mozognak, hosszú ideig a fedőben tartózkodnak. A benzin, de a gázolaj is gyorsabban mozog oldalirányban, mint a víz, azaz horizontálisan, de lassabban mozog vertikálisan, azaz a fekü irányába. Így a feküben a szennyező anyag kisebb mennyiségben, később és kisebb kiterjedésben jelenik meg.

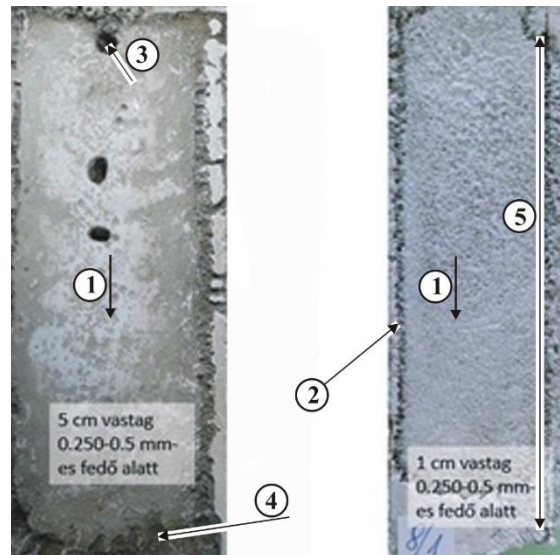


1. ábra: Oldási formák kis szemcseátmérőjű (<0,063-0,125 mm) fedő alatt. Jelmagyarázat: 1: lejtésirány, 2: keresztirányú vonalas oldásos forma, 3: hosszanti irányú vonalas oldásos forma, 4: a fedő elvégződésénél létrejött vonalas oldásos forma, 5: a fedő hosszanti szélé mentén létrejött vonalas oldásos forma, 6: oldásmentes felszín

Fig.1: Dissolution features under small grain size cover (<0,063-0,125 mm). Legend: 1: dip direction, 2: transversal linear dissolution feature, 3: longitudinal linear dissolution feature, 4: linear dissolution feature at the ending of the cover, 5: linear dissolution feature at the longitudinal ending of the cover, 6: non solved surface

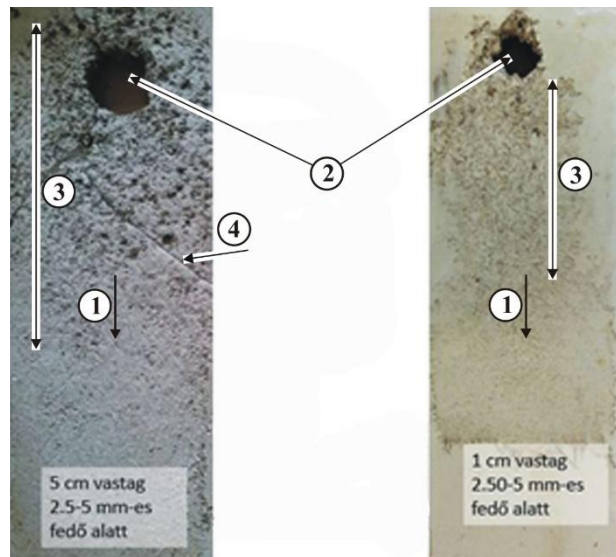
Közepes szemcseátmérőjű frakciónak tekintjük a 0,250-1,00 mm átmérőjű szemcsék halmazát. A 0,250-0,500 mm átmérőjű frakció 1 cm-es rétege alatt megjelent a folytonos oldásos forma. A kisméretű ujjbegyek sokasága mellett a fedő elvégződésénél vonalas oldásos formákat tapasztaltunk (3.ábra). Az 5 cm-es vastagságú fedő alatt az ujjbegyeknek kis csoportja volt látható, lokális oldási formák, főleg kürtök képződtek, nem csak a vízadagolás helyén. A kürtök a vonalas formák találkozásában jöttek létre. A 0,500-1,00 mm frakcióban 1 és 5 cm vastag fedő alatt is folytonos oldásos formák alakultak ki. Mint ismeretes, 0,250-0,500 mm frakcióban észleltük az összhézagterfogat minimumát (36,2%). Ebben a csoportban tehát a kapillaris és az aggregát hézag térfogat is a legkisebb. Így a kapillaris emelőerő (felhajtóerő) képessége minimális, hatása nagyobb fedővastagságban is gyengén érvényesül. Ezért a víz és a szennyező folyadékok terjedését a fedőben az aggregát térfogaton keresztül a gravitációs erő határozza meg. A folyadék nem terjedhet szabadon a fedőben, így a víz, a gázolaj és a benzin sem. A horizontális és vertikális mozgások sebességét a benzin és a gázolaj esetébe azok viszkozitása, sűrűsége, levegőhöz viszonyított felületi feszültsége és gőztenziója módosíthatja. A kis összhézagterfogat miatt azonban e frakciókban a folyadéktárolás mértéke, így a víztárolás mértéke is a

legkisebb. A vékony fedővastagságon az illékony benzin könnyen a felületre juthat és párologhat, míg a nagy sűrűségű és nagy viszkozitású gázolaj a fedőt veszélyezteti.



2. ábra: Oldási formák közepes szemcseátmérőjű fedő alatt; Jelmagyarázat: 1: lejtésirány, 2: a fedő hosszanti szélé mentén létrejött vonalas oldásos forma, 3: lokális oldásos forma (akna), 4: a fedő elvégződésénél létrejött vonalas oldásos forma  
 Fig.2: Dissolution features under medium grain size cover; Legend: 1: dip direction, 2: linear dissolution feature at the longitudinal ending of the cover, 3: local dissolved feature (shaft), 4: linear dissolved feature at the ending of the cover

A nagy szemcseátmérőjű (1,00 mm <) frakcióban uralkodó az aggregát hézagterefogat. A nagy aggregát hézagterefogat miatt a folyadékok, így a víz, a benzin és a gázolaj is gyorsan lejut a fekére. A fekére érkezés sorrendjét azonban meghatározza a folyadékok viszkozitása. Ezért érkezik le a fekére legkésőbb a folyadékátersztő-képesség adata alapján a gázolaj. Oldalirányú mozgás csak a feké felületén, a lejtés irányába lehetséges. A folyadék gyors lejutásának helyén a víz kifejti oldó hatását. A fekűn kürtő-, esetleg aknaképződés megy végbe (3. ábra). Víztest nem alakulhat ki a fedőben. A lejtés irányába elmozduló víz hatására az oldódás folytonos, ujjbegyek alakulnak ki.



3. ábra: Oldási formák nagy szemcseméretűfedő alatt; Jelmagyarázat: 1:lejtésirány, 2: lokális oldásos forma (akna), 3: folytonos oldásos formák (ujjbegyek), 4: nem oldódással létrejött törés a gipsztáblán  
 Fig.3: Dissolution features under large grain size cover; Legend: 1: dip direction, 2: local dissolved feature (shaft), 3: continuous dissolved features (finger pads), 4: non solved genetic fault in the gypsum plate

A szennyező anyagok viszonylag gyorsan átjutva a fedőn a fekü felületén terjednek szét, a fedő elvégződésénél is megjelenhetnek. A gázolaj a fekün való tartós tartózkodás esetén a fekü repedéseiben beléphet, onnan a tárolt folyadékot és levegőt kiszoríthatja. Az illékony benzín vékony fedővastagságok esetén a felületre jutva könnyen elillan.

## 5.Következtetések

- A kísérletek megmutatták, hogy a fedő fizikai tulajdonságai (összes hézagterefogat, folyadékemelő, áteresztő) befolyásolják a folyadék mozgását a fedőben.
- A finomszemcsésű fedőben a kapilláris hézagterefogat a meghatározó, ezért a folyadék vertikális és horizontális irányban egyaránt szétoszlik. Emiatt a folyadék és így a szennyeződés a fedő teljes terjedelmében megjelenhet. A víz és a szennyező anyag átadása a feküre csak kitüntetett helyeken mehet végbe, csökkentett mennyiségben, kisebb felületre, késleltetett idővel. Ezek a kitüntetett helyek a pontszerűen fedőre érkező (víz és szennyező anyag) helye alatt, a fedő elvégződésénél, vagy a fedőn képződő repedések (törések) és azok találkozási helyénél jöhetnek létre.
- A durva szemcseméretű fedőben az aggregát hézagterefogat az uralkodó. A gravitáció irányítja a folyadék mozgását, miáltal a szemcsék felületén és a

szemcsék közötti térben gyorsan jut a folyadék a fekére. A fedőben oldalirányú, azaz horizontális mozgás nincs. A pontszerűen érkező folyadék a fekűn szétterül, a feké felületén lejtés irányába mozog, a víz így hoz létre folytonos oldással folytonos oldási formákat, míg a szennyező anyag szétterülés után a feké repedéseibe szivároghat és ezáltal nagy kiterjedésben juthat a karsztba.

- Közepes szemcseméretű fedőnél a folyadék oldalirányú és vertikális irányú mozgása egyaránt megtörténhet. A szennyező anyag és így a víz is a fedőben (alsó szakaszában), valamint a fekűn is megtalálható. Ezért lokális és folytonos formák a víz oldó hatására egyaránt képződnek. Az oldalirányú mozgás a fedőben és szétterülő áramlás a fekűn egyaránt lehetséges.

- A fedő vastagságának növekedése kedvez az oldalirányú folyadékmozgásnak.

- A benzin és gázolaj eltérő viselkedésére magyarázatot ad a benzin nagy gőztenziója. Ez a gőztenzió képes a benzin folyadékot aggregát hézagtérfogásban is megemelni.

- A szennyező folyadékok nagy viszkozitása (gázolaj), a folyadékot alkotó nagy méretű molekulák adszorpciós képessége (gázolaj), a folyadék nagy gőztenziója (benzin), a víz erős polaritása, a folyadék levegőre vonatkoztatott nagy felületi feszültsége módosíthatja az adott szemcsefrakciókban a folyadék áramlási sebességét.

## **IRODALOM**

*DEÁK GY. – SZEMES M. – VERESS M. (2015): Gipsz fedőjének vízmozgásai fizikai analóg modelleken – Karsztfejlődés XX. pp. 215-229*

*ELEK B. – MAKÓ A. (2012): Felszíni vízből származó szénhidrogén-szennyezés terjedésének becslése pedotranszfer függvényekkel – Műszaki Földtudományi Közlemények 83(1), pp. 23-35*

*FEHÉR F. – HORVÁTH J – ONDRUSS L. (1986): Területi vízrendezés – Műszaki Tankönyvkiadó, Budapest, 308 p.*

*GÁRDONYI I. – SZEMES M. (2015): Fedett karsztosodás vizsgálata laboratóriumi körülmények között – OTDK dolgozat*

*GÁRDONYI I. – SZEMES M. – VETÉSI SZ. – NÉMETH ZS. (2016): Karsztvizek sérülékenysége: a fedett karsztok vízmozgásának laboratóriumi vizsgálata – OFKD dolgozat*

*Győri D. – PALKOVICS M. – CSEH E-né (1976): Talajtani vizsgálatok – (Kézirat), Keszthely, pp. 20-29.*

- HERNÁDI H. – MAKÓ A.* (2010): Szénhidrogén-származékokkal szennyezett talajok olajvisszatartó képességének becslése pedotranszfer függvényekkel – Mérnökgeológia-Kőzetmechanika – In: Török Á-Vásárhelyi B. (szerk.): Mérnökgeológia-kőzetmechanika, Műegyetemi Kiadó, Budapest, pp. 83-100
- LEMPERT K.* (1976): Szerves kémia – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 927 p.
- MAKÓ A.* (1998): Kőolajszármazékok vándorlásának modellezése talajokban – Környezetvédelmi Füzetek, 1998 (22), pp. 3
- STEFANOVITS P.* (1981): Talajtan – Mezőgazda Kiadó, Budapest, p. 382
- TÓTH B. – MAKÓ A. – GUADAGNINI L. – GUADAGNINI A.* (2009): A víztartóképeség becslési lehetőségének vizsgálata faktoranalízissel – Hidrológiai Közlöny 89(1), pp. 58-60
- VERESS M. – GÁRDONYI I. – DEÁK GY.* (2014): Fedett karsztosodás vizsgálata fedővel borított gipsztáblán – Karsztfejlődés XIX. pp. 159-171
- VERMES L.* (1997): Vízgazdálkodás – Szaktudás Kiadó, Budapest, p. 395
- VITÁLIS GY.* (2012): Magyarország vízföldtana – Oskar Kiadó, Budapest, 153 p.

**ÖKOSZISZTÉMA SZOLGÁLTATÁSOK ÉS  
BIOGEOMORFOLÓGIAI VISSZACSATOLÁSOK A KARSZTO-  
KON**

**ECOSYSTEM SERVICES AND BIOGEOMORPHOLOGICAL  
FEEDBACKS IN KARST AREAS**

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA – KISS MÁRTON – TANÁCS ESZTER –  
SAMU ANDREA

SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722. Szeged, Egyetem utca 2.  
[keveibar@geo.u-szeged.hu](mailto:keveibar@geo.u-szeged.hu)

*Abstract: In the last decades, the research on ecosystem services have emerged in the field of geography. The negative impacts of human activities on the vulnerable karst areas are getting enforced quickly, which have an unfavourable influence on ecosystem service provision. On karstic areas, there are significant geographical processes, connected to biological activities. This issue is not adequately discussed in the current literature of karst ecology. In our study, we give an overview on the biogeomorphological feedbacks that change the functions and overall value of karst ecosystems. Furthermore, we also show two examples of recent landscape change processes and ecosystem service evaluations with this approach, from two karstic study areas in Hungary.*

## **1. Bevezetés**

A környezet és az élővilág kapcsolata mindig foglalkoztatta a természettudományok művelőit. A tudományok specializálódásával azonban egyre kevesebb kutató értékelt az élővilág tájra, és társadalomra gyakorolt visszahatását. A 20. századra csökkent le jelentősen a biológusok és a fizikai alapú természettudományok képviselőinek ilyen-irányú érdeklődése. Az utóbbi évtizedekben azonban előtérbe kerültek a bio-fizikai kölcsönhatásokat vizsgáló kutatások (JONES et al. 1994, REINHARDT et al. 2010). Egyidejűleg erősödött az "ökológiai sztochiometria"-i irányzat (STERNER – ELSER 2002), amely a természet kémiai átalakulását vizsgálja, s egyre többen kutatják az élővilág fizikai folyamatokra történő visszahatását is.

A kontinensek 80% - án a geomorfológiai változások kapcsolatba hozhatók az élővilággal (PHILLIPS 2009a). Azokon a területeken is igaz ez, ahol alacsony a vegetációborítás, mint például a száraz területeken kéregképződésnél vagy az Antarktiszon, ahol a krioturbációs folyamatok játszanak szerepet a felszínfejlődésben. Az ökológusok már régen felismerték az ökoszisztémában a populációk és a természeti környezet egymásra utaltsá-

gát (CORENBLIT et. al. 2011). Regionális szinten pl. a geomorfológiai változások tektonikai hatásokra mennek végbe, ez azonban elszigetelheti a populációk fajait és vikarizmus (rokon fajok különböző földrajzi környezetben) jöhet létre. Kisebb léptékben a „*folyó kontinuitás koncepció*” (VANNOTE et. al. 1980) példája mutatja be, hogy a folyó hidrogeomorfológiai változásait a folyómenti közösségek szerkezete és funkciói határozzák meg. Természetesen az ökológusok az élőhely tulajdonságait és környezeti stresszt kutatják elsősorban.

A kulcsfontosságú fajok ökoszisztéma mérnökként való megjelenítése (MATTHEWS 2014), és annak kiterjesztése a fenotípusra és a niche konstrukcióra fontos állomása volt a biogeomorfológiai visszacsatolás további megértésének. Az ökológusok véleménye szerint az organizmusok és közösségek nem csak a fizikai környezethez igazítják tulajdonságaikat, hanem módosítják azokat, és kialakítják a megfelelő niche (verseny) állapotot más fajok számára. Ezeket az organizmusokat összefoglalóan JONES (1994) „*ecosystem engineerig*” fajoknak nevezte el. A megnevezés „*keynote species*” koncepcióból származik (LYONS et al. 2005). A kulcs fajok közössége, szerkezete és funkciója révén, abundanciájával (borítási arány) jelentős hatással van a fizikai környezetre. Az „*ecosystem engineering*”, azaz ökorendszer mérnök szervezetek közvetlenül vagy közvetett módon szabályozzák a rendelkezésre álló erőforrásokat más fajok számára úgy, hogy megváltoztatják a természet biotikus vagy abiotikus anyagait. Úgy módosítják a környezetet, hogy fenntartják a meglévő élőhelyeket, vagy újakat hozzanak létre. Közvetlen erőforrást jelentenek más fajoknak, szervezeteknek, élő vagy elhalt szöveik formájában. Az „*autogén ökorendszer mérnökök*” a környezetet saját fizikai szerkezetük, azaz élő és holt szöveik révén változtatják meg. Az „*allogén ökorendszer mérnökök*” a környezetüket azáltal változtatják meg, hogy élő vagy holt anyagaikat egyik fizikai állapotból a másikba viszik át mechanikai vagy más eszközökkel (JONES et. al 1994).

A korábbi vizsgáltak lehetővé tették egy makroevolúciós koncepció kidolgozását, mely szerint a geomorfológiai visszacsatolások (pl. az üledék-erózió- és lerakódás), az ökológiai (biodiverzitás, társadalmi szerkezet) és evolúciós (adaptáció, speciáció) folyamatok eredményei. A visszacsatolások magukba foglalják a mérnök fajok biológiai jellemzőit, amelyek módosítják a rendelkezésre álló erőforrásokat más fajok számára. A fizikai állapot változások által módosítják az élőhelyek geomorfológiai niche dinamizmusának jellemzőit, méreteit úgy, hogy a mérnök fajok tájépítő képessége hasznosulhasson, és más fajok jelenhessenek meg az ökoszisztémában (CORENBLIT et al., 2010).

A kutatások tehát bizonyították, hogy az élőszervezetek nemcsak választanak a fizikai környezet változásaira, de közvetlenül is módosítják és kontrollálják azokat, miközben meg is változtatják természeti tájak jellemzőit (VILES 1988, PHILLIPS 2016a). A korábbi kutatások a biológiai sokféleség (biodiverzitás) és az ökoszisztéma (ökoszisztéma) működésének minél teljesebb feltárása jegyében zajlottak (BÁRÁNY KEVEI 1989, LOREAU et al. 2002). Napjainkra egyértelműen beigazolódott, hogy az élővilág az energia és az anyagforgalom alapjául szolgáló biogeokémiai ciklusok révén visszahat a természeti (fizikai) környezetre. A karsztos folyamatok megelőző ismereteink szerint is az élővilággal szoros kapcsolatban vannak (JAKUCS 1980 KEVEI BÁRÁNY – ZÁMBÓ 1986). Tanulmányunk néhány további adattal járul hozzá a karsztok ökoszisztéma szolgáltatásainak és az élővilág pozitív és negatív biogeomorfológiai visszacsatolásának megértéséhez.

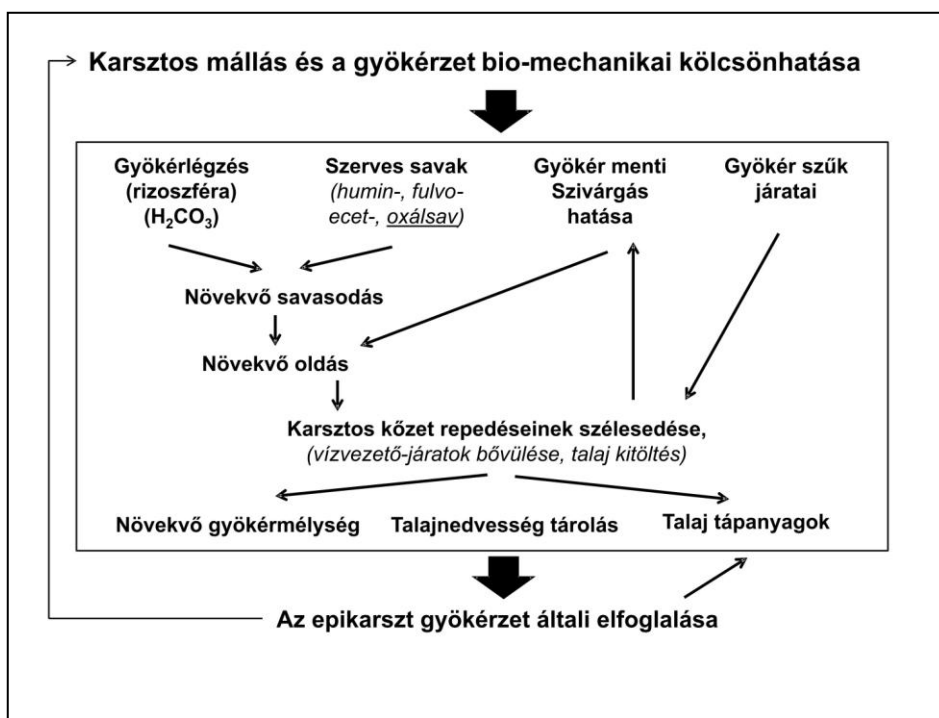
## **2. Ökoszisztéma szolgáltatások és biogeomorfológiai visszacsatolások**

A biológiai változatosság általában fokozza a fajok túlélési lehetőségeit bármely tájban. A táj működésének és a biogeomorfológiai visszacsatolásnak vizsgálata során azonban napjainkban számba kell venni a felerősödő emberi tevékenység hatásait. Az ember fontos tényezője a földfelszín formálódásának és elsődleges tényezője az ökológiai változásoknak is. A tájhasználat során az ember átalakította a mezőgazdaságot, de a biogeo-kémiai ciklusokon keresztül közvetve megváltoztatta a légkör összetételét is. A kutatók többsége egyetért abban, hogy az üvegház gázok koncentrációjának növekedése, ezzel egyidejűleg az éghajlat megváltozása hat az élővilág minőségére és típusára, amely ugyanakkor visszahat a táj fizikai folyamataira. Az előrejelzések szerint az éghajlat okozta változások a biotikus-abiotikus kölcsönhatások megváltoztatásával megzavarják a táj működését, kérdés azonban, hogy a klímaváltozás kikényszerítette átalakulás nagyságrendje, illetve erőssége meghaladja-e a táj magasfokú természetes változékonyságát.

Az ökohidrológiai (ecohydrology) kutatások (RODRIGUEZ-ITURBE – PORPORATO 2004, D'ODORICO – PORPORATO 2006, MUNEEPEERAKUL et al. 2008a, 2008b) azt is bizonyítják, hogy az élővilág megváltoztathatja a globális problémát jelentő vízfelhasználás jellemzőit. A biológiai és fizikai folyamatok közötti kapcsolatrendszer és visszacsatolásokat a kutatók különböző tájfejlődési modellekkel szimulálják. A legkorszerűbbek közé tartozik az ún. „*geomorphic transportation law*” (GTL) modell, amely paraméterként használja a geomorfológiai anyagszállítás mozgási küszöbértékét, a felszín állékonyságát, és hidraulikus érdességet

(DIETRICH et al. 2003), de a modell tartalmazza a bio-fizikai kölcsönhatásokat, explicit magába foglalja a talaj és élővilág dinamikáját is (YOO et al. 2005). A különböző modellek mellett számításba veszik pl. a földcsuszamlás megindulásának vizsgálatánál a területet borító erdők növekedési és pusztulási mutatóit is (BENDA – DUNNE, 1997, LANCASTER et al. 2003).

Korábbi kutatásainkban (BÁRÁNY KEVEI 1989, 1992, 1998a, 1998b, BÁRÁNY KEVEI – HORVÁTH 1996) már komplexen vizsgáltuk a karsztokológiai rendszert. A rendszer elemei közül a mikroklíma, talaj, növényzet és a mikrobiális tevékenység kapcsolatának a feltárása vált hangsúlyossá. A karsztos mállás és a növényzet kapcsolatát mutatja be PHILLIPS (2016) sémája is (1.ábra).



1.ábra: Biogeomorfológiai kölcsönhatás a kínai tölgy (*Quercus muhlenbergii*) és a karszt között (USA Kentucky, Pihillips 2016 nyomán)

Fig 1. Biogeomorphic interactions involving chinquapin oak (*Quercus muhlenbergii*) and karst (USA Kentucky)

A karsztokon kialakult talajok (rendzina és barna erdőtalajok), valamint a szárazságot és meleget jobban tűrő növényzet (karsztbokorerdők, tölgyesek), hatással vannak a karsztos oldódás mennyiségi- és minőségi mutatóira. A mikroszervezetek a talajban szerves anyag bontás révén CO<sub>2</sub>-ot termelnek, az oldó víz szénsavtartalmának növelésével, mint az „ökorendszer mérnö-

kei” (ecosystem engineering) visszahatnak a morfológiai viszonyokra. Ez a hatás indirekt (mikroklíma, talaj stb. révén), de direkt hatás is érvényesül a biológiai mállás (gyökérsavak) révén. (JAKUCS 1980, BÁRÁNY KEVEI 1998B, PHILLIPS 2016b). A korallállatok közvetlenül hatnak a morfológiai fejlődésre, mivel felépítik a korallzátonyokat, korallgátakat (korallállatok és egy fotoszintetizáló alga működése révén). Lehet fordított interakció és alkalmazkodás is (amikor az ökoszisztéma belső bioenergiái hatnak a geomorfológiai folyamatokra, s ez visszahat a biotikus tényezőkre). Ilyen hatásként értelmezhető a korallmészke pusztulása, amikor is a létfeltételek valamelyike változik (tisztavíz, legalább 20°C hőmérséklet, magas sótartalom és fény), akkor megszűnik a mészke továbbépítése. Az élőszervezetek ez esetben ökoszisztéma „mérnökség” során visszahatnak a természetes szelekcióra. Létrejöhethet olyan kölcsönhatás (koevolúció) is, amikor az élőszervezetek és a morfológiai alakzatok között biogeomorfológiai interakció okoz változásokat. Karsztok esetén ezek a visszacsatolások leginkább kölcsönhatás formájában nyilvánulnak meg, például a kalcit kiválás abiotikus folyamat, de a karbonátos kőzetek kialakulása többségében biotikus folyamatok eredménye. A karbonátos kőzetek kalcit ásványainak oldódása ugyan nem biotikus eredetű, de a biogén eredetű CO<sub>2</sub> közvetve, jelentősen felgyorsítja azt. Esetenként ugyanakkor például a zuzmó telepek közvetlen módon megvédik a kőzetet az oldódástól. Ismerünk negatív visszacsatolást is a karsztokon, például ha az „ökorendszer mérnökei” belső tulajdonságaik (mondhatnánk géntechnológiai folyamatai) révén, és a fajok közötti versengés (niche) közreműködésével hátrányosan hatnak az egyébként pozitív visszacsatolásban résztvevő szervezetekre. Mexikóban találtak olyan töréses kőzeteket ahol az oldódás jelentősen segítette a gyökér növekedését, de ugyanakkor a gyökerek hosszabttávon épp a folyamat visszahatásaként elpusztultak (ESTRADA MEDINA et al. 2013). A karsztok oldási dinamizmusát az ökológiai szűrés révén kialakult lokális pozitív visszacsatolás jellemzi, a vízgyűjtőterület növekedése azonban egyidejűleg a pozitív visszacsatolás hatását csökkenti (WATTS et al. 2014). A karsztokon a depressziók (dolinák) térbeli elrendeződésében is jelentős szerepe van a biogeomorfológiai visszacsatolásnak, ezért általában nem véletlenszerű (random) a depressziók elrendeződése a vízgyűjtő területen (BÁRÁNY KEVEI – KISS – NELIS 2015).

Az utóbbi másfél évtizedben került előtérbe tudományterületünkön az ökoszisztéma szolgáltatások vizsgálata, mivel a különböző környezeti hatások jelentősen megváltoztatták a karsztökorendszerek értékeit. A környezeti hatásokra különösen érzékeny karsztok háromdimenziós hatásfelületén igen gyorsan érvényesülnek a változások. Egyre inkább világossá válik, hogy a rendszer kutatása csak holisztikus szemlélettel valósítható meg

(*GOLDSCHIEDER* 2012), mivel a rendszer tényezői és folyamatai integráltan működnek a karsztos tájban. A karsztkutatók már jelezték azokat a hatásokat, amelyek hosszútávon megváltoztatják a tájesztétikai, tájhasznosítási és rekreációs szempontból értékes karszterületek fejlődését és működését. Ilyen a légkör és talaj CO<sub>2</sub> mennyiségének időben és térben történő változása, azaz növekedése, ami felerősítheti például az éghajlatváltozást, s ez minőségi változást eredményezhet az értékes, ugyanakkor sérülékeny ökoszisztémában. A karsztokon ezekhez a folyamatokhoz egyidejűleg erős biogeomorfológiai visszacsatolások kapcsolódnak, amelyekkel mind ezideig keveset foglalkozott a szakirodalom. A karsztok ökoszisztémájának (abiotikus és biotikus elemeinek) integrált kutatása ezért napjainkban egyre fontosabbá válik. A fentiek mellett ezeket a vizsgálatokat a karsztok víztárolási és ivóvíz ellátási funkciója is indokolja, ami a globális felmelegedéssel a jövőben veszélyeztetetté válhat (*PFEFFER* 2009)

A karsztokon az élővilág és a táj dinamikája kölcsönhatás formájában alakul ki (*REINHARDT* et al. 2010). Ebben a kölcsönhatásban az abiotikus környezet szabályozza az élőközösségek nagyságrendjét és típusát. Mint láttuk, a táj működésének és a visszacsatolásoknak a vizsgálata nem lehetséges az emberi tevékenység ismerete nélkül. Egyre nagyobb az egyetértés abban, hogy az üvegház gázok koncentrációjának növekedése, ezzel egyidejűleg az éghajlat megváltozása hat az élővilág mintázatára (*TRÁJER* et al. 2016) és típusára a karsztokon is.

### **3. Ökoszisztéma szolgáltatások vizsgálata a karsztokon**

A rendszerszemléletű táj kutatás egyik legdinamikusabban fejlődő ága az ökoszisztéma- vagy környezeti szolgáltatások értékelése, mely alatt az ember által közvetlenül vagy közvetve felhasznált természeti, táji adottságok értékelését értjük. Ez a megközelítés és a hozzá kapcsolódó módszertan a nemzetközi környezetpolitika egyik központi kihívásává vált az elmúlt években. 2010-ben egy kormányközi testület jött létre a biodiverzitás és az ökoszisztéma szolgáltatások védelmére (Intergovernmental Platform on Biodiversity and Ecosystem Services – IPBES; *SCHMELLER – BRIDGEWATER* 2016). A 2009-ben Budapesten megrendezett Tudomány Világfórumának egyik központi témája volt az ökoszisztéma szolgáltatások fenntartása. A téma, különböző megközelítésben a nemzetközi tudományos közvéleményben is hangsúlyosan jelen van (*ISBELL* et al. 2011, *KINZIG* et al. 2011, *PERRINGS* et al. 2010). A legegyszerűbb definíció szerint ökoszisztéma szolgáltatások alatt az ember számára hasznosítható környezeti funkciókat értjük, számbavételük a struktúra→funkció összefüggések érté-

keléssel történő kiegészítését jelenti. Ilyen módon az ökoszisztéma szolgáltatások tájleptékű, tájtervezésben való döntés-előkészítési célú értékelési módszerei megegyeznek a funkcionális tájelemzés, geoökológiai térképezés, tájpotenciál-becslés módszereivel, kiegészülve a tájpotenciál pénzbeli értékének kifejezésével. Az ökoszisztéma szolgáltatások értékelésére az emberi jólét növelése (az életminőség javítása) érdekében van szükség. Céljai megegyeznek tájökológiai kutatások céljaival (*FINKE* 1994, *MEZŐSI – RAKONCZAI* 1997). A tájökológiai kutatások fontos eszköze a modellalkotás (*MEZŐSI – SZATMÁRI* 1995, *CSORBA* 1999, *TURNER* et al. 2001). Az ökoszisztéma szolgáltatások modell alapú értékeléséhez a környezeti rendszerek működésének modellekbe való sűrítésére, és tágabb értelemben a gazdaságfejlesztésben és szakigazgatásban való alkalmazására van szükség.

Az ökoszisztéma szolgáltatásokkal kapcsolatos egyik fő kutatási kérdés napjainkban az ökológiai rendszerek diverzitása és az ökoszisztéma szolgáltatások közötti kapcsolatok feltárása. Viszonylag általánosan elfogadott elméleti alapvetés, hogy a nagyobb biodiverzitással jellemezhető, természetesebb, a külső hatásokkal szemben elvileg stabilabb rendszerek a szolgáltatások nagyobb mennyiségét képesek biztosítani. A biodiverzitás fenntartásához az abiotikus háttérfeltételek megléte, vagyis a geodiverzitás szükséges. Ennek különösen nagy jelentősége van a karsztökológiai rendszerekben. Ugyanakkor bizonyos ökoszisztéma típusoknál, egyes szolgáltatások esetében ezzel ellentétes tendenciák is megfigyelhetők. Pl. a továbbiakban részletesen is tárgyalt széndioxid-megkötés esetében egyes gyors növekedésű növényfajok homogén állományai a nagyobb biomassa-produkció miatt jobb széndioxid-megkötők lehetnek, mint pl. az adott terület potenciális vegetációjának tekinthető, változatosabb fajösszetételű élőhelye. A fentiek alapján érdekes elméleti kérdésként merülhet fel, hogy a biogeomorfológiai visszacsatolások révén igen változatos formakincsű, nagy geodiverzitással rendelkező karsztos térszíneken megjelenő növényközösségek változatossága milyen mintázatokat, tendenciákat eredményez a biztosított ökoszisztéma szolgáltatások mennyiségében.

A kérdést két olyan esettanulmány segítségével vizsgáltuk, melyekben változatos abiotikus adottságokkal rendelkező karsztos területeken, recens vegetációdinamikai, tájváltozási folyamatokat követve vizsgáltuk a biztosított ökoszisztéma szolgáltatásokban fellépő változatosságot.

### *3.1. Karsztos tavak ökoszisztéma szolgáltatásainak értékelése Bayes hálók segítségével*

Az ökoszisztéma szolgáltatások értékelését a karsztokon a tavak eutrofizációs folyamatain keresztül a Bayes-hálók modellje segítségével végeztük el. Ebben a vizsgálatban a karsztos tavak minőségi változását az élőhely funkció (hal populáció) szempontjából végeztük el. A Bayes hálókat egy ideje már sikeresen alkalmazzák a magas bizonytalansági fokkal rendelkező rendszerek modellezésére. Így egységes megközelítésben ábrázolhatók a vízgyűjtők komplex interakciói (*POLLINO – HENDERSON* 2010). A Bayes-modellek legkorábbi alkalmazásai a vízmenedzsment területén veszélyeztetett halfajok élőhelyének és a populáció életképességének modellezésére szolgáltak (*MARCOT* et al. 2006, *RIEMAN* et al. 2001, *BORSUK* et al. 2002, *POLLINO – HENDERSON* 2010).

Kutatásainkat a témában a Gömör-Tornai-karszton végeztük 2008 és 2010 között. A vízminőséget monitoroztuk állóvizeken és forrásokon (*SAMU – CSÉPE – BÁRÁNY KEVEI* 2013). A karsztterületen bekövetkező vízminőség-romlás igen nagy környezeti kockázatot jelent a terület érzékeny volta miatt, illetve a veszteség miatt, amit a korábban tisztítást nem igénylő karsztvíz emberi fogyasztásra alkalmassá tételének költségei jelentenek. A tavak halállományának számos ökoszisztéma szolgáltatás biztosításában van meghatározó szerepe, így a tavi ökoszisztémák folyamatainak, egyensúlyának fenntartásában, ami szabályozó szolgáltatásnak tekinthető. A karsztos tavak feltöltődésével viszont csökken a táj változatossága, látványértéke.

Modellünk az állóvizekben kialakult tápanyag-túlterhelés következtében létrejött és stabilizálódott eutróf állapot lehetséges következményeinek egyikét, illetve az eutrofizálódásban betöltött szerepének súlyát foglalja magában. A víz kémhatásának lúgos tartományba való eltolódása és a növekvő vízhőmérséklet a potenciálisan jelenlévő ammóniumból átalakult mérgező ammónia részarányát növeli. Az ammónia tartós jelenléte, már igen kis mennyiségben is ártalmas lehet a halak egészségi állapotára nézve. A tápanyagterhelés közvetlenül is hozzájárul a magasabb ammónia-arány eléréséhez, de közvetett módon is megmutatkozik. Ugyanis a tápanyagbőség következtében elszaporodó algák magas fotoszintetikus aktivitása miatt a kémhatás a lúgos irányba tolódik, megnő a víz zavarossága. A zavarosságot okozó szuszpendált részecskék (talaj, algák) abszorbeálják és szórják a napfényt, ezért az állóvizek felszíni rétege erősen felmelegszik (*PAAIJMANS* et al., 2008).

A modell az ammónia mennyiségét befolyásoló, illetve az arra ható paraméterek alapján épül fel. Ezek a paraméterek: az antropogén hatásra kialakult tápanyag-utánpótlás, az időjárási körülmények (amelyek erősítetik az antropogén hatást), például az aszályindex (SPI), illetve a léghőmér-

séklet, ami a vizek hőmérsékletét közvetlenül befolyásolja. Külső befolyásoló tényező az alkalinitás, ami magas pH-értéket jelent, s ezekben a vizekben az ammónia toxikusabb hatású (*WURTS – DURBOROW, 1992*). Az SPI aszályindex (*McKEE et al. 1993*), értéke a 3 tápanyagtípus mennyiségét befolyásolhatja azáltal, hogy az adott területen a csapadékos és aszályos időszakokról, illetve azok hosszáról nyújt információt. A csapadékosabb időszakokban megnövekedhet a szórt szennyezések mértéke.

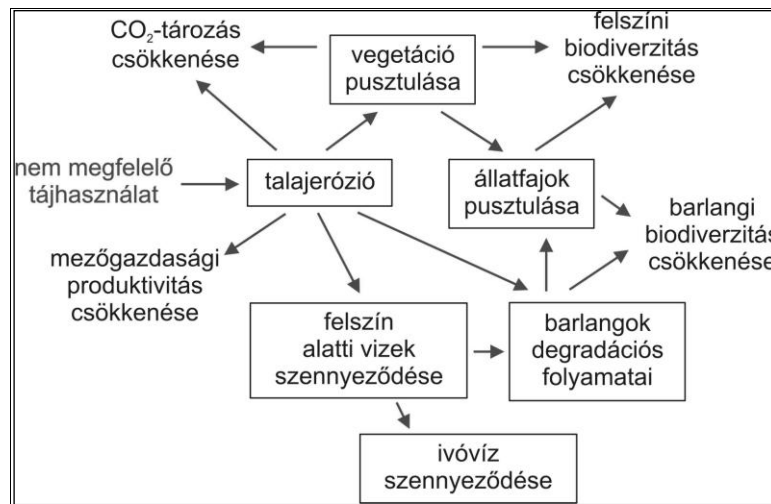
A programban futtatható érzékenységi vizsgálat segítségével megállapítottuk, hogy a Bayes-háló soktényezős rendszerében az egyes változók milyen mértékben befolyásolják a végeredmény, vagy egy választott változó alakulását (*KEVEINÉ BÁRÁNY – TANÁCS – SAMU – KISS 2012*). A „halakra kifejtett hatás” változóra lefuttatott érzékenységi vizsgálat eredményeként feltártuk, hogy a kémhatásra, majd a vízhőmérsékletre a legérzékenyebbek a halak. Ezt követi az ammónium mennyiség, mint meghatározó paraméter. Az a-klorofill tartalom megelőzi a léghőmérséklet és az alkalinitás hatását is, ami azt jelenti, hogy ez a paraméter a kémhatásra és a vízhőmérsékletre gyakorolt hatásán keresztül nagyobb szerepet játszik, mint a léghőmérséklet, vagy az alkalinitás. A léghőmérséklet után az aszályindex az első olyan paraméter, amely nem közvetlenül fejt ki a hatását a két legfontosabb szabályozó tényezőre, kiterjedt hatása azonban indokolja a helyét a sorban. Legkevésbé az alkalinitásra, a nitrát- és a foszfát tartalomra érzékeny a halállomány egészségi állapota. A kiindulási független változókat tekintve a klímparaméterek (elsősorban a léghőmérséklet) a meghatározóak, szemben az alkalinitást befolyásoló alapközzel, illetve légköri CO<sub>2</sub>-tartalommal.

A modell továbbfejleszthető az eutróf állapot további jellemzőinek, kiváltó okainak, illetve egyéb lehetséges következményeinek integrált értékelése felé. Integrált adatok birtokában a kezelési módszerek költségvonzata, és a megelőzéshez kapcsolódó költségek összevethetővé válnak a vizes élőhely által kínált értékekkel. Ez elősegíti a kezelés helyes megválasztását, és annak eldöntését is, hogy melyek azok a vízminőségi paraméterek, amelyek figyelembevétele szükséges és elégséges a vízminőség alakulásának nyomon követéséhez.

A karsztos tavak vízminőség-romlás, szervesanyag-feldúsulás miatti feltöltődése negatív biogeomorfológiai visszacsatolás. A korábbi vizsgálatok és a bemutatott modell eredményei azt mutatják, hogy ez az antropogén ökológiai folyamat a fenntartó szolgáltatásokra (halak egészségi állapota, mint ökoszisztéma állapot indikátor) és a kulturális szolgáltatásokra (rekreációs potenciál, táji heterogenitáshoz kötődő esztétikai érték) egyaránt negatív hatással van.

### 3.2. Karsztos erdők szénmegkötésének ökoszisztéma szolgáltató jelentősége

Egyik igen fontos biogeomorfológiai funkciója a karsztoknak a már említett légköri CO<sub>2</sub> tartalom befolyásolása. A CO<sub>2</sub> már a kőzet kialakulásában is fontos szerepet játszott, mivel kialakulásuk idején jelentős mennyiségű CO<sub>2</sub> kötődött meg a kőzetben. A kőzet oldódása során, karsztvízben tartozékos, egyensúlyi és agresszív CO<sub>2</sub> van jelen, amelynek a mennyisége a felszínre lépő források mésztufa építő tevékenysége során, de a barlangi cseppkő kiválása idején a légtér CO<sub>2</sub> mennyiségét növeli. Ez negatív visszacsatolás a légkör összetétele szempontjából. Abban az esetben, ha ez a folyamat a növényzet közreműködésével (a fotoszintetizáló növényzet CO<sub>2</sub> felvétele során) megy végbe, akkor ez pozitív biogeomorfológiai visszacsatolás karsztmorfológiai szempontból, mivel a kialakult képződmények növelik a karsztok esztétikai értékét. *GOLDSCHIEDER* (2012) a karsztok sérülékenységét a helytelen tájhasználattal hozta kapcsolatba, ahol felerősödik a talajerózió, visszafordíthatatlanul lepusztul a talaj a karsztos kőzetről és a kőzet elsivatagosodik. A talajerózióval együtt jár az agrártermelés csökkenése, ez a vegetáció degradációját jelenti, ami kedvezményezi a további talajeróziót. Ez a folyamat a biológiai aktivitás csökkenéséhez vezet, lecsökken a fotoszintézis és ezzel a szénmegkötés (2. ábra).



2. ábra: A karsztökoszisztémák hatásfolyamatainak és érzékeny komponenseinek összefüggései a természeti értékekkel és az ökoszisztéma szolgáltatásokkal (Goldscheider 2012 nyomán)

Fig 2. Exemplified illustration of interconnected vulnerabilities and impact pathways damaging a karst ecosystem and reducing its natural values and ecosystem services

Ez a globális légköri folyamatok szempontjából pozitív biológiai visszacsatolás a hasznosítás hatására megszűnik, így negatív visszacsatolás érvényesül.

A fenti kérdéskörhöz kapcsolódóan vizsgáltuk aggteleki mintaterületen a karsztos erdők szénmegkötését. Vizsgálatunk egyik fő célja néhány, különböző karsztos termőhelyen megtalálható erdőtípus széndioxid-megkötő képességének összehasonlító vizsgálata volt. A Haragistya-Lófej Erdőrezervátum területén található erdőtípusokban rendkívüli változatosságot találtunk, a terület morfológiai, talajtani adottságainak megfelelően. A területen végzett vegetációtérképezés (*TANÁCS et al. 2010*) alapján az alábbi erdőtípusok különíthetők itt el: melegkedvelő tölgyesek, cseres-kocsánytalan tölgyesek, üde gyertyános-tölgyesek (gyertyánelegyes kocsánytalan tölgyesekkel, tölgyelegyes gyertyánosokkal, vegyes-elegyes kocsánytalan tölgyesekkel), üde bükkös erdők (gyertyánelegyes bükkösökkel, büккеlegyes gyertyánosokkal, vegyes-elegyes bükkösökkel, és gyertyán nélküli bükkösökkel), bükkös-kocsánytalan tölgyesek, hársas sziklaerdők, kőrises sziklaerdők, rezgőnyarasok, nyíresek. A vizsgálati területen részletes faállomány-szerkezeti felmérés zajlott, melynek során 50\*50 m-es rácshálóban minden pont körül 10 m sugarú körben mértük fel minden faegyed legjellemzőbb mutatóit, köztük a biomaszsa-számítást lehetővé tevő mellmagassági átmérőt. A faállomány-szerkezeti adatok alapján az egyes erdőtípusok széndioxid-megkötését a CO2Fix 3.2. modell segítségével számítottuk (*SCHELHAAS et al. 2004, MASERA et al. 2003*). Ezt már több hazai erdőrezervátum hasonló vizsgálatánál is sikerrel alkalmazták (*BALÁZS et al. 2008, JUHÁSZ et al. 2008*).

A megfigyelt tendenciák jól tükrözik a változatos domborzatú karsztos térszín termőhelyi különbségeit a vizsgálati területen. A legnagyobb biomaszsa- és ezzel együtt szénmennyiség a legjobb termőhelyekkel és fatermési osztályokkal jellemezhető bükkösökben található, 215 t C/ha maximális értékkel. Közepes mennyiség (idősebb erdőknél kb. 200 t C/ha) jellemzi az üde tölgyeseket, melyekre a kocsánytalan tölgy dominanciája mellett a gyertyán nagy száma jellemző. A legkisebb szénmegkötési potenciállal a száraz tölgyesek bírnak (165 t C/ha), melyek szélsőséges vízháztartású, sekély termőrétegű talajokon létrejött alacsony, nyílt erdőrészetek, jelentős mennyiségű molyhos tölgygel.

A szén-dioxid megkötése a fotoszintézis során a biomaszsa növekedésében nyilvánul meg, melynek hosszú távú hatása a karsztkorrózió intenzitásának növekedése, ami pozitív biogeomorfológiai visszacsatolás. A széndioxid-megkötés szempontjából a legkedvezőbb a sűrű borítású, nagy biomaszsa-produciójú klimax erdő. A karsztos térszíneken a domborzati, talaj-

tani változatosság miatt más, kisebb biomassza-produkciójú erdőtípusok is megjelenhetnek. Ezért a széndioxid-megkötés szempontjából a karsztok geodiverzitása és biogeomorfológiai folyamatai ennek a szolgáltatásnak a csökkenését is eredményezhetik.

#### **4. Összegzés és kitekintés**

A karsztökoszisztéma szolgáltatások és a karsztfejlődés pozitív és negatív biogeomorfológiai visszacsatolásainak megismerése napjaink környezethatás változásai miatt, a kutatás aktuális kérdésévé vált. Az ökoszisztéma szolgáltatások változása a környezet-érzékeny karsztokon azért is érdemel kitüntetett figyelmet, mert a karsztok szolgáltató funkciói között az ivóvíz ellátás globális problémáihoz is szorosan kapcsolódik. Az ökoszisztéma szolgáltatások és a biogeomorfológiai visszacsatolások kapcsolatát két példán mutattuk be. Egyrészt a karsztos tavak eutrofizációs folyamatain keresztül, a Bayes-hálók modellje segítségével értékeltük a vízminőség-változást és megállapítottuk, hogy a karsztos tavak gyors, szerves anyaggal történő feltöltődése negatív biogeomorfológiai visszacsatolás a karsztfejlődésben. Másrészt értékeltük a karsztos erdők szénmegkötésének (mint üvegházhatású gáz szabályozásának) jelentőségét. A szén-dioxid megkötése a biomassza növekedésében jelenik meg, melynek hosszútávú hatása a karsztkorrózió intenzitásának növekedése, ez pozitív biogeomorfológiai visszacsatolást jelent. Természetesen antropogén hatásra ellentétes is lehet a folyamat, amennyiben elpusztul az erdő (gyérülés és mortalitás). Az erdőpusztulás a karsztos oldódás lassulását, ezáltal a formák kialakulásának nagyságrendjét csökkenti, s ez negatív visszacsatolás.

Az ökológiai rendszerek diverzitása és az ökoszisztéma szolgáltatások közötti kapcsolatok feltárásának eredményeként elfogadott az a megállapítás, hogy a nagyobb biodiverzitással jellemezhető, természetesebb, a külső hatásokkal szemben elvileg stabilabb rendszerek a szolgáltatások nagyobb mennyiségét képesek biztosítani. A biodiverzitás azonban feltételezi mindig a geodiverzitás meglétét. A karsztökológiai rendszerekben a fenti vizsgálatok eredményei alapján felmerül a kérdés, hogy a biogeomorfológiai visszacsatolások révén igen változatos formakincsrel, nagy geodiverzitással rendelkező karsztos térszíneken megjelenő növényközösségek változatossága (biodiverzitása) milyen mintázatokat, tendenciákat eredményez a biztosított ökoszisztéma szolgáltatások mennyiségében. A karsztökológiai rendszerek állapotváltozásai integráltan, a tényezők szoros egymásra hatásával lépnek fel. A vegetáció-talaj-felszín alatti víz kapcsolatrendszer bármely elemében bekövetkező módosulás, degradáció a rendszer többi elemét is érinti.

Így a karsztos területek (felszíni és felszín alatti) biodiverzitásának fenntartása szorosan összefügg a megfelelő talajhasználattal és a karsztvíz védelmével. Ugyanakkor a bemutatott esettanulmányok eredményei alapján megállapítható, hogy a karsztrendszerben érvényesülő biogeomorfológiai visszacsatolások pozitívak és negatívak is lehetnek. Továbbá a biodiverzitás és az ökoszisztéma szolgáltatások közötti kapcsolat ebben a tájtípusban is összetett, szolgáltatásonként más és más. Például a változatos domborzatú karsztfelszíneken nagy arányban jelennek meg a karsztos lejtőfelszínekhez kötődő erdőtársulások (pl. száraz tölgyesek), melyeknek széndioxid-megkötése kisebb lehet, mint az adott területen elméletileg megjelenő klímazonális, klimax erdőtársulásé. Ehhez a kérdéskörhöz kapcsolódóan hasonlóan érdekes további vizsgálati lehetőség lehet, hogy dolinák beerdősülése milyen módon befolyásolja a különböző ökoszisztéma szolgáltatásokat (a dolinák beerdősülése alapvetően egy természetes szukcessziós folyamat, ám a természetvédelmi célú területkezelés során egyes helyeken a becserjésedést, erdősülést legeltetéssel, kaszálással akadályozzák a gyeptársulások fenntartása érdekében). Szintén igényel még további kutatásokat, hogy a különböző felszínborítási mintázatok milyen módon befolyásolják a karsztforrások, vízfolyások vízhozamait, valamint hogy a karszttalajok nehézfém-szennyezettsége milyen kvantitatív kapcsolatba hozható az ivóvíz minőségével, az ivóvízellátás szolgáltatásával.

## **IRODALOM**

- BALÁZS. B. – HORVÁTH, F. – MÁZSA, K. – BÖLÖNI J.* (2008): Forest reserve as a model area for future climate forest restoration – a case study – Extended abstract, 6th European Conference on Ecological Restoration, Ghent, Belgium, 8-12/09/2008, p. 1-4. [CD-ROM].
- BÁRÁNY KEVEI I.* (1989): Geoecological system of karsts – Acta Carsologica. Krasoslovni Zbornik, XXVII/1. Ljubljana. pp. 13-25.
- BÁRÁNY KEVEI I.*(1992): Karst soil as indicators of karst development in Hungarian karsts – Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl. - Bd. 85. Berlin-Stuttgart. 101-110.
- BÁRÁNY KEVEI I.* (1998a): The geo-ecology of three Hungarian karsts. *Cave und Karst Science*. Transaction of the British Cave Research Association. 25. (3) December. 113-117.
- BÁRÁNY KEVEI I.* (1998b): Connection between morphology and ecological factors of karstdolines (Aggtelek hills, Hungary) – Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria Suppl. III.(4) pp. 115-119.

- 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.
- BENDA, L. – DUNNE, T.* (1997): Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. *Water Resources Research*, 33, (12) pp. 2865–2880.
- BORSUK, MARK E. – CRAIG, A STOW. – KENNETH, H. RECKHOW* (2002): Integrative environmental prediction using Bayesian networks: A synthesis of models describing estuarine eutrophication – *Proceedings of IEMSS Conference, Lugano, Switzerland*.
- CORENBLIT, D. – STEIGER, J. – DELMOTTE, S.* (2010): Abiotic, residual and functional components of landforms – *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(14) pp. 1744-1750.
- CORENBLIT, D. – BAAS, A. C. – BORNETTE, G. – DARROZES, J. – DELMOTTE, S – FRANCIS, R. A. – STEIGER, J.* (2011): Feedbacks between geomorphology and biota controlling Earth surface processes and landforms: a review of foundation concepts and current understandings – *Earth-Science Reviews*, 106(3) pp. 307-331.
- CSORBA P.* (1999): *Tájökológia. Egyetemi jegyzet* – Debrecen 113 p.
- DIETRICH, WILLIAM E. – BELLUGI, DINO G. – SKLAR, LEONARD S. – STOC, JONATHAN D.* (2003): *Geomorphic Transport Laws for Predicting Landscape Form and Dynamics Prediction in Geomorphology Geophysical Monograph* 135 pp. 1-30. Copyright by the American Geophysical Union. 10.1029/135GM09.
- D'ODORICO, P. – PORPORATO, A.* (2006): *Dryland Ecohydrology* – Springer-Verlag GmbH, 341 p. ISBN: 1402042612.
- ESTRADA, MEDINA H. – SANTIAGO, LS. – GRAHAM, RC. – MICHAEL, F. – ALLEN, MF. – OSORNIO, JIMENEZ JJ.* (2013): Source water, phenology and growth of two tropical dry forest tree species growing on shallow karst soils – *Trees* 27 pp. 1297–1307, DOI 10.1007/s00468-013-0878-9.
- FINKE, L.* (1994): *Landschaftsökologie*. Westermann. 2 verb.Auflag., Braunschweig. 232 S.
- 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.

- ISBEL, F. – CALCAGNO, V. – HECTO, R. A. – CONOLLY, J. – HARPOLE, STANLEY W. – REICH, P. B. – SCHERER, LORENZEN M. – SCHMIED, B. – TILMAN, D. – VAN RUIJVEN, J. –, WEIGELT, A. – WISLEJ, B. J. – ZAVALETA, E. S. – LOREAU, M.* (2011): High plant diversity is needed to maintain ecosystem services – *Nature* 477 pp. 199-202. DOI:10.1038/nature10282.
- JACOBS, A. F. – HEUSINKVELD, B. G. – KRAAI, A. – PAAIJMANS, K. P.* (2008): Diurnal temperature fluctuations in an artificial small shallow water body – *International journal of biometeorology* 52(4) pp. 271-280.
- JAKUCS, L.* (1980): A karszt biológiai produktum – *Földrajzi Közlemények*, 28(4) pp. 331-344.
- JONES, C. G. – LAWTON, J. H. – SHACHAK, M.* (1994): Organisms as ecosystem engineers – In *Ecosystem management*, Springer New York, pp. 130-147.
- JONES, C. G. – LAWTON, J. H. – SHACHAK, M.* (1997): Positive and negative effects of organisms as physical ecosystem engineers – *Ecology* 78(7) pp. 1946–1957. DOI: 10.1890/0012-9658(1997)078 [1946:PANEOO] 2.0.CO;2.
- JONES, C. G.* (2012). Ecosystem engineers and geomorphological signatures in landscapes – *Geomorphology*, 157 pp.75-87. DOI 10.1016/j. geomorph. 2011.04.039.
- JUHÁSZ, P. – BIDLÓ, A. – HEIL, B. – KOVÁCS, G. – PATOCSKAI, Z.* (2008): Bükkös állományok szénmegkötési potenciálja a Mátrában – In: SIMON, L. (szerk.) *Talajvédelem Különszám. Talajtani Vándorgyűlés 2008. Talajvédelmi Alapítvány kiadványa*, Bessenyei György Könyvkiadó, Nyíregyháza. pp. 409-416.
- 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. – TANÁCS, E. – SAMU, A. – KISS, M.* (2012): Tájváltozások az Aggteleki Karszton – In: Farsang A. Mucsi L. Keveiné Bárány I. szerk.: *Táj - érték, lépték változás. GeoLitera*, pp. 145-154. (ISBN:978-963-306-151-0).
- KINZIG, A. P. – PERRINGS, C. – CHAPIN, F. S. – POLASKY, S. – SMITH, V. K. – TILMAN, D. – TURNER, B. L.* (2011): Paying for Ecosystem Services – Promise and Peril. *Science*. 334(6056) pp. 603-604. DOI:10.1126/-science.12.10297.

- KISS, M. – TANÁCS, E. – BÁRÁNY KEVEI, I.* (2011): Ecosystem Services in Hungarian Karst Areas – *Acta Climatologica* 44-45(1) pp. 41-49 , (ISSN: 1587-5903).
- LANCASTER, T.* (2004): An introduction to modern Bayesian econometrics – Blackwell Oxford. XIV. 401 p.
- LANCASTER, ST. – HAYES, K. – GRANT, GE.* (2003): Effects of wood an debris flow runout in small mountain watersheds – *Water Resources Research*, V. 38. 1219 p. DOI: 10.1029/2001WR001227.
- LOREAU, M. – NAEEM, S. INCHAUSTI, P.* (eds). 2002): Biodiversity and ecosystem functioning: synthesis and perspectives – Oxford, UK: Oxford University Press. ISBN 0 19 851570 7 (Hbk) ISBN 0 19 851571 5 (Pbk). 283 p.
- LYONS, KG. – BRIGHAM, CA. – TRAUT, BH. – SCHWARTZ, MW.* (2005): Rare species and ecosystem functioning – *Conservation Biology* 19(4) pp. 1019-1024.
- MARCOT, BG – STEVENTON, JD. – SUTHERLAND, GD – & MCCANN, RK.* (2006): Guidelines for developing and updating Bayesian belief networks applied to ecological modeling and conservation – *Canadian Journal of Forest Research*, 36(12) pp. 3063-3074. 10.1139/x06-135.
- MATTHEWS, B. – DE MEESTER, L. – JONES, C. G. – IBELINGS, B. W. – BOUMA, T. J. – NUUTINEN, V. – ODLING-SMEE, J.* (2014): Under niche construction: an operational bridge between ecology, evolution, and ecosystem science – *Ecological Monographs*, 84(2) pp. 245-263.
- MCKEE, TB – DOESKEN, NJ. – KLEIST, J.* (1993): The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales – *Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology American Meteorological Society*: Boston, pp. 179-184.
- MEZŐSI, G. – SZATMÁRI, J.* (szerk.) (1995): Modellek a természet-földrajzban – *Acta Geographica Szegediensis különszáma*, JATE, Szeged, 63 p.
- MEZŐSI, G. – RAKONCZAI, J.* (szerk.) (1997): A geoökológiai térképezés elmélete és gyakorlata – *JATE Természeti Földrajzi Tanszék*, Szeged, 131 p.
- MUNEEPEERAKUL, R. – BERTUZZO, E – RINALDO, A. – RODRIGUEZ-ITURBE, I.* (2008): Patterns of vegetation biodiversity: the roles of dispersal directionality and river network structure – *Journal of Theoretical Biology* 252 pp. 221–229.
- PERRINGS, C. – NAEEM, S.– AHRESTANI, FS. – BUNKER, DE. – BURKILL, P. – CANZIANI, G. – ELMQUIST, T. – FUHRMAN, JA. – JAKSIC, F M. – KAWABATA, Z. – KINZING, A. – MACE, GM. –*

- MOONEY, H. – PRIEUR-RICHARD, AH. – TSCHIRHART, J. – WEISSER, W.* (2011): Ecosystem Services, Targets, and Indicators for the Conservation and Sustainable Use of Biodiversity – *Front Ecol Environ.* 2011; 9(9) pp. 512–520, DOI:10.1890/100212.
- PETERSON, AT.* (2006): Uses and requirements of ecological niche models and related distributional models – *Biodiversity Informatics* 3, pp. 59-72.
- PFEFFER, KH* (2009): Wassermangel – ein globales Problem in Karstlandschaften – *WasserWirtschaft.* 7-8 pp. 19-24.
- PHILLIPS, JD.* (2016a): Landforms and extended composite phenotypes – *Earth Surface Processes and Landforms.* 41(1) pp. 16–26, DOI: 10.1002/esp.3764.
- PHILLIPS, JD.* (2016b): Biogeomorphology and contingent ecosystem engineering in karst landscapes – *Progress in Physical Geography.* 1. pp. 1-24. DOI: 10.1177/0309133315624641.
- POLLINO, CA. – HENDERSON, C.* (2010): Bayesian Networks: A Guide For Their Application In Natural Resource Management And Policy. Landscape Logic. Canberra. Technical Report 14.
- REINHARDT, L. – JEROLMACK, D. – CARDINAALE, BJ. – VANACKER, V. – WRIGHT, J.* (2010): Dynamic interactions of life and its landscape: feedbacks at the interface of geomorphology and ecology – *Earth Surf. Process. Landforms*, 35 pp. 78–101. DOI: 10.1002/esp.1912.
- RIEMAN, BE. – ALLENDORF, FW.* (2001): Effective Population Size and Genetic Conservation Criteria for Bull Trout – *North American Journal of Fisheries Management*, 21(4) pp. 756-764. DOI:10.1577/1548-8675(2001)021<0756:EPSAGC>2.0.CO;2.
- RODRÍGUEZ-ITURBE, I. – PORPORATO, A.* (2004): Ecohydrology of Water-Controlled Ecosystems: Soil Moisture and Plant Dynamics – Cambridge University Press. 266 p. ISBN -13 978-0-511-07961-0 (adobe Reader), ISBN-13 978-0-521-81943-5 (Hardback).
- SAMU, A. – CSÉPE, Z. – BÁRÁNY KEVEI, I.* (2013): Influence of meteorological variables to water quality in five lake over the Aggtelek (Hungary) and Slovak karst regions – a case study – *Acta Carsologica* (ISSN: 0583-6050) (eISSN: 1580-2612) 42(1) pp. 121-133.
- SCHMELLER, DS. – BRIDGEWATER, P.* (2016): The Intergovernmental Platform on Biodiversity and Ecosystem Services (IPBES): progress and next steps – *Biodivers Conserv* 25 pp. 801–805. DOI: 10.1007/s10531-016-109.
- STERNER, RW. – ELSER, JJ.* (2002): Ecological Stoichiometry: The Biology of Elements from Molecules to the Biosphere. 464 p. Princeton University Press. copyright. ISBN:9780691074917.

TRÁJER, AJ. – HAMMER, T. – BEDE-FAZEKAS, Á., SCHOFFHAUZER, J. – PADISÁK, J. (2016): The comparison of the potential effect of climate change on the segment growth of *Fraxinus ornus*, *Pinus nigra* and *Ailanthus altissima* on shallow, calcareous soils – *Applied Ecology and Environmental research RESEARCH*, 14(3) pp. 161-182.

TURNER, M. – GARDNER, RH. – O'NEILL, RV. (2001): *Landscape Ecology in Theory and Practice: Pattern and Process* – Springer, New York. 387 p. ISBN-13: 978-0387951232, ISBN -10: 0387951237.

VANNOTE, RL. – MINSHALL, GW. – CUMMINS, KW. – SEDELL, JR. – CUSHING, C. E. (1980): The river continuum concept – *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences*, 37(1) pp. 130-137.

VILES, AH (1988): *Biogeomorphology* – Basil Blackwell . Oxford-New York. 362 p.

WATTS, AC. – WATTS, DL. – COHEN, M.J. – HEFFERNAN, J.B. – MCLAUGHLIN, DL. – MARTIN, JB. – KAPLAN, DA. – OSBORNE, TZ. – KOBZIAR, L. (2014): Evidence of biogeomorphic patterning in a low-relief karst landscape – *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(15) pp. 2027–2037, DOI: 10.1002/esp.3597.

WURTS, WA. – DURBOROW, RM. (1992): Interactions of pH, carbon dioxide, alkalinity and hardness in fish ponds – *Southern Regional Aquaculture Center*. 46 pp. 1-3.

YOO, K. – AMUNDSON, R. – HEIMSATH, AM. – WILLIAM, E. – DIETRICH, WE. (2005): Process-based model linking pocket gopher (*Thomomys bottae*) activity to sediment transport and soil thickness – *Geology*: 33 (11) 920 p. DOI : 10.1130/G21831.1.

## VÍZSZINTVÁLTOZÁSOK ÉS HATÁSAIK A BÉKE- ÉS A BARADLA-BARLANGOKBAN

### WATER LEVEL CHANGES AND THEIR EFFECTS ON THE BÉKE AND BARADLA CAVES

STIEBER JÓZSEF<sup>1</sup> – LEÉL-ŐSSY SZABOLCS<sup>2</sup>

<sup>1</sup>STIEBER Környezetvédelmi Kft., 1181 Budapest, Nyerges u. 6.,  
[stieber@stieber.hu](mailto:stieber@stieber.hu)

<sup>2</sup>ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C; [losz@geology.elte.hu](mailto:losz@geology.elte.hu)

*Abstract: 3 years in a OTKA tender on a monthly basis and visited into the Béke and the Baradla caves. Crystal- and water sampling, in addition to some of the parameters of the water and the air is monitored for measuring water level changes in the cave - and compared the former non-regular, occasional experiences as well. It found that the streams flow occurs much earlier in the surface precipitation than the yield dropping cave in, but the finish is much longer. changes in the physico-chemical parameters monitored by registering has to follow where he is dissolving, and where precipitation. They were observed in the Béke Caves basin sinks not open his mouth sink, after which the water simply disappeared from the main branch. Directly observed the Margitics-siphon clogging, measured cooling of the cave air by a stream of mostly low-volume passages, the indirect impact of the air traffic control of (carbon dioxide content increase, decrease, cave wind direction change) - and pondered the possible effect 50 years ago Baradla Caves tragedy.*

#### 1. Bevezetés

2013 januárja óta havi rendszerességgel végzünk vízkémiai és klimatológiai vizsgálatokat 2 napon keresztül a Béke-barlangban, melynek keretében 1520 m-nél („Buzogány”) szén-dioxid loggert helyezünk el 24 órára. Munkánkat az elnyert OTKA- 101 664 sz. „Hazai szárazföldi karbonátképződmények komplex geokémiai, paleoklimatológiai és tektonikai vizsgálata” pályázat (témafelelős: Demény Attila) keretében, az ÉMIKTF 5232-10/2012 sz. kutatási engedélye alapján az ANPI, mint vagyionkezelő hozzájárulásával és útmutatása alapján végezzük (STIEBER-LEÉL-ŐSSY 2014). A 2013. év első felében lezajlott olvadás, majd eső következményében a barlangban árvizek uralkodtak, a Jósvafői „Margitics-szifon” vízzel elzáródott, és (már korábban) a „Felfedező-ág” felszínre nyíló aknája is beomlott. Az „MKBT-terem” teljes egészében víz alá került, a túlfolyó víz pedig a „Zoltán-terem” vízgyűjtő-csővén keresztül talált utat a szabadba (STIEBER-LEÉL-ŐSSY 2015). Az árvizekkel együtt kritikus szén-dioxid emelkedés mutatkozott,

mely több órás barlangtúrák alatt akár mérgezést is okozhat (HERCZEG 2008). A kockázat miatt az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatósága a barlang látogatását 2013 májusától felfüggesztette. A probléma jelenleg is fenn áll. Vizsgálatainkat ez idő alatt a Baradla-barlangra is kiterjesztettük, ahol elsősorban a „Nehéz-úti” barlangszakaszban végeztünk rendszeres észleléseket. Tapasztaltuk, hogy mind a Béke-, mind a Baradla-barlang esetében jelentős a vízhozambeli változások - elegendő a 2016-os, vagy a 2015-ös árvízre gondolni, amikor az aggteleki szakaszon a betonjárdán állt a víz, lehetlenné téve a túrázást (1. ábra). A „Török-fürdő” ilyenkor egy jelentős patak vízhozamával működik, máskor kiszárad. Meg kell említenünk, hogy 1974-ben olyan árvíz volt, hogy a kivilágítatlan részen több hidat is elmosott az ár (FODOR 1984).



1. ábra: Árvíz a Baradlában („Teknősbéka-terem”, 2015, Fotó: Kovács Richárd)  
Fig. 1. Flood in Baradla Cave in Aggtelek („Turtle Room”, 2015)

A Béke-barlangban a „Nagy-tufa” mutat ilyen hektikusságot: általában az év nagy részében száraz, de pl. 2013-ban egészen augusztusig működött. 2015 telére már csak 800 méternél jelent meg a víz, holott gyakran már a „Nagy-tufa” előtt jelentkezik a folyamatos vízfolyás (2. ábra).



2. ábra: Száraz lábbal a Béke-barlangban 1800 méternél (2015, Fotó: Dr. Ambrus Gergely)  
Fig. 2. With dry-foot in the Béke Cave 1800 meters (2015)



3. ábra: Bezárult a szifon a Béke-barlangban („Rózsaszín-tufagátak folyosója”, Fotó: Ambrus Gergely)  
Fig. 3. Closed to siphon the Béke Cave („corridor of the Rózsaszín-tufagátak”)

2016 januárban 1600 m után számos helyen ismét kiszáradt a patak, ott, ahol máskor 1 méteres a víz, most teljesen száraz volt! 2012 novemberében pedig a "Kút" (1340 m) is teljesen száraz volt! Ez utóbbi esetekben

1300, ill. 1600 méternél barlangi medernyelőt találtunk, ahol a víz elsziváro-rog, de elvezető járat egyik helyszínen sem látszott. Ettől teljesen függetlenül a „*Margitics-szifon*” eltömődése következtében 3 éve fennálló helyzet: a szifon vízáteresztő képessége egy eltömődés következtében drasztikusan lecsökkent, és emiatt a víz visszatorlódik (*STIEBER-LEÉL-ŐSSY 2015*), a „*Rózsaszín- tufagátak folyosóján*” nem lehet túlmenni, ott is hasig ér a víz, és egy új szifon alakult ki (*3. ábra*).

Korábbiakban Fodor István (*FODOR 1984*) és Stieber József (*GRUBER-GAÁL-STIEBER 2014*) baradlai vizsgálatait alapul véve összefüggést kerestünk a felszíni és barlangi hőmérséklet különbsége és a szén-dioxid szint, ill. a levegő áramlási iránya között (*STIEBER-LEÉL-ŐSSY 2015*). Most ezeket kiegészítjük a vízszint- változásokkal kapcsolatos észleléseinkkel és talaj-hőfok vizsgálatainkkal, összefüggést keresve az 1965 szilveszterén a Baradla-barlang „*Styx-ágában*” bekövetkezett tragikus halálesetekkel.

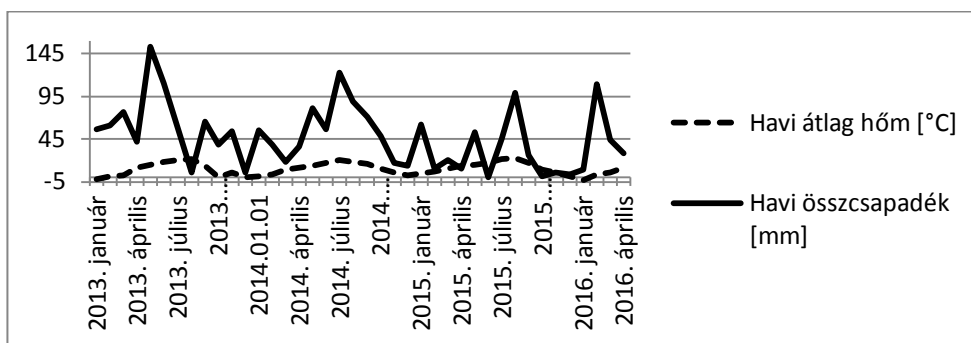
## **2. Alkalmazott vizsgálati módszer bemutatása**

A vizsgálatokat mindkét barlang esetében 36 hónapon keresztül, havi rendszerességgel, 2 egymás utáni napon végeztük, több mintavételi helyszínen és a felszínen. A meteorológiai adatokat az OMSZ által rögzített Jósvalfői mérőállomásról óránként, a Béke-barlang bejárati légforgalmának fizikai jellemzőit naponta egyszer, a klíma-paramétereket 120 m-nél és 560 m-nél naponta egyszer, míg a bejáraton átáramló levegő és az 1520 m-nél megtalálható barlangi levegő szén-dioxid tartalmát 24 órán keresztül percenként regisztráltuk. A szén-dioxid koncentráció mérésére NDIR módszert alkalmaztunk, a bejáratnál diffúz kamrával, míg 1520 m-nél extraktív mintavétellel. Mindkét műszer belső memóriával rendelkezett az adatok tárolására. A Baradla-barlang esetében klimatikus paraméterek vizsgálatát a Nehéz-út „*Havasok*” képződményének közelében végeztük el.

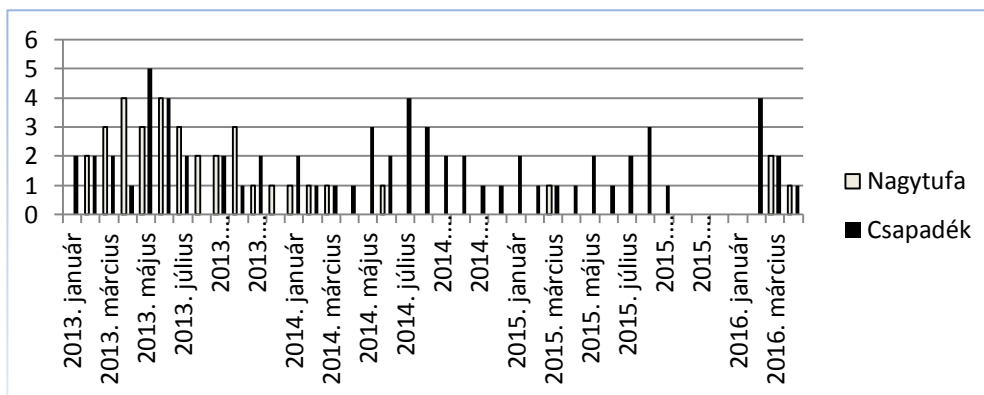
## **3. Eredmények**

A jósvalfői meteorológiai állomás által gyűjtött havi átlaghőmérséklet és havi összes-csapadék mennyiségéből látható, hogy a hőmérsékletek nyári maximuma júliusra, míg téli minimuma januárra tehető (*4. ábra*). Ez egyenes arányosságban áll a talaj mikrobiológiai aktivitásával, mely az abban keletkező CO<sub>2</sub> mennyiségével arányos (*JAKUCS 1971*). A karsztra hulló csapadék mennyisége igen változó, a tavaszi-nyári hónapokban éri el a leg-

magasabb értéket, míg januárban a legalacsonyabb. 2013-tól 20%-os átlag-csapadék csökkenés volt tapasztalható, vagyis a barlangokba bejutó vizek mennyisége is csökkenő tendenciát mutat. Mindeközben az elfolyás mértékében (Kis- és Nagy- Komlós források vízhozamában) nem tapasztaltunk jelentős csökkenést, vagyis a karszt több rétegben ürül le és hatalmas tároló kapacitással rendelkezik.



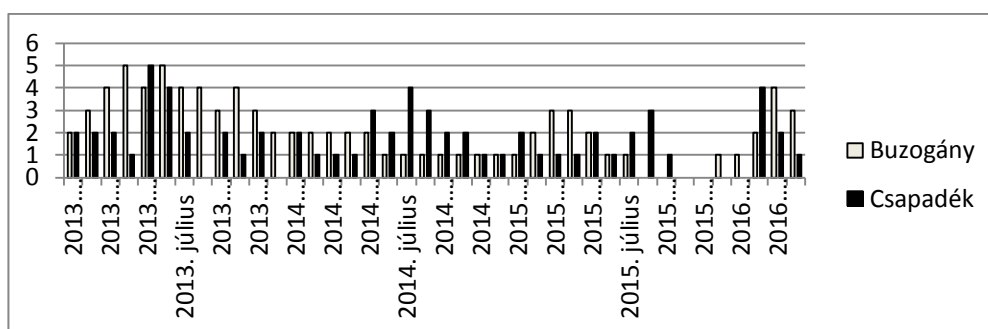
4. ábra: A jósvafői meteorológiai állomás által gyűjtött havi átlaghőmérséklet és havi összes csapadék diagramja  
 Fig. 4. Diagram shows the month-average temperature and the quantity of the precipitation during a month – data collected by Jósvafő Meteorological Station.



5. ábra: A karsztra hulló felszíni csapadék mennyiségét és a „Nagyutfánál” mért vízszinteket dimenzió nélküli számmal (0-5-ig) jelölő grafikon  
 Fig. 5. Diagram shows the volume of the precipitation falling down on the surface of the karst, and the measured water levels with numbers (0-5) without dimension

A karsztra hulló felszíni csapadék mennyiségét és a „Nagyutfánál” mérhető vízszinteket dimenzió nélküli számmal (0-5-ig) jelöltük és közös grafikonon ábrázoltuk (5. ábra). Látható, hogy 2013-ban a megnövekedett csapadékokra néhány napon belül reagált a patak vízszint változása, majd

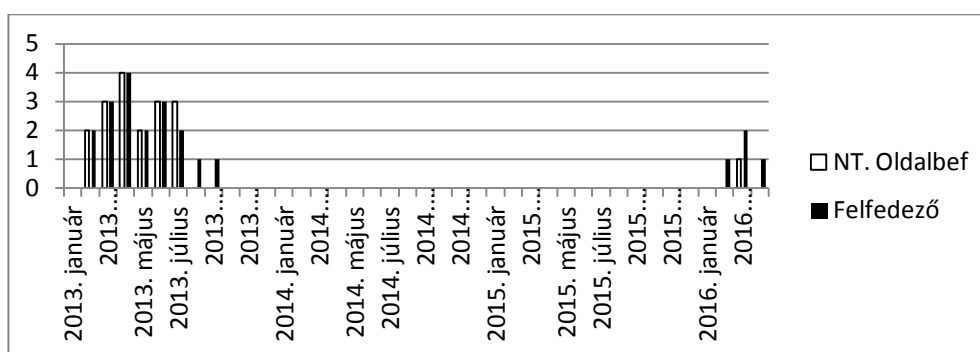
2014-ben egy-egy nagyobb esőt követően megjelent a patak vize, de a medret többnyire kiszáradva találtuk. Annak ellenére, hogy volt beszivárgás, az már nem jelent meg a barlang felső szakaszán folyóvíz formájában. Változást csak 2016 februárjában tapasztaltunk, amikor a beszivárgó víz már nem tudott elegendő ütemben lejjebb szállni a mélyszintekre, így csökkent intenzitással megjelent patak formájában. Láthatóan alacsony vízhozamot produkált, hiszen a leürült mélyszintekre történő leszivárgás folyamatos. Legszárazabb őszi 2015-ben volt, amikor 3 hónapon keresztül száraz patakmederben járhattunk 900 m-ig.



6. ábra: A karsztra hulló felszíni csapadék mennyiségét és a „Buzogánynál” mérhető vízszinteket dimenzió nélküli számmal (0-5-ig) jelölő grafikon  
Diagram shows the volume of the precipitation falling down on the surface of the karst, and the water levels with numbers (0-5) without dimension.

A „Fő-ág” középső szakaszának tekinthető „Buzogánynál” (1520 m) minden alkalommal észleltünk vízfolyást, azonban ennek mértéke is a „Nagyutfánál” tapasztaltak szerinti korrelációt mutatta. 2013 májusáig a vízszint folyamatosan emelkedett, onnan egyenletes csökkenést mutatott a 2014 májusában beállt alapszintig. 2016 januárig a beszivárgó csapadék mennyiségét nem követte a patak vízszint változása, ehelyett stagnált egy alapértéken (6. ábra). Hasonló megfigyelést tettünk a csepegővizek esetében is, amelyek gyűjtése (a mennyiség drasztikus lecsökkenése miatt) egyre nehezebbé vált. Vízhozamváltozást csak a 2016 februári nagy esőzések hoztak. Mivel ez a szakasz már jóval közelebb van a mélyszint víztároló rétegeihez és a különböző pontokról érkező összefolyások is itt egyesülnek, ezért a „Buzogánynál” tapasztalt vízszint csökkenés 2016 március-áprilisban kisebb mértékű volt mint a felső szakaszhoz tartozó „Nagyutfánál”. Megfigyeltük, hogy a felszíni csapadék egy része a felső járatokba, másik része pedig már közvetlenül az alsó járatokba szivárog. A felső járatokból nyelőkön keresztül ürül a víz az alsó járatokba. Kisebb felszíni csapadék esetén a

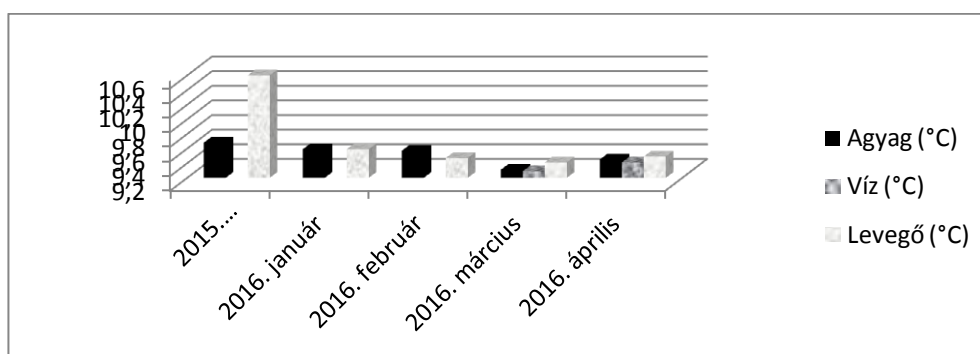
leürülő felső járatok szárazak maradnak, mivel a csapadék nagy része az alsó járatokba szivárog. Az alsójáratokból folyamatos az elfolyás a Kis- és Nagy-Komlós forrásokba.



7. ábra: A „Nagyutufa” kis patakja és a „Felfedező-ágnak” vízhozam változását dimenzió nélküli számmal (0-5-ig) jelölő grafikon

Fig. 7. Diagram shows the change of the runoff of the Felfedező-ág (Discovery branch) and the small stream of Nagytufa with numbers (0-5) without dimension

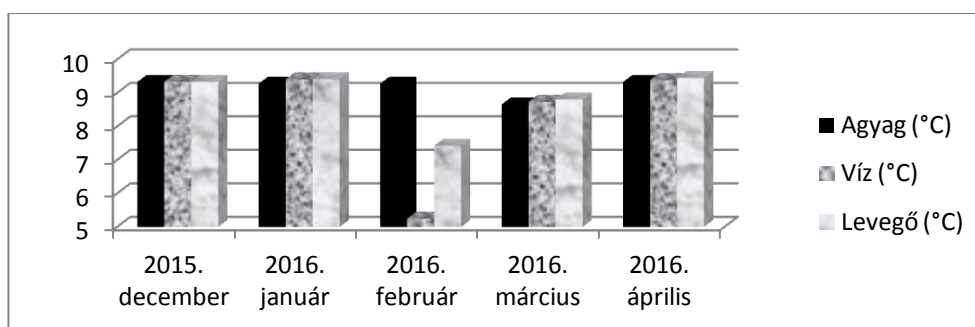
A „Nagyutufa” kis patakja és a „Felfedező-ágnak” vízhozam változása közös diagramban ábrázolva igazolja korábbi állításainkat (7. ábra). Mindkét időszakos vízfolyásból azonos vízhozamot észleltünk, de valószínűleg a „Nagyutufa-oldalsó” vízbefolyása kisebb vízgyűjtő területtel rendelkezik, így abban hamarabb tűnt el a víz, mint a „Felfedező-ágban”.



8. ábra: A Béke-barlang „Nagyutufa” utáni barlangszakaszán rögzített agyag-, víz- és levegő-hőmérséklet (-15 cm mélységben) adatait bemutató grafikon

Fig. 8. Diagram shows the data of the bottom temperature (-15 cm), stream temperature and air temperature in the Béke Cave (Peace Cave) behind the Nagytufa.

A Béke-barlang „Nagyfufa” utáni barlangszakaszán rögzített folyóvíz, léghőmérséklet valamint aljzat-hőmérséklet (-15 cm mélységben) adatait a 8. ábrán láthatjuk. Közepes vízhozam a patakban márciusban jelent meg és ez 0,2°C-al lehűtötte mind az agyag mind a levegő hőmérsékletét. Az áprilisi alacsony vízhozam magasabb hőmérsékletű volt, azonban környezetét hasonló mértékben hűtötte le. Látható a diagramból, hogy az agyag hőmérséklete lassabban és kisebb mértékben reagál a léghőmérséklet ingadozásaira, ezért is használható az átlaghőmérséklet meghatározására.



9. ábra: A Baradla-barlang „Nehéz-úti” barlangszakaszán rögzített agyag-, víz- és levegő-hőmérséklet (-15 cm mélységben) adatait bemutató grafikon  
 Fig. 9. Diagram shows the data of the bottom temperature (-15 cm), stream temperature and air temperature in the Baradla Cave at the Nehéz-út.

A Baradla-barlang „Nehéz-úti” barlangszakaszán rögzített folyóvíz, léghőmérséklet valamint aljzat-hőmérséklet (-15 cm mélységben) adatait a 9. ábrán láthatjuk. December-januárban csak állóvizet találtunk, mely a környezetével azonos hőmérsékletet vett fel. Közepes árvíz a „Styx-patakban” februárban jelent meg és ez 0,2°C-al lehűtötte az agyagréteget, de 4°C-al hűtötte le a levegő hőmérsékletét. A márciusi és áprilisi vízhozam fokozatosan lecsengő, magasabb hőmérsékletű volt, azonban környezetét hasonló mértékben hűtötte le. Látható a diagramból, hogy az agyag hőmérséklete lassabban és kisebb mértékben reagál a léghőmérséklet ingadozásaira, viszont lassabban is áll vissza a februári árvíz hűtő hatása után.

I. táblázat

Table I.

A Baradla-barlang „Nehéz-úti” szakaszán mért klímparaméterek a felszíni csapadék mennyiségével összehasonlítva.

Comparative data of the climate parameters at the Nehéz út (Baradla Cave) and the quantity of surface precipitations.

Év	hónap	Felszíni átl. Hőm.(°C)	Havi csapad. (mm)	Tkörny (°C)	CO2(ppm)	Folyóvíz(°C)
2015	11	5,2	6,2	9,52	3100	9,48
2015	12	1,5	4,0	9,34	3300	9,33
2016	1	-3,2	9,2	9,42	2400	9,41
2016	2	3,9	108,8	7,43	3480	5,29
2016	3	5,7	44,2	8,75	1513	8,59
2016	4	11,3	28,3	9,45	2760	9,39

II. táblázat

Table II.

A Béke-barlang „Nagyufagát” utáni szakaszán mért klímparaméterek a felszíni csapadék mennyiségével összehasonlítva.

Comparative data of the climate parameters in the Béke Cave (Peace Cave) behind the Nagyufafa and the quantity of surface precipitations.

Év	hónap	Felszíni átl. Hőm.(°C)	Havi csapad. (mm)	Tkörny (°C)	CO2(ppm)	Folyóvíz(°C)
2015	11	5,2	6,2	10,45	2980	
2015	12	1,5	4,0	10,6	1583	
2016	1	-3,2	9,2	9,59	700	
2016	2	3,9	108,8	9,47	2621	
2016	3	5,7	44,2	9,41	3025	9,29
2016	4	11,3	28,3	9,49	6350	9,41

Az I. táblázat a Baradla-barlang „Nehéz-úti” szakaszát, míg a II. táblázat a Béke-barlang „Nagyufagát” utáni szakaszát mutatja, néhány napos eltéréssel történt mintavételezésből. Láthatóan a Baradlában februárban levonuló árvíz jelentős mennyiségű szén-dioxidot hozott, majd az árhullám levonulása után a szén-dioxid szint is visszacsökkent. Áprilisban átmeneti időszakba érkeztünk, mely a légáramlás lecsökkenésével és a csepegő-folyóvizeken keresztül bejutó szén-dioxid kisebb mértékű kiszellőztetésével járt. A Béke-bg esetében az árhullám 2 hét késéssel érkezett, azonban lassabban csengett le, mint a Baradlában. A barlang gyenge szellőzése miatt a behozott szén-dioxid szintje jelentősen megemelkedett. Mindkét táblázatból látható, hogy téli időszakban (amikor a felszíni levegő a barlangokat jelentős mértékben átszellőzteti) a barlangban megjelenő aktív vízfolyások által behozott szén-dioxid feldúsulása az alapszint kétszeresét is elérheti.

#### 4. Következtetések

A felszíni csapadék csak akkor jelenik meg csepegő víz formájában a barlangban, ha

a. elég nagy mennyiségű,

b. a barlang és a felszín közötti repedések a kőzetben telítettek. Ha ezek már korábban leürültek, akkor először ezeknek kell feltöltődniük, és csak aztán növekszik meg a barlangban a csepegés intenzitása. Először nem a friss csapadék érkezik le, hanem az kiszorítja repedésekbe már régebben beérkezett, és ott tárolódó csapadékot. Ha ezek a repedések telítettek, a friss csapadék hatása a barlangi csepegő vizekben is gyorsabban jelentkezik. Bódis Ferenc barlangi túravezető hívta fel a figyelmünket 2016. februárjában a Baradla-barlang fekete-termi feljárata mellett a folyamatosan működő "*cseppkő-csapra*", ahol egy kis sztalaktitból gyakorlatilag folyamatosan folyt a víz.

A barlangi patak vízhozamában azonban sokkal gyorsabban, akár néhány óra alatt is jelentkezhet a felszíni jelentősebb csapadék, azonban ennek a levonulása is sokkal gyorsabb: 2016. februárjában csak egy napig, sőt, csak néhány óráig borította pl. a Baradlában, a Kerülőben az Acheron-patak kiáradt vize a betonjárdát. Ha az aktív Főág alatti vízvezetők is leürültek már, akkor a barlangba a patak által beszállított víz is hamar leérkezik a barlangi nyelőkön keresztül a mélyebb szintre, és akkor a vízfolyás nem fog végig futni a barlangon. Ezért van az, hogy pl. a Baradlában az óriások-termi nyelőig csak nagyon ritkán (nem is minden évben!) jut el a Styx vize, csak akkor, ha már az Alsó-barlang járatai is telítettek! Ezeket a tényeket a több évig tartó havi rendszerességű látogatásaink alatt tett megfigyeléseink igazolják.

Patakos barlangjainkban a vízszintváltozás drasztikus is lehet! Ha derékon felül ér a 9 °C-os víz, fennáll a kihülés veszélye! Megfelelő ruházat, jó fizikai állapot, megfelelő táplálkozás szükséges. A vizsgált barlangokban a hőmérséklet közel állandó, csak a ki- be menetelnél okozhat problémát a külső-belső hőmérséklet különbözősége. A felszíni hőmérséklet változása megváltoztatja a barlangi huzat irányát, kis különbség esetén akár naponta többször is! A huzat irányváltása nem pillanatszerű. Kis kubaturájú szakaszban, több túrázó esetén veszélyesen lecsökkenhet az oxigén mennyisége, ill. megnőhet a szén-dioxid koncentrációja! 4-5 %-os széndioxid tartalom először meleg érzetet, fáradtságot, izzadást okoz, ájulást, majd (1 óra elteltével) akár halált is eredményezhet!

Mivel 1965 szilveszterén (Magyari Gábor akkori barlangigazgató szóbeli közlése alapján) erős felmelegedés volt (vagyis a felszíni és a bar-

langi levegő hőmérséklete közel azonos volt), valószínűsítjük, hogy a légáramlás irányának megváltozásakor a szűk, több ember által (kézi karbidlámpákkal) felkeresett „*Styx-ágban*” elfogyott a levegő, ill. veszedelmesen felgyülemlett a szén-dioxid. Ennek tünetei jelentkeztek a nyilván kissé ki-merült, az akkori szinten álló ruházattal felszerelt, a kihülés miatt gyengébb ellenálló képességű fiatalokon, és ez vezetett hármuk tragikus halálához. A szén-dioxid időleges felszaporodásának észlelésére a legjobb példa az a mérésorozat, amelyet három éven át folytattunk a Baradla- és Békebarlangokban. Korábban ezeket a jelenségeket nem volt módunk tanulmányozni, mert azok rövid ideig tartottak és nem estek egybe az időszakos észlelésekkel.

### **Köszönetnyilvánítás**

Észleléseink és vizsgálataink nem jöhettek volna létre Kiss Klaudia, Sztratiev Balázs, Leél-Őssy Zsolt és Stieber Bence aktív részvétele nélkül. Mérési eredményeinket Gallasz Alexandra és Bukri Gergely segítette feldolgozni.

### **IRODALOM**

- FODOR I.* (1984): A barlangok éghajlati és bioklimatológiai sajátosságai. – Akadémiai kiadó, Budapest, 190 p.
- HERCZEG L.* (2008): A szén-dioxid koncentráció hatása az ember közérzetére és az irodai munka teljesítményére. – Doktori értekezés, BME Gépészmérnöki kar
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. - A karsztfejlődés variációi. – Akadémiai kiadó, Budapest, 310 p.
- LEÉL-ŐSSY SZ. – STIEBER J.* (2014): Különös szén-dioxid szintek a Békebarlangban. – Karsztfejlődés XIX. pp. 225 – 230.
- STIEBER J. – LEÉL-ŐSSY SZ.* (2015): Megváltozott vagy csak visszaváltozott a Béke-barlang klímája?. – Karsztfejlődés XX. pp. 263 – 283.

**A BARADLA–DOMICA-BARLANGRENDSZER HIDROLÓGIAI  
KUTATÁSÁNAK EREDMÉNYEI**

**SUMMARY OF THE HYDROLOGICAL RESEARCH OF THE BA-  
RADLA–DOMICA CAVE SYSTEM**

GRUBER PÉTER

Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, 3758 Jósvafő, Tengerszem oldal 1.  
E-mail: gruber.anpi@gmail.com

*Abstract: This paper analyses the hydrological features of Baradla Cave. Together with the Slovakian caves the Baradla-Domica cave system is a UNESCO world heritage site and the preservation of karst water, as a drinking water reservoir is a very important task. First of all, the water balance (precipitation, infiltration water, seepage water and evapotranspiration water) of the catchment area was defined. Secondly, the changes in different physicochemical parameters (water temperature, pH, electric conductivity, dissolved oxygen content, redox potential and nitrate concentration) of karst water were defined by using fixed and mobile monitoring sites during a rapid and slow melting of snow. The quality (chemical parameters) of dripping water was also examined during these periods. We found that the extreme water level fluctuations imply changes in water quality parameters that affect drinking water quality. Further monitoring would be particularly important since it provides an opportunity to understand the changes in trends and thus the future development of a more accurate protection strategy for the catchment area.*

## **1. Bevezetés**

A mára már több mint 26 km összhosszúságú Baradla–Domica-barlangrendszer az Aggteleki- és a Szlovák-karszt barlangjaival együtt a Világörökség részét képezik. A barlangrendszer Magyarország és Szlovákia határvidékén helyezkedik el, a Gömör–Tornai-karszt D-i részén. A felszín alatti vízhálózat és a legtöbb barlang a fennsíkokat felépítő Szilicei-takaró középső- és felsőtriász mészköveiben alakult ki. A barlang hidrogeográfiai vizsgálata a lakosság vízellátása szempontjából igen fontos. A tanulmány az 1980-as évektől megkezdett, 2000-től folyamatos vízkémiai monitoring adatai alapján vizsgálja az utóbbi évek felszínről befolyó vizeinek és a beszivárgásból származó csepegő vizeknek változásait.

## **2. Anyag és módszer**

A barlangrendszer hidrológiai alapmodellje, amelyet korábbi szakirodalom és mérések (SÁSDI 1992, MAUCHA et al. 1998, GRUBER 2004, 2006,

*GRUBER* et al. 2012, 2014), illetve és saját mérések és nyomjelzések alapján elkészítettünk, képezte a terepi és térinformatikai adatfeldolgozás alapját. A befolyó vizek elemzése YSI multiparaméteres vízminőség monitoring rendszer felhasználásával készült, amely a következő paramétereket mérte (zárójelben a mérési hibahatárok kerültek feltüntetésre): hőmérséklet ( $\pm 0,01^\circ\text{C}$ ), pH ( $\pm 0,1$ ), oldott oxigén tartalom ( $\pm 1\%$ ), vezetőképesség ( $\pm 0,001 \text{ mS/cm}$ ), redox potenciál ( $\pm 20 \text{ mV}$ ), nitrát koncentráció ( $\pm 0,1 \text{ mg/L}$ ). A beszivárgó vizek elemzése során fél liter gyűjtött csepegő vizet használtunk fel, amit szintén a fenti monitoring rendszer segítségével elemeztünk. A kapott adatok kiértékelését térinformatikai eszközökkel végeztük.

### **3. A Baradla–Domica-barlangrendszer hidrogeológiai váza**

A Sajó felől hátravágódó vízfolyások völgyfői hátravágódásuk során minden irányból megközelítették a karszt peremét, de sehol sem érik el azt. A karsztos vonulattól É-on pár száz méterre, DK-en pedig 1-2 km távolságra átlagosan 300–400 m magas, kavicsos fedett vízválasztó hát emelkedik. A vízválasztó hát lapos tetőiről részben Ny felé, a Sajó-völgybe torkolló völgyek irányába folynak le a vizek, másrészt a karszt pereme felé tartanak, ahol a karsztperemi víznyelőkben elnyelődnek.

A hosszúsói peremi polje víznyelői és a Béke-barlang Nagy-völgyi víznyelője közt minden felszíni vízfolyás víznyelőbe torkollik és a karszt járatrendszerén keresztül folyik el. Az Aggteleki-fennsík tetői alatt a Baradla-Domica bűvópatak-rendszere vezeti le a vizeket a Jósva-forrás felé. A forrás legtávolabbi víznyelője, az Ördög-lyuk 343 m tszf. magasságban található. A Szilicei-fennsík D-i pereméről induló időszakos vízfolyás az Aggteleki-fennsík mészkőásványánál nyíló tágas víznyelőben tűnik el. Itt kezdi földalatti útját a Domica főfolyosóját kialakító Styx-patak, amely további útja során a karsztperem többi víznyelője felől érkező vizekkel gyarapodik.

A Domica közvetlen környezetében állandó felszíni vízfolyás azonban nem található. A barlanghoz legközelebb eső ilyen állandó vízfolyás a Kecő-patak. Vize a Kecő melletti karsztforrásokból ered. A patak azonban nem a Domica-barlang irányába folyik, hanem a Kecő-völgyön keresztül kanyarogva a magyar határ irányába tart. Felvesz néhány autochton mellékfolyást, és Jósvafő mellett a Jósva-patakba ömlik. A Kecő-patak vizének egy része azonban elnyelődik a mederben és a föld alatt folytatja útját. A 2006-ban elvégzett víznyomjelzéses vizsgálat bebizonyította az itt elnyelődő vizek és a Jósva-forrás (Hosszú–Alsó-barlangon keresztüli) összefüggését (*HAVIAROVÁ–GRUBER* 2006). A patak egész vízgyűjtő területe ezzel köz-

vetett úton rákapcsolódik a Baradla szélesebb értelemben vett vízgyűjtőjére. Ebből kifolyólag a Baradla vízgyűjtő területébe a Milada-barlang, ill. az egész borzova-kecsői felszín alatti vízrendszer is beletartozik, mivel a Kecői-források vize innen származik (1. ábra).



Ω 1. ● 2. ● 3. ● 4. ● 5.

1. ábra: A Baradla–Domica-barlangrendszer vízgyűjtő területe  
 Jelmagyarázat: 1. barlang, 2. víznyelő, 3. forrás, 4. katavotra, 5. tó  
 Fig 1: The catchment area of Baradla Domica cavesystem  
 Legend: 1. cave, 2. sinkhole, 3. spring, 4. estavelle, 5. lake

A felszíni és a barlangi víznyelők és a Jósva-forrás összefüggés vizsgálatát nagyon sokan vizsgálták (SÁSDI – SZILÁGYI 1986, SÁSDI – SZILÁGYI 1993, GRUBER – GAÁL 2014), eredményeiket az I. táblázat foglalja össze.

1. Táblázat:  
Table 1

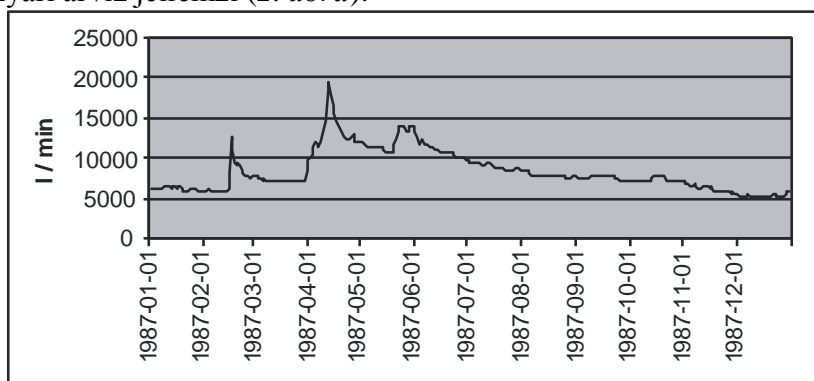
A víznyomjelzéses vizsgálatok eredményei  
The results of tracing tests

Időpontja	Név	Nyomjelzés helye	Megjelenés helye	Távolság légvonalban [m]	Átfutási idő [óra]	Áramlási sebesség [m/h]
1932	Kessler H.	Domica	Styx-patak Baradla	1500	-	-
1936	Kessler H.	Bábalyuk-víznyelő	-	3750	-	-
1936	Kessler H.	Óriás-termi-víznyelő	Jósva-forrás	470	-	-
1951	Jakucs L.	Vaskapu-víznyelő	Jósva-forrás	2260	-	-
1953	Jakucs L.	Farkaslyuk	Jósva-forrás	80	-	-
1957	Jakucs L.	Rövid-Alsó-barlang	Jósva-forrás (Tárho-forrás)	110	-	-
1960	Kessler H.	Bábalyuk-víznyelő	Jósva-forrás	3750	600	6,25
1969	ÉPSU SE	Vaskapu-víznyelő	Jósva-forrás	2260	-	-
1970	ÉPSU SE	Kis-Baradla-víznyelő	Viasz utca	800	24	33,3
1970	ÉPSU SE	Zomborlyuk	-	-	-	-
1970	Szenthe I.	Négerkuhnyó-víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	1360	29	47
1970	Szenthe I.	Sárkányfej-víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	810	87	9,3
1970	Szenthe I.	Óriás-termi-víznyelő	Jósva-forrás (Tárho-forrás)	470	28	16
1971	Dénes Gy.	Nászagy-víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	1380	30	46
1975	Baradla Csoport	Nehéz út II. sz. víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	2730	88	31
1975	Baradla Csoport	Dancza-víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	3140	136	23
1976	Baradla Csoport	Vaskapu-víznyelő	Jósva-forrás	2260	288	8
1977	Baradla Csoport	Vaskapu-víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	2260	42	54
1977	Baradla Csoport	Minerva-víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	1430	25	57
1977	Baradla Csoport	Minerva-víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	1430	34	42
1977	Baradla Csoport	Bábalyuk-	Jósva-forrás	3750	312	12

	port	víznyelő	(Medence- és Cső-forrás)			
1978	Baradla Csoport	Óriás-termi-víznyelő	Jósva-forrás (Tárho-forrás)	470	2	235
1978	Baradla Csoport	Acheron-víznyelő	Acheron-patak	100	0,5	200
1978	Baradla Csoport	Nehéz út III. sz. víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	2670	67	40
<b>Időpontja</b>	<b>Név</b>	<b>Nyomjelzés helye</b>	<b>Megjelenés helye</b>	<b>Távolság légvonalban [m]</b>	<b>Átfutási idő [óra]</b>	<b>Áramlási sebesség [m/h]</b>
1978	Baradla Csoport	Kis-Baradla-víznyelő	Styx-patak	100	2	200
1980	Baradla Csoport	Óriás-termi-víznyelő	Jósva-forrás (Tárho-forrás)	470	12	39
1981	Dénes Gy.	Zomborlyuk	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	2750	136	20
1984	Baradla Csoport	Vaskapu-víznyelő	Jósva-forrás	2260	91	25
1986	MTA Izotóp Intézet	Minerva-víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	1430	92	155
1986	MTA Izotóp Intézet	Nehéz út II. sz. víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	2730	-	-
1987	Baradla Csoport	Zomborlyuk	Vörös-oldalág (Retek-ág)	600	2	300
1987	Baradla Csoport	Kecső-patak medernyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	3040	160	19
1987	Baradla Csoport	Kastélykút	-	-	-	-
1988	Salamon G.	Farkaslyuk	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	80	2	40
2000	Gruber P.	Vörös-tői víznyelő	Vörös-tó	50	-	-
2001	Gruber P.	Mész-völgyi-víznyelő	Szultánpamlaga	150	12	12,5
2005	Gruber P.	Bábalyuk-víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	3750	40	93,75
2005	Gruber P.	Domica Styx-ág medernyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	4650	63	73,8
2005	Gruber P.	Nehéz út II. sz. víznyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	2760	44	62,72
2006	Gruber P. D. Haviarová	Kecső-patak medernyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	3040	35	86,8
2009	Gruber P. D. Haviarová	Kecső-patak medernyelő	Jósva-forrás (Medence- és Cső-forrás)	3040	886	3,4

#### 4. A Jósva-forrás hidrológiai jellemzői

A Jósva-forrás források csoport, három forrás vize jut egymás szomszédságában a felszínre. A legnagyobb hozamú a Medence-forrás, a legkisebb a Cső-forrás (a Hosszú–Alsó-barlang vize). Itt található a szélsőséges vízhozamú Táró-forrás (a Rövid–Alsó-barlang forrása). Ezek típusos sekélykarszt források, melyek vize csapadékból pótlódik. Víz tároló képessége kicsi, a víz az üregeken keresztül rövid úton a felszínre jut. A források vízminősége és hozama szélsőségesen ingadozó, a csapadéktól függően, csapadék késleltetése kicsi. A források csoport éves vízjárását a télvégi, kora tavaszi, tavaszi és kora nyári árvíz jellemzi (2. ábra).



2. ábra: A Jósva-forrás vízhozama 1987 (VITUKI)  
Fig. 2: The changes of discharge in 1987 (VITUKI)

A szélsőséges vízjárás miatt a forrás vízkémiai összetétele is szélsőségesen ingadozik (II. táblázat).

II. Táblázat  
Table II

A Jósva-forrás vízkémiai paramétereinek változása 2000-2001 között  
Physicochemical parameters of Jósva Springs between 2000 and 2001

Date	T [°C]	pH	Ca [mg/L]	Mg [mg/L]	Fe [mg/L]	Mn [mg/L]	NH <sub>4</sub> [mg/L]	HCO <sub>3</sub> [mg/L]	NO <sub>3</sub> [mg/L]	NO <sub>2</sub> [mg/L]
2000.04.04	10.6	7.21	110	8.7	0.04	0.02	0.31	366	4.8	0.01
2000.06.15	11.7	7.7	129	11.2	0.04	0.02	0.07	409	7.5	0.01
2000.08.09	12.1	7.96	133	7.6	0.38	0.36	0.01	412	4.8	0.01
2000.10.02	14.1	7.22	108	11	0.04	0.02	0.02	354	11.1	0.01
2000.12.13	13.2	7.82	99.4	12.6	0.05	0.02	0.11	343	11.2	0.01
2001.02.05	11.7	7.47	116	7.2	0.04	0	0.01	357	8.4	0.01
2001.04.17	12.2	7.29	124	7.7	0.06	0	0	372	7.9	0.01
2001.06.11	13.7	7.6	113	15.2	0	0	0.17	366	10.3	0.01
2001.08.06	13.1	7.62	103	18.1	0	0	0.15	378	11.4	0.01
2001.10.04	14.3	7.29	106	16.5	0.12	0.29	0.32	357	12.1	0.02
2001.12.10	12.5	7.7	105	10.4	0.11	0.07	0.04	354	14.1	0

#### 4.1. A Baradla-barlang vízgyűjtőjének vízmérlege

A Baradla-barlang vízgyűjtőjén és annak közelében négy csapadékmérő állomás működött a fent megjelölt időszakban: Aggteleken, az aggteleki Bagolyvágásban, a Nagy-völgyben és a jósvafői kutatóházban. A második és a harmadik állomás havi összegző, az első és a negyedik napi mérésű volt. A fenti csapadékmérő állomások 10 évi (1976-85) átlagos értékeit a *III. táblázat* tartalmazza.

III. táblázat  
Table III.

A Baradla-barlang vízgyűjtőjének 10 éves csapadékmérlege (1976-85)  
Average annual precipitation on the catchment area of Baradla Cave for 10 years (1976-85)

Csapadékmérő állomás	Mérési gyakoriság	Sokévi átlagos csapadék-összeg [mm]
Aggtelek	naponként	701
Bagolyvágás	havonként	631
Nagy-völgy	havonként	578
Jósvafő	naponként	657
Összesített átlag		641,75

A Jósva-forrás tulajdonképpen egy forráscsoport, ahol három forrás fakad. A források mellett kb. négy szökevény forrás is található. A táróból kifolyó víz a Baradla Rövid-Alsó-barlangjának forrása, a mellette lévő medencében fakadó víz és a csőből kifolyó víz pedig a Hosszú-Alsó-barlang forrása. A Baradla-barlangban eltűnő vizekre már VASS (1831) felhívta a figyelmet, és ezzel ő feltételezte elsőként egy mélyebb szintű járatrendszer létét. A nyomjelzéses vizsgálatok kimutatták, hogy a Főág alatt két, egymástól hidrológiai szempontból független barlangrendszer húzódik: a Rövid- és a Hosszú-Alsó-barlang (SÁSDI – SZILÁGYI 1986, SÁSDI – SZILÁGYI 1993, GRUBER – GAÁL 2014). Az előbbi vizét a résrendszeren átszivárgó víz mellett a két utolsó barlangi víznyelőből (Sárkányfej, Óriások terme) kapja és az ún. Táró-forráson keresztül lép a felszínre. Átlagos hozama 300 l/perc, de árvíz esetén a becslések szerint elérheti az 1 millió litert is! A Hosszú-Alsó-barlang járatai az Aggtelek község határában nyíló Bábalyuk-víznyelőtől indulnak és a Medence-forrásnál végződnek. Vizük itt két ponton jut a felszínre (Medence- és Cső-forrás) együttes hozamuk 10 000 l/perc, míg árvíznél akár 200 000 litert is felszínre juttatnak. A szinte egy pontból fakadó források mérését nem tudták külön megoldani, így egyben mérték a teljes hozamot.

A sokévi átlagos forráshozam értéke(VITUKI 1950-2000 között)  
The multi-annual discharge of Jósva springs (VITUKI between 1950-2000)

Forrás neve	Sokévi átlagos vízhozam [m <sup>3</sup> /d]
Jósva-forrás	14364

A sokévi átlagos forráshozam összegét ( $\bar{Q}$ ) úgy határoztuk meg, hogy a sokévi átlagos vízhozam napra vonatkozó összegét átszámítottuk éves értékre, vagyis megszoroztuk 365-el:

$$\bar{Q} = 14.364 \times 365 = 5.242.860 \text{ [m}^3\text{]}$$

A sokévi átlagos csapadékösszeg értékét ( $\bar{C}$ ) megszorozzuk a vízgyűjtő terület m<sup>2</sup>-ben megadott felületével, hogy m<sup>3</sup>-ben kapjuk meg a vízgyűjtőre hullott sokévi átlagos csapadékmennyiséget. A már korábban meghatározott karsztos és nem karsztos vízgyűjtők együttes, azaz a Jósva-forrás teljes vízgyűjtő terület kiterjedése 29,83 km<sup>2</sup>, amely részben tartalmazza a Kecső-Milada rendszer irányából érkező és elnyelődő vizeket, de mivel nem tudjuk az elnyelődő víz pontos mennyiségét, ezért néhány %-os bizonytalanságot tartalmaz. A vízgyűjtő terület m<sup>2</sup>-ben kifejezett értéke tehát 29.830.000 m<sup>2</sup>. Ennek szorzata a m-ben megadott csapadék összeggel (0,642 m) megadja a vízgyűjtő területre esett csapadék sokéves átlagos értékét m<sup>3</sup>-ben, azaz

$$\bar{C} = 29.830.000 \times 0,642 = 19.150.860 \text{ [m}^3\text{]}$$

A sokévi átlagos beszivárgás ( $\bar{B}$ ) értéke a fentiek figyelembevételével az alábbi:

$$\bar{B} = \frac{14.364 \times 365}{0,642 \times 29.830.000} \times 100 = 27,37 \approx 27\%$$

Ez annyit jelent, hogy a sokévi átlagban beszivárgott csapadék mennyiség a Baradla vízgyűjtő területén: 173 mm.

MAUCHA (1990) tanulmányában az Aggteleki-fennsík barlangjainak (Kossuth-, Vass Imre-barlang) vízgyűjtő területére dolgozta ki a karsztos térszínre számítandó  $K_L$  lefolyási korrekciót (értéke 2%), melyet jelen vízmérlegben is elfogadunk.

A fenti eredmények birtokában megállapítható, hogy a 27 %-os beszivárgás és a 2%-os felszíni lefolyás esetén a sokévi átlagos evapotranszspiráció értéke a sokévi átlagos csapadékösszeg 71%-a, vagyis 456 mm.

A Baradla-barlang vízgyűjtő területének vízmérleg eredményét az V. táblázatban adjuk meg:

V. táblázat  
Table V.

*A Baradla-barlang vízgyűjtőjének vízmérlege  
The water balance of the catchment area belonging to Baradla Cave.*

Sokévi átlagos							
Csapadékösszeg		Beszivárgás		Felszíni lefolyás		Evapotranszspiráció	
[mm]	%	[mm]	%	[mm]	%	[mm]	%
642	100	173	27	13	2	456	71

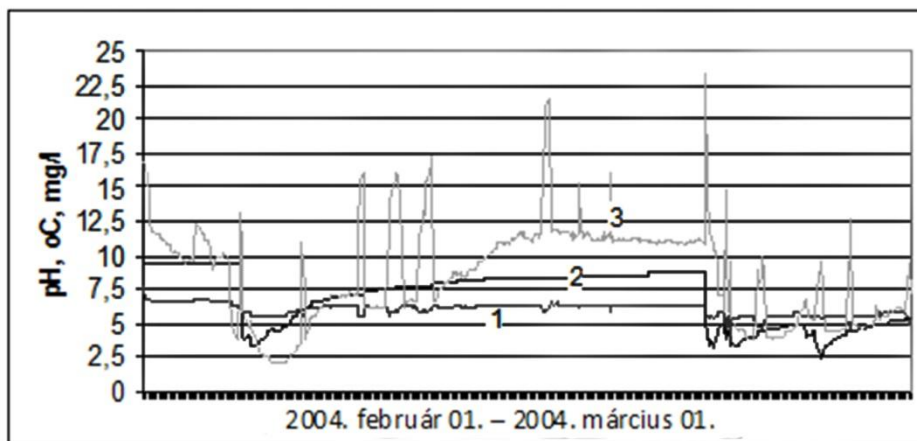
Ezen értékek összevetve a Gömör–Tornai-karszton végzett korábbi vizsgálatokkal, jelentős hasonlóságot mutat. 10 éves vizsgálati ciklusban a beszivárgást 26 %-ban, az evapotranszspiráció értékét 74 %-ban határozták meg (MAUCHA 2000).

## 5. A Baradla-barlang befolyó vizeinek vizsgálata

A felszínről beszivárgó vizek minőségét a karsztokat borító talajok, növényzet, emberi beavatkozás jelentős mértékben befolyásolja. A talaj és növényzet azáltal, hogy bizonyos anyagokat (pl. nehézfémek) megköt, a beszivárgó vizek minőségét megváltoztathatja. A befolyó vizek minősége azonban a rendszeren átáramlik és a forrásokban felbukkanó vízben megjelenhet olyan káros anyag, ami a víznek ivóvízként történő felhasználását korlátozza. A Baradla-barlang hidrológiai vizsgálatával és a források vízkémiai elemzésével több kutató is foglalkozott (MAUCHA 1930, DUDICH 1930, KESSLER 1955, JAKUCS 1960, SÁSDI 1992; STIEBER 1995, MAUCHA et al. 1998, SZŐKE–KEVEINÉ 2003, GRUBER 2004, 2006, GRUBER et al. 2012, 2014).

A vizsgálatokhoz a Styx és az Acheron patakba 1-1 db fixen telepített YSI multiparaméteres szondát építettünk be. A hálózat folyamatosan mérte a hőmérséklet, pH, oldott oxigén tartalom, vezetőképesség, redox potenciál, nitrát koncentráció értékeit. Az automatikus adatrögzítés után értékeltük ki az adatokat. Az árvizek megindulása esetén a folyamatos monitorozás rögtön kiszűri a külső, pl. szántóföldi eredetű szennyező anyagokat. A korábbi évek szórványmérései alapján jelöltük ki azokat a pontokat, ahol rendszeres monitorozásra van szükség. Alkalmi pontszerű vizsgálatokat is végeztünk. Több ponton mobil mérési helyet kell kialakítani, melyek

rendszeres észlelést igényelnek. Csak így szűrhetők ki azon pontok, amelyek szintén jelentős szennyezőanyagot juttatnak a barlangba. A következő ábrákon (3-6. ábra) az Acheron-patak vízkémiai paramétereinek változásait figyelhetjük meg, lassú hóolvadás és hirtelen olvadásból eredő vízbefolyás esetén.



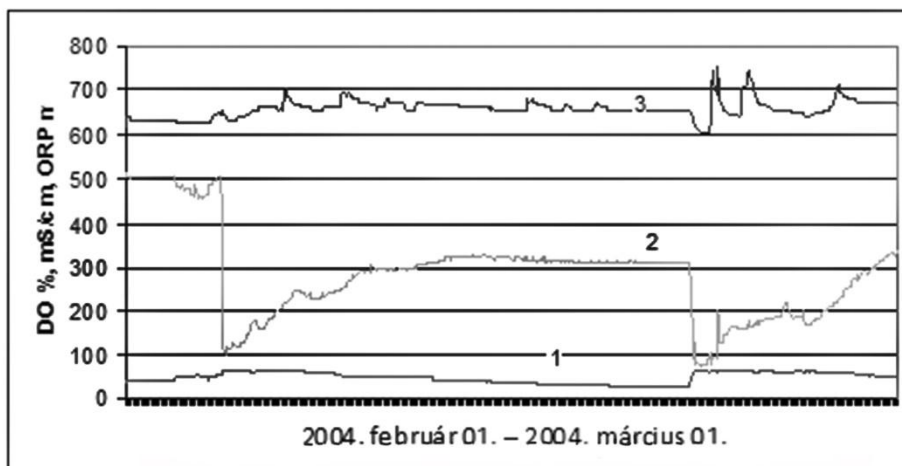
1 2 3

3. ábra: Az Acheron-patak vize lassú hóolvadáskor (2004. február)

Jelmagyarázat: 1. pH; 2. hőmérséklet; 3.  $\text{NO}_3^-$

Fig. 3: Acheron Stream, low melting of snow (February 2004)

Legend: 1. pH; 2. temperature; 3.  $\text{NO}_3^-$



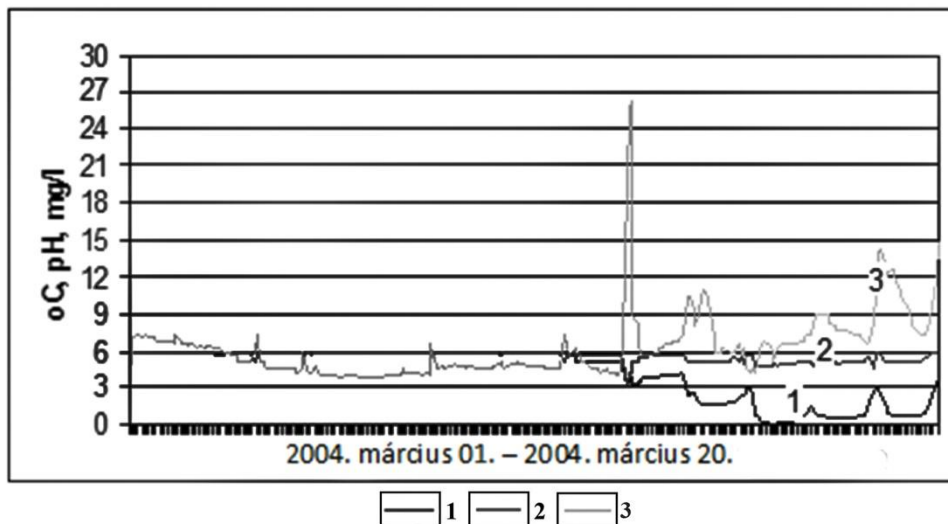
1 2 3

4. ábra: Az Acheron-patak vize lassú hóolvadáskor (2004. február)

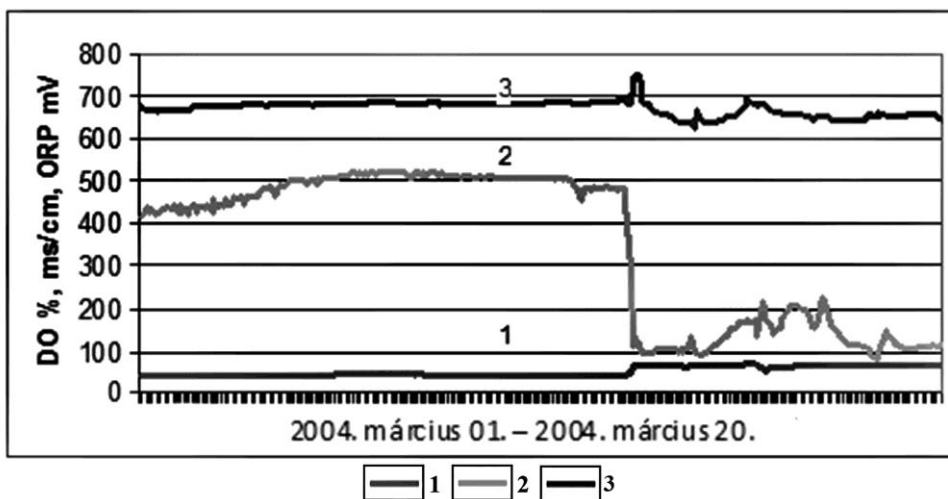
Jelmagyarázat: 1. oldott oxigén; 2. vezetőképesség; 3. redox potenciál

Fig. 4: Acheron Stream, low melting of snow (February 2004)

Legend: 1. dissolved oxygen; 2. conductivity; 3. redox potential



5. ábra: Az Acheron-patak vize hirtelen hóolvadáskor (2004. március)  
 Jelmagyarázat: 1. pH; 2. hőmérséklet; 3.  $\text{NO}_3^-$   
 Fig. 5 Acheron Stream, flooding after sudden snowmelt (March 2004)  
 Legend: 1. pH; 2. temperature; 3.  $\text{NO}_3^-$



6. ábra: Az Acheron-patak vize hirtelen hóolvadáskor (2004. március)  
 Jelmagyarázat: 1. oldott oxigén; 2. vezetőképesség; 3. redox potenciál  
 Fig. 6 Acheron Stream, flooding after sudden snowmelt (March 2004)  
 Legend: 1. dissolved oxygen; 2. conductivity; 3. redox potential

Megállapítható tehát, hogy az Acheronon a hőmérséklet emelkedése következtében meginduló hóolvadások során napi intenzitású árvízi hullám megy végig a patakon. Vízhozam mérés a barlang ezen szakaszain a mérések időpontjában és jelenleg sem működik. Az oldott oxigéntartalom az olvadás megindulásával, az első lökéshullámmal hirtelen megnövekszik. A vezetőképesség, ami a hőmérséklettel azonosan változik, árvíz idején hirtelen lecsökken. A pH az intenzív befolyás idején jelentősen lecsökken, akár 2 értékkel is! A redox potenciál ugrásszerűen megnő a lökéshullámok megindulásával, majd ugyanúgy hirtelen lecsökken az intenzív befolyások megszűntével. A nitrát tartalom a víz, illetve a bemosódás megindulásával látványosan megemelkedik, majd fokozatos csökkenést mutat. A befolyások egyre gyengülnek, majd megindul a patak fokozatos melegezése. Az átfolyás megszűnik, és a medenceszerű mélyedésekben állóvizek alakulnak ki. A hőmérséklet 8,8°C körül állandósul. Az oldott oxigén tartalom először stagnál, majd folyamatos lassúsággal csökken. A pH kis kilengésekkel 7,8 körül állandósul. A redox potenciál kismértékben, de növekszik, míg a vezetőképesség folyamatosan csökken. A nitrát koncentráció a kémiai reakciók következtében fokozatosan csökken.

## 6. A Baradla-barlang csepegő vizeinek vizsgálata

Csepegő mintákat első alkalommal 2009. januárjában gyűjtöttük, mivel a január végi hótakaró olvadás után számos ponton indult meg az aktív csepegés. A mintavételi helyeken 0,5 l mintát gyűjtöttünk, amit a helyszínen elemeztünk. A következő mintavételre április közepén került sor. A vizsgálatokhoz mobil YSI multiparaméteres szondát használtunk, amely mérte a minta hőmérsékletét, pH-ját, oldott oxigén tartalmát, vezetőképességét, redox potenciálját és a nitrát koncentrációt (VI, VII. táblázat).

VI. táblázat:  
Table VI

Csepegő vizek vízkémiai paraméterei (2009. január)  
Chemical parameters of drip waters (January 2009)

Hely	Hőm. [°C]	Vezetőképesség [mikroS/cm <sup>2</sup> ]	Oldott ox. [%]	pH	Redox pot. [mV]	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> [mg/l]
1. Pítvar	10,09	246,0	21	9,53	20,1	0,095
2. Csontház-terem	9,58	244,0	38,5	9,55	29,4	0,551
3. Róka-ág 1.	9,8	269,0	10,4	9,45	8,7	0,115
4. Róka-ág 2.	9,82	287,7	40,5	9,24	117,4	0,014
5. Róka-ág 3.	9,91	295,9	39	9,02	191,1	0,512
6. Kerülő	9,65	289,1	7,2	9,27	94,5	0,155
7. Fekete-terem 1.	10,2	285,4	1,1	9,24	66,1	0,025
8. Denevér-ág 1.	10,28	294,2	2,8	9,225	72,2	0,655
9. Denevér-ág 2.	10,72	339,2	3,8	9,24	76,1	0,547
10. Fekete-terem 2.	10,37	300,1	23	10,19	90,1	0,698

Hely	Hőm. [°C]	Vezetőképesség [mikroS/cm <sup>2</sup> ]	Oldott ox. [%]	pH	Redox pot. [mV]	N03- [mg/l]
11. Danca-víznyelő	11,04	309,2	3,5	9,52	88,6	0,547
12. Törökfürdő 1.	8,66	209,6	17,8	9,48	85,2	0,254
13. Törökfürdő 1.	8,65	210,6	20,6	9,48	86,6	0,965
14. Viasz-utca	9,2	309,8	28,2	9,32	90,3	0,589
15. Mórea	9,88	342,0	28,7	9,20	98,3	0,547
16. Gát	9,76	319,0	9,6	9,39	56,7	0,855
17. Csipke-terem	9,7	271,2	46,3	8,98	48,7	0,559
18. Libanon-hegy	9,85	220,7	13,7	9,24	88,7	0,115
19. Nehéz-út	9,74	398,5	5,8	9,01	106,1	0,556
20. Vaskapu	9,24	305,1	24,9	9,12	108,4	0,225
21. Törökmeccset-ág	9,37	297,0	6,5	9,08	187,1	0,654
22. Szemiramisz	9,28	323,7	39,2	9,16	147,1	0,569
23. 2350 m	9,27	347,1	5,5	8,95	142,9	0,478
24. Matyórojt	9,31	232,6	61,2	9,19	130,4	0,522
25. Csikóstanya	9,35	328,5	13,6	9,01	128,2	0,125
26. Dareiosz	9,3	243,7	46,3	9,12	88,54	0,154
27. Retek-ág	8,4	102,4	13,9	9,12	94,4	0,569
28. Anyósnylv	8,15	270,2	21,7	8,94	107,1	0,488
29. Minerva	9,32	304,6	57,7	8,85	116,2	0,965
28. 4500 m	9,15	275,4	73,6	8,95	116,7	0,441
29. 4600 m	8,82	309,1	44	8,85	125,1	0,468
30. 4700 m	8,7	354,4	21,4	8,64	147,1	0,977
31. Vörös-tó	9,24	345,2	25,1	8,75	147,3	0,425

VII. táblázat  
Table VII:

Csepegő vizek vízkémiai paraméterei (2009. április)  
Chemical parameters of drip water (April 2009)

Hely	Hőm. [°C]	Vezetőképesség [mikroS/cm <sup>2</sup> ]	Oldott ox. [%]	pH	Redoxpot. [mV]	N0 <sub>3</sub> <sup>-</sup> [mg/l]
1. Pitvar	10,04	754	13,9	8,54	188,2	1,563
2. Csontház-terem	10,58	749	26,25	8,65	175,4	1,554
3. Mórea	10,48	757	1,4	8,54	185,5	3,565
4. Libanon	9,45	978	7,6	8,94	193,2	2,264
5. Vaskapu	10,04	965	9,9	8,34	195,9	1,025
6. Törökmeccset-ág	9,39	712	11,2	8,09	192,7	1,463
7. Matyórojt	9,86	932	16,9	8,08	196,4	1,745
8. Csikóstanya	9,75	942	15,9	8,94	207,6	1,519
9. Dareiosz	9,24	549	22,9	8,11	194,2	1,375
10. Retek-ág	8,97	1078	14	8,96	206,9	2,841
11. Anyósnylv	8,62	894	18,5	8,21	202,9	1,446
12. Minerva	9,67	1033	18,3	8,02	206,2	2,157
13. 4500 m	9,56	1123	31,2	8,98	208,1	1,111
14. 4600 m	8,62	797	28,3	8,87	203,2	2,381
15. 4700 m	8,85	756	33,4	8,14	202,3	0,740

A csepegő vizeket hőmérsékletük alapján csoportokba osztottuk. Az első csoportba a 8-9°C közötti vizeket, a másodikba a 9-10°C közöttieket, a harmadikba pedig a 10°C fölötti vizeket soroltuk. Az első csoportnál a kőzet kisebb vastagsága, és tektonikai tényező (litoklázis) tette lehetővé a beszivárgó csapadék viszonylag gyors bejutását, ezért az oldat nem melegedett

fel. A második csoportba a normál körülmények között beszivárgó oldatok tartoznak. A harmadik csoportba, pedig a nagyon lassan szivárgó oldatok sorolhatók.

## 7. Összefoglalás

Meghatároztuk a Baradla-barlang vízmérlegét. Megállapítottuk, hogy a sokéves átlagos csapadékmennyiség (642 mm) 27%-át teszi ki a karsztos beszivárgás (173 mm), 2%-a felszíni lefolyás (13 mm) és 71% az evapotranszspiráció értéke (456 mm). A barlangba befolyó vizek és a cseppegő vizek kémiai paramétereit külön-külön megvizsgáltuk. A barlangi patakok és a Jósva-forrás is szoros korrelációt mutat a lehullott és elnyelődött csapadék mennyiségével, mely jelentkezik a vízhozam és a vízkémiai paraméterek változásában is. Jellemzően tél végén, kora tavasszal, tavasszal és kora nyáron fordulnak elő árhullámok a Baradla-barlangban.

A Baradla-barlang beszivárgó vizeit hőmérsékletük alapján három csoportba osztottuk. A beszivárgó vizek hőmérséklete a kőzet vastagságától, illetve tektonikai szerkezetétől függ. Vízkémiai vizsgálatokat januárban és áprilisban gyűjtött mintákon végeztünk. A beszivárgó vizek redox potenciálja, nitrát koncentrációja és elektromos vezetőképessége alacsonyabb, míg a pH-ja és az oldott oxigén koncentrációja magasabb volt januárban, mint áprilisban. Ez azzal magyarázható, hogy hóolvadáskor a beszivárgó oldatok nagy mennyiségű szerves eredetű összetevőt hoznak magukkal, amely jelentősen megnöveli az elektromos vezetőképességet. A vizsgálatokat folytatni kell a jövőben is, hogy átfogó képet kapjunk a barlangrendszer hidrológiájáról és környezetföldtanáról, mely biztosítja a barlangrendszer és a karsztvíz hatékonyabb védelmét.

## IRODALOM

- DUDICH E.* (1930): Az Aggteleki barlang vizeiről. – Hidrológiai Közlöny I., pp. 1-33.
- GRUBER P.* (2004): A Baradla-barlang hidrológiai észlelő (monitoring) rendszerének bemutatása. – Karsztfejlődés IX.: pp. 339-347.
- GRUBER P.* (2006): A Baradla-barlang környezeti monitoring rendszerének bemutatása és az eredmények értékelése. – Barlangkutatók szakmai találkozója. Szeged, CD.
- GRUBER P. – KERESKÉNYI E. – KOLTAI G. – KEVEINÉ BÁRÁNYI I.* (2012): Data on the hydrogeographical conditions of Baradla cave: seepage

- and drip waters. – *Acta climatologica et chorologica*. Universitatis Szegediensis, Tomus 46, pp. 125–134.
- GRUBER P. – KERESKÉNYI E. – KOLTAI G. – KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2014): Adatok a Baradla-barlang hidrogeográfiai viszonyaihoz, különös tekintettel a befolyó és csepegő vizekre. – ANP füzetek, Jósvalfő, pp. 9-27.
- HAVIAROVÁ, D. – GRUBER P.* (2006): Stopovacia skúška v jaskyni Milada. – *Aragonit*, 11, pp. 43-45.
- GRUBER P. – GAÁL L.* szerk. (2014): A Baradla–Domica-barlangrendszer – A barlang, amely összeköt (monográfia) – Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, pp. 1-512.
- JAKUCS L.* (1960): Az Aggteleki barlangok genetikája a komplex forrás-vizsgálatok tükrében. – *Karszt és Barlangkutató*. 1959. (I) pp. 37-77.
- KESSLER H.* (1955): Forrástani részletvizsgálatok az Aggteleki karsztvidéken. VITUKI beszámoló 1954-ről, VITUKI, Budapest, pp. 1-134
- MAUCHA L.* (1990): A karsztos beszívárgás számítása. – *Hidrológiai közlöny*, pp. 153-161.
- MAUCHA L.* (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai. 1958-1993. – A VITUKI Rt. Hidrológiai kiadványa. VITUKI Budapest. p. 1-414.
- MAUCHA R.* (1930): Az Aggteleki barlang vizeinek kémiai vizsgálata. – *Hidrológiai Közlemények*. pp. 3–9.
- SÁSDI L.* (1992): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység vízrajzi és vízföldtani viszonyai. – Kézirat, Aggteleki Nemzeti Park, 101 p.
- SÁSDI L. – SZILÁGYI F.* (1986): Víznyomjelzéses vizsgálatok az Aggteleki karszton – *Karszt és Barlang*, I. pp. 33–38.
- SÁSDI L. – SZILÁGYI F.* (1993): Az Észak-borsodi-karszt hidrogeológiai kutatása során elvégzett víznyomjelzéses vizsgálatok értékelése. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet
- STIEBER J.* (1995): Barlangklimatológiai és vízkémiai szakértői vélemény a Baradla-barlang aggteleki szakaszának gyógy-barlanggá nyilvánításához. Kézirat, Aggteleki Nemzeti Park, pp. 16-21.
- SZŐKE E. – KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2003): Karsztvíz vizsgálatok az aggteleki karszton, különös tekintettel a nehézfém szennyezésre. *Karsztfejlődés VIII.*: pp. 173-185.
- VASS I.* (1831): Az Aggteleki barlang leírása, fekete területével, talprajzolatával és hosszába való átvágásával. – *Landerer*, Pest, 82 p.

**SŰRŰSÉGANOMÁLIÁK HELYÉNEK MEGHATÁROZÁSA NAGY  
ENERGIÁJÚ KOZMIKUS MŰONOK SEGÍTSÉGÉVEL**

**LOCATING OF DENSITY ANOMALIES USING HIGHLY-  
PENETRATING COSMIC MUONS**

SURÁNYI GERGELY<sup>1,\*</sup> – MOLNÁR GÁBOR<sup>1</sup> –  
BARNAFÖLDI GERGELY GÁBOR<sup>2</sup> – HAMAR GERGŐ<sup>2,3</sup> –  
MELEGH HUNOR GERGELY<sup>2</sup> – OLÁH LÁSZLÓ<sup>2,3</sup> – VARGA DEZSŐ<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>MTA-ELTE Geológiai Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport

<sup>2</sup>MTA Wigner Fizikai Kutatóközpont,

<sup>3</sup>MTA „Lendület” Innovatív Detektorfejlesztő Kutatócsoport

\*e-mail: [surda007@gmail.com](mailto:surda007@gmail.com)

*Abstract: Locating an unknown underground cavern is still a big challenge despite the state-of-the-art developments of geophysical tools and techniques. One of the most recent innovations on this field is muon radiography or muon tomography, where highly penetrating cosmic muons are used to map the density distribution in the ground, similarly to the X-ray technology at larger-scale. Our portable, high-sensitivity and high-resolution muon detector – developed by the REGARD Group of Wigner Research Centre for Physics of the Hungarian Academy of Sciences – is an efficient device to locate unknown cavities. We present here a successful research project performed at the Királylakai-tunnel system, in Budapest, the capital of Hungary, where an unknown cavern have been discovered by the measurement of the cosmic ray.*

## **Bevezetés**

A kozmikus müonok geofizikai célú felhasználása az 1960-as évekig nyúlik vissza. Az első igazán komoly kísérlet a Nobel díjas Luis W. Alvarez és munkatársainak Piramis Programja volt (ALVAREZ *et al.* 1970). Itt a gízai Khefren piramis egy már ismert kamrájába helyezett müondetektorral próbáltak ismeretlen, de feltételezett üregeket találni. A több mint egy évig tartó mérésorozat kettős eredményt hozott: nem találtak két méternél nagyobb, ismeretlen üreg jelenlétére utaló nyomot, de bizonyították, hogy a módszer alkalmas nagyméretű objektumok belső sűrűségviszonyinak feltérképezésére.

A kozmikus müonok detektálásán alapuló geofizikai kutatások a múlt század végén kezdtek jobban elterjedni, amikor a kísérleti részecskefizika fejlődése lehetővé tette jó hatásfokú és felbontású, és nem utolsósorban megfizethető árú hordozható detektorok alkalmazását. Azóta több kü-

lönböző piramiskutató projekt is zajlott, illetve zajlik jelenleg is (ALFARO, GRABSKI 2008; <http://www.scanpyramids.org>), emellett alkalmazni kezdték a módszert nagyméretű geológiai struktúrák, elsősorban vulkánok tanulmányozására (LESPARRE *et al.* 2012, TANAKA 2013) Eközben megindultak a fejlesztések a jóval kisebb méretű objektumok pontos leképezésének irányába is elsősorban polgári védelmi alkalmazások céljára (SCHULTZ *et al.* 2004).

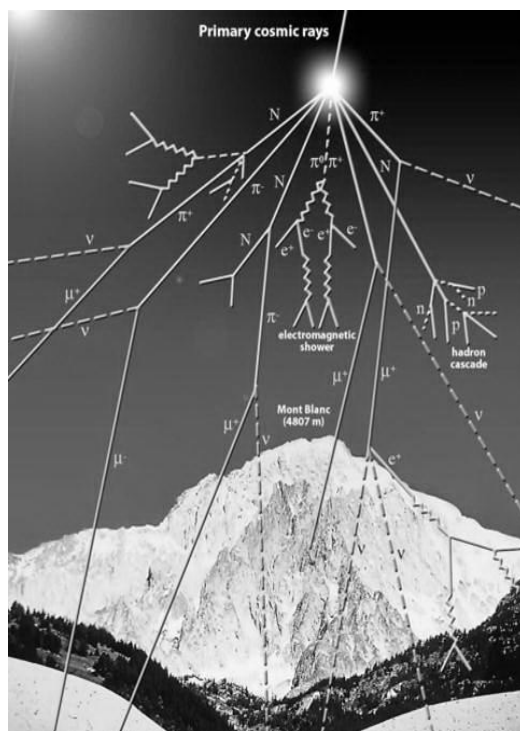
Bármilyen objektum legyen is a vizsgálat tárgya, a mérés alapja azonos: a müonok töltött részecskék, az anyagon való áthaladáskor ionizációs fékeződés miatt folyamatosan veszítenek energiájukból. Így a fluxus is folyamatosan csökken, a csökkenés arányos a sűrűség hosszal, amely a megtett út és a pálya menti sűrűség szorzata. A fluxus mérésével megadható, hogy a müonok mekkora sűrűség hossz után érkeztek a detektorba. Az elméletileg várnál nagyobb fluxus sűrűség hossz csökkenésre, kisebb fluxus sűrűség hossz többetre utal. Ezt a leképezési eljárást a szakirodalom müontomográfiának nevezi, amely alapvetően sűrűségkülönbségek kimutatására alkalmas és minél nagyobb a sűrűségkontraszt, annál hatékonyabban működik.

A barlangkutatásban, de bármilyen földalatti üreg esetében pontosan ez a helyzet, mert az üreg sűrűsége gyakorlatilag nullának tekinthető, míg a befoglaló kőzet sűrűsége például mészkő esetén  $2,7\text{g/cm}^3$ , de általában sem várható  $2\text{g/cm}^3$  alatt, hiszen számottevő méretű üreg csak állékony kőzetben tud kialakulni. Levegővel kitöltött üregben a fluxus gyakorlatilag nem csökken, tehát abban az esetben, ha üreg van a felszín és a detektor közötti kőzettestben, nagyobb fluxust mérünk, mint azt tömör kőzet esetén várhatnánk. Így a müonfluxus, a geometriai méretek (elvi kőzetvastagság), valamint a kőzet sűrűségének ismeretében jó eséllyel tudunk üregeket kimutatni a felszín és a detektor közötti térrészben. Ehhez természetesen olyan mérési helyszín kell, ahol a detektort a vizsgálandó kőzettest alá tudjuk elhelyezni.

A következőkben röviden ismertetjük a kozmikus müonok eredetét és detektálásuk módszereit, valamint bemutatunk egy hazai helyszínen lefolytatott méréssorozatot, ahol sikerült egyértelműen kimutatni legalább egy, ismeretlen, ember számára valószínűleg járható méretű üreget, egy természetes barlangtermet. Ez az eredmény rendkívül fontos mérföldköve a kutatási projektnek, és reményt ad arra, hogy a módszer hamarosan alkalmazható eljárás lesz a karszt- és barlangkutatók eszköztárában.

## **A kozmikus müonok eredete és detektálásuk**

A Földet folyamatosan bombázzák a kozmikus részecskék, főleg nagy energiájú protonok és He atommagok valamint kis részben nehezebb atomok magjai. E részecskék a Naprendszeren, sőt, jelentős részben a galaxisunkon kívülről érkeznek, irányeloszlásuk izotrópnak tekinthető. Ezek az általában igen nagy energiájú primer részecskék kb. 10-40 km magasan a légkör összetevőinek atommagjaival ütközve azok szétesnek és részecskezápороkat hoznak létre. A keletkező igen rövid élettartamú pion és kaon részecskék még a légkörben nagy energiájú müonokká bomlanak. A müonok – a fénysebességhez közeli sebességükből adódó relativisztikus effektusok miatt – már elég hosszú élettartamúak ahhoz, hogy elérjék a földfelszínt, és abba akár néhány kilométeres mélységbe is behatoljanak. A müonok fluxusa igen kicsi: tengerszinten a felszín minden tenyérnyi darabkáján másodpercenként egy müon hatol át (1. ábra).

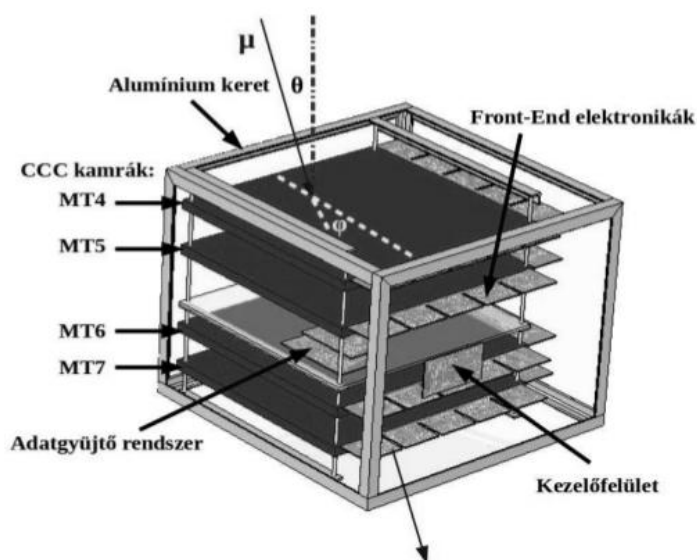


1. ábra: A nukleonokból (N) álló primer kozmikus részecskék, pionokat ( $\pi$ ), majd bomlásukkal müonokat ( $\mu$ ) keltenek a légkörben.

Fig. 1: Muons ( $\mu$ ) generated by primary cosmic ray via decay of pions ( $\pi$ ) in the atmosphere.

A müonok detektálására több, töltött részecskék kimutatására alkalmas módszer használatos. A müontomográfiában alkalmazott technológiák közül legelterjedtebb a szcintillációs (NAGAMINE 1995), az emulziós

(TANAKA 2007) és a sokszálas proporcionális kamrával történő detektálás. Az MTA Wigner Fizikai Kutatóközpontban működő REGARD csoport ez utóbbi utat járja és az elmúlt évek alatt több különböző méretű és felbontású müondetektort fejlesztett ki (BARNAFÖLDI *et al.* 2012, OLÁH *et al.* 2012, OLÁH *et al.* 2013). A jelen kutatásban alkalmazott műszer rendkívül jó paraméterekkel rendelkezik: nagy hatásfokú (>95%), jó szögfelbontású (<1°), és alacsony fogyasztású (~5W), így akár akkumulátorokról is napokig üzemeltethető. A detektor 5db lapos, négyzetes alakú, sokszálas, gáztöltésű proporcionális kamrából áll, amelyekben az áthaladó töltött részecske a primer ionizáció és az azt követő gázerősítés hatására a szegmentált katódokban és a rá merőleges anódszálakban mérhető nagyságú elektromos jelet kelt. Ezt detektálva minden kamrán megadható az a pont, ahol a részecske áthaladt. Az egymás alatti kamrák ezen pontjaira illesztett egyenes adja meg a detektor rendszerében a részecske pályáját, amelyet a geodéziai adatok ismeretében a függőlegestől számított zenitszögre és a földrajzi irányt jelképező azimutra lehet átszámolni (2. ábra).



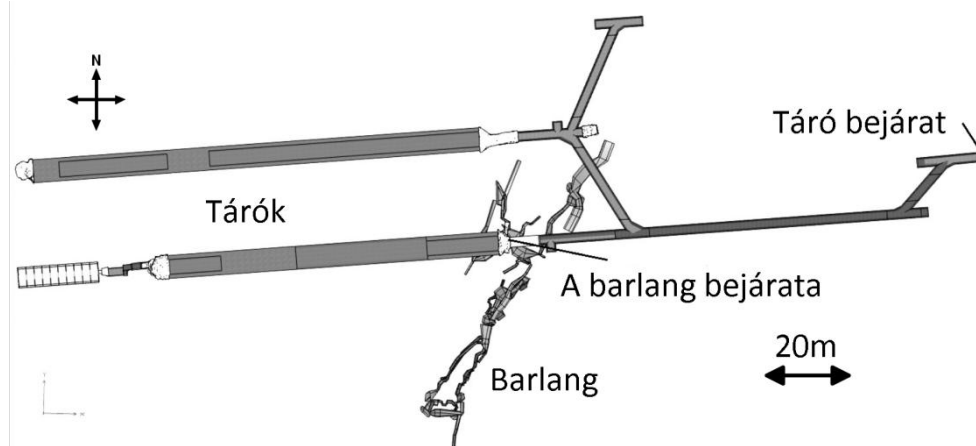
2. ábra: A detektor egyszerűsített szerkezete egy  $\theta$  szögben beeső müonpályával ( $\mu$ ).  
 Fig. 2: The simplified model of the detector with a muon track ( $\mu$ ) with zenith angle,  $\theta$ .

Ezekből az adatokból, a detektor hatásfokának figyelembevételével adódik az irány szerinti fluxuseloszlás, amely egy mérési pozíció esetén egy kb. 90 fokos nyílású, a detektor síkjára merőleges tengelyű kúp belsejéből ad információt, több elforgatott és megdöntött detektorpozíció esetén pedig akár a teljes felső félféret befoglalhatja. Egy mérésből számítható egy adott ano-

mália iránya, valamint – a detektor feletti kőzetvastagság és sűrűség ismeretében – az anomália részecskepálya-irányú kiterjedése is. Kettő vagy több különböző pozícióból, de ugyanazon térrész felé irányított mérés esetén kedvező esetben akár egyszerű háromszögeléssel is meghatározható egy sűrűséganomália pontos helye és nagysága is. Több mérés esetén, bonyolultabb esetben az anomáliák helyét és kiterjedését inverzióval lehet meghatározni.

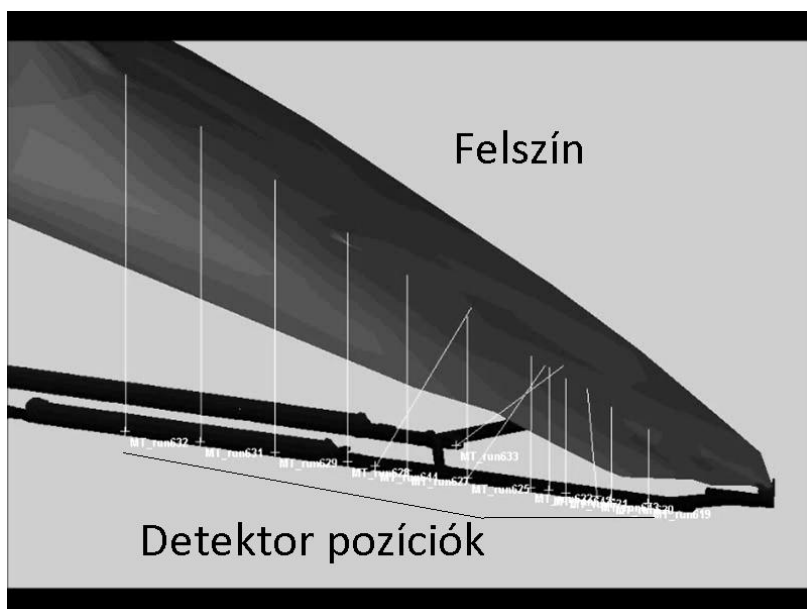
### A mérési helyszín

A Hármashatár-hegy oldalában az ötvenes években hajtott tárórendszer régóta ismert volt a budapesti föld alatti világot kedvelők körében. Intenzív kutatása néhány évvel ezelőtt kezdődött, amikor az Ariadne Karszt- és Barlangkutató Egyesület tagjai felfedeztek egy, a tárókból nyíló természetes üreget. A sorozatos feltárásoknak köszönhetően a Királylakai-barlangnak keresztelt járatrendszer a Hármashatár-hegy leghosszabb barlangja lett (~300m), igazi kis gyöngyszem a hófehér cseppköveivel és gyönyörű kristálykiválásaival. A befoglaló kőzet triász tűzköves dolomit, amely nem igazán a jó karsztosodásáról híres, ennek ellenére a barlangban több helyen találhatóak nagyméretű, oldással kialakult termék, hasadékok is. A barlang a hegybe merőlegesen, kb. 200m hosszan bevezető táró felénél nyílik, a felszínhez legközelebbi ismert pontja kb. 50m. A tárórendszer legnagyobb része téglavagy betonfallal burkolt, további barlangjáratra utaló jel sehol nincs (3. ábra).



3. ábra: A Királylakai tárórendszer és a barlang felülnézetből.  
Fig 3.: The layout of the Királylakai tunnel system and the Királylakai cave.

A barlang feltárása után valószínűsíthető volt, hogy további ismeretlen járatok is lehetnek még a közelben, és mivel a tárórendszer több szempontból is ideális volt a mérésre, az első komolyabb műontomográfias üregkeresési projektet itt indítottuk el. A tárókban a bejárat közeléből indulva, ahol a függőleges kőzetvastagság 20m, fokozatosan haladtunk a hegy belseje felé, egészen odáig, ahol már 100m a zenitirányú vastagság. A mérési helyek közötti távolság 15-20m volt, néhány helyen az adatok ismeretében besűritettük a mérést. Összesen 28 helyen végeztünk mérést, néhány esetben több elforgatott detektor állásnál (4. ábra). Egy-egy helyen a mérési idő 10-15 nap volt, a teljes mérési kampány közel egy évig tartott.



4. ábra: A tárók szerkezeti rajza a detektorpozíciókkal és zenitirányokkal (világos vonalak), valamint a felszínnel.  
 Fig 4.: The scheme of the tunnel system with the zenith lines(white) of different detector positions(white crosses) and the surface.

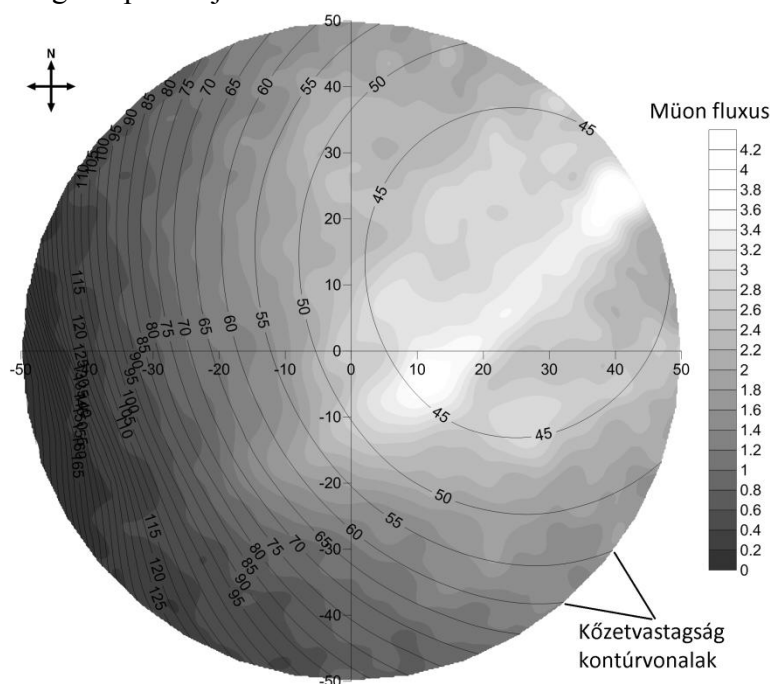
A fluxusméréseket megelőzően, illetve azokkal párhuzamosan zajlott a részletes geodéziai felmérés. A tárórendszert teljes egészében 3D lézerszkennerrel mértük végig, a felszínt 100-150 m<sup>2</sup>-enként felvett RTK GPS pontokkal térképeztük fel. A geodéziai adatokból számított kőzetvastagságok hibája egyik mérési pont és irány esetében sem haladja meg a fél métert.

Ezen kívül a felszínen öt vonalon egyenáramú geoelektromos szelvényezést is végeztünk, elsősorban a szalkő-lejtőtörmelék-talaj határok minél pontosabb ismerete érdekében. Ez egyrészt fontos adat az elvi sűrűség-

hosszak meghatározásához, másrészt segíti a müonfluxusokból számolt kőzetvastagságok megbízhatóságának ellenőrzését.

### A mérési eredmények feldolgozása

A müontomográf segítségével rögzített nyers mérési adatokon először elvégeztük a detektor természetes, 161x161-es felbontású binelési rendszere szerinti csoportosítást, majd kiszámítottuk az egyes irányok mérésének hatásfokát. Ezekkel, a bin-területekkel, a detektor adott irányú geometriai hatásfokával (akceptancia) és a mérési idővel normálva kaptuk az irány szerinti fluxusokat. A fluxusok bizonytalanságát alapvetően az adott irányú binbe eső müonpályák (trackek) száma, kisebb mértékben a hatásfok bizonytalansága határozza meg. 50 méteres fedő kőzetvastagság és egy hét mérési idő esetén ez 5-10%-os érték a detektorsíkra merőleges irányban (zenitirány), és 15-20% 45 foknál, a kiértékelésben felhasznált tartomány határánál. A feldolgozás során a különböző simításokkal a bizonytalanság – természetesen a felbontás rovására – csökkenthető. Egy mérési pozíció tehát egy kb. 90 fokos nyílásszögű kúp belsejéből ad információt.



5. ábra: Müon fluxus [ $1/(m^2*sr*s)$ ] (szürkeárnyalat) és a kőzetvastagságok [ $m$ ] (folytonos kontúrvonalak) egy mérés polárkoordinátás térképén.

Fig 5.: Muon flux [ $1/(m^2*sr*s)$ ] (grayscale) and rock thickness [ $m$ ] (continuous contour lines) on polar coordinate map of a measurement.

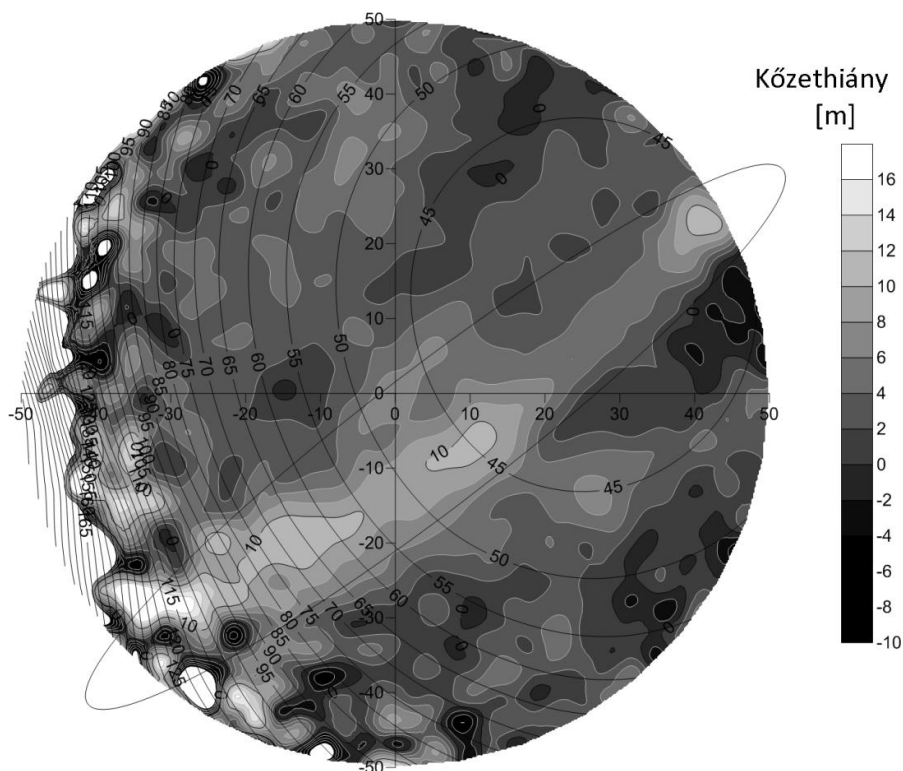
Az 5. ábrán látható egy mérés polárkoordinátás fluxustérképe. A tengelyek metszete a detektor zenitiránya, a tengelyeken lévő értékek az adott irányú zenitszöget jelentik. A szürkeárnyalatos müonfluxus mellett szintvonalasan feltüntettük a geodéziából származó kőzetvastagságokat is. Ahogy várható, általánosan kisebb vastagságnál jelennek meg a nagyobb fluxusok, de az is jól látszik, hogy ez a mérés nem homogén sűrűségeloszlású kőzet alatt történt.

A következő lépés, hogy az adatokat a detektor rendszeréből lokális koordinátarendszerbe transzformáljuk. Geodéziai mérések segítségével kiszámítjuk az adott irányokban a felszín távolságát, így levonva a müonok táróban megtett útját, és megbecsülve az adott irányú kőzetoszlop átlagos sűrűségét megkapjuk az elvi sűrűség-hosszakat. Ez utóbbi lépés, azaz a sűrűségek becslése az egyik legnehezebb feladat, amelyek a modell legnagyobb bizonytalanságú paraméterei. Tömör, felszínig tartó, hézagmentes kőzet esetén ez kevésbé problematikus, de karsztosodásra hajlamos kőzetben, így jelen esetben is, a jó sűrűségbecslés nehéz feladat. További probléma, hogy a szálkő nem a felszínig tart, azt a legtöbb helyen változó vastagságú, alacsony és bizonytalan sűrűségű talajos lejtőtörmelék fedi. Ezért a geoelektromos mérések rendkívül hasznos segítséget adtak a szálkő-talaj határ megállapításában, de még ebben az esetben is nagy a bizonytalanság, mert az elektromos ellenállásszelvény nem transzformálható át egyértelműen sűrűségi-szelvényre. A mérések elemzése során több illesztés eredményeként a területen az egységes  $2,5\text{g/cm}^3$  átlagsűrűség használata bizonyult a legjobb választásnak.

Tekintve, hogy a müonok felszíni fluxusa állandónak tekinthető, és csak a zenitszögtől függ, így adott kőzetest alatt mért fluxusok csak a müonok kőzetben megtett pályája mentén integrált sűrűség-hosszaktól függenek. A mért fluxusokat egy sűrűség-hossz-fluxus-zenitszög összefüggés ismeretében már át lehet váltani sűrűség-hosszakra, amely az átlagos sűrűség ismeretében átszámolható kőzetvastagsággá. Ilyen függvényt lehet saját mérésekből is konstruálni, ha elég sok olyan hely és irány van, ahol a sűrűség kis bizonytalansággal becsülhető. Jelen mérésnél azonban célszerűbbnek látszott a fellelhető néhány irodalmi adat egyikének átvétele (*LESPARRE et al.* 2012). A fluxus-sűrűség-hossz átváltás és az átlagos sűrűség becslése után a müon térkép már közvetlenül kőzetvastagság dimenziójú. Utolsó lépésként ezeket az értékeket ki kell vonni a geodézia által meghatározott kőzetvastagságból.

Eredményként azt kapjuk, hogy a különböző irányokban hány méternyi kőzet hiányzik ( $2,5\text{g/cm}^3$ -es sűrűséget feltételezve), azaz a müon teljes, felszín és a detektor között megtett útjából mennyi az, ami levegővel

kitöltött üregben halad (6. ábra). Ezt természetesen nem úgy kell értelmezni, hogy minden méternyi különbség ténylegesen járható barlangüreget takar, hiszen egy nagyobb, laza üledékkel vagy törmelékkel kitöltött hasadék vagy terem hatása ugyanolyan lehet, mint egy kisebb levegős üregé, de 6-8m-nél nagyobb közethiány ~50m-es elvi közetvastagság esetén barlangméretű üreg jelenlétére utal.

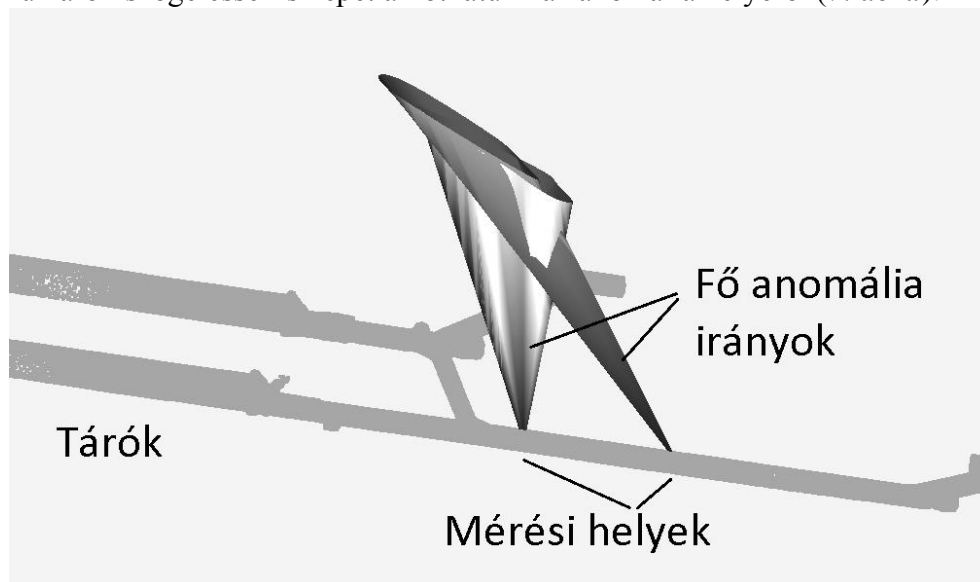


6. ábra: A „hiányzó” közet vastagsága [m] (szürkeárnyalat, pozitív értéke közethiányra utalnak) és a geodéziával mért elméleti közetvastagságok [m] (folytonos kontúrok). Az ellipszissel jelölt részen egy nagyobb hasadék hatása látható.

Fig 6.: The „missing” rock thickness [m] (grayscale, positive values indicates the voids) and the theoretical rock thickness measured by geodesy [m] (continuous contour lines). The ellipse indicates a significant anomaly caused by a larger fissure.

Annak eldöntése, hogy mi az, ami ténylegesen barlang, és mi az, ami csak csökkent sűrűségű zóna vagy zónák együttes hatása nem egyszerű feladat, és egy mérésből rendszerint nem is lehet egyértelműen megoldani. Figyelembe kell venni a terület földtani/barlangtani adottságait, a reálisan elképzelhető sűrűségviszonyokat, a felszín közeli részek hatását, és a mérés bizonytalanságát is. Mindenképpen segíti az értelmezést, ha van másik mérés is, amely a kérdéses közettestet más szögből látja. A polárkoordinátás térképek sűrűséganomáliái a térben kúpokként jeleníthetők meg, melyek

csúcsa a detektor, hiszen egy anomáliáról egy mérésből csak az irány határozható meg, a detektortól mért távolság nem. Két mérés esetén már egyszerű háromszögeléssel is képet alkothatunk az anomália helyéről (7. ábra).

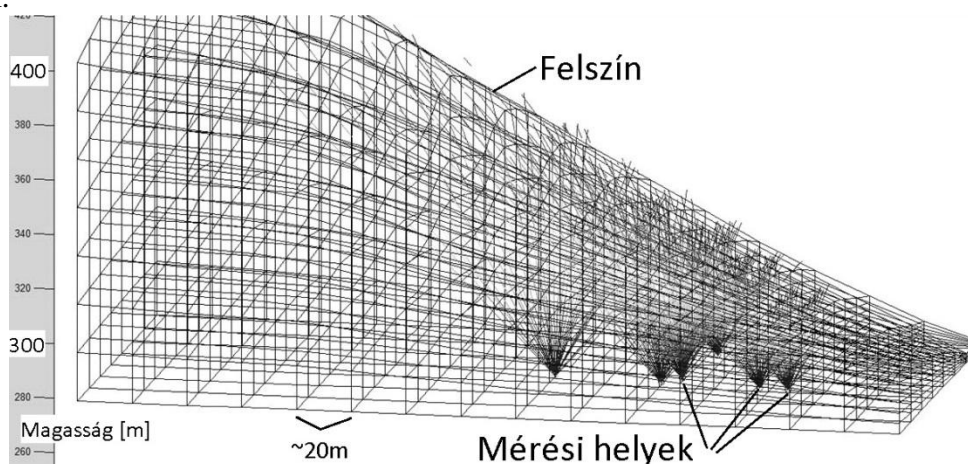


7. ábra: Felszín közeli anomália láthatósága két különböző mérési pontból.  
Fig 7.: Simplified view of a near surface anomaly from two different measurement points.

Ekkor lényegesen egyértelműbben lehet értelmezni a kőzetvastagság-anomália térképeket. Egy markáns üreg leképezéséhez elméletileg akár két mérés is elegendő lenne, de karsztos környezetben a helyzet általában bonyolultabb, és az összes rendelkezésre álló mérési adat együttes feldolgozásával lehet csak célt érni. Az erre szolgáló módszer a geofizikai inverzió. Az inverzió során a vizsgált kőzettestet cellákra osztjuk, és minden cellára megadunk egy kezdő sűrűség értéket. Ez lesz a kezdeti sűrűség modell. Ezután minden mérési hely minden mérési irányára kiszámítjuk a direkt feladatot, vagyis azt, hogy az adott irány mely cellákat milyen hosszúságban metsz, majd ezeket a hosszokat az adott cellákra vonatkozó kezdő sűrűség értékekkel megszorozva és ezeket összegezve megkapjuk az elvi sűrűség-hosszakat. A celláknak konstans átlagos sűrűséget kezdőértéknek megadva az eljárás eddig megegyezik a grafikus kiértékeléssel mivel az adott irány cellákat metsző hosszainak összege megegyezik az adott iránynak a felszínig tartó hosszával. Amennyiben ismernénk valamennyi cella sűrűségét és a méréseinket nem terhelnék hibák, ezek a számolt sűrűség-hosszak jó egyezést mutatnának a mért sűrűség-hosszakkal. Ez matematikailag úgy is kifejezhető, hogy a számolt és mért sűrűség-hossz különbségek négyzeteinek összege minimális, amely a Gauss-féle legkisebb négyzetek módszerének

alapfeltevése. A módszernek az adott problémára való alkalmazása során a szélsőérték keresés egy algebrai egyenletrendszer megoldására egyszerűsödik, ami egyetlen lépésben az egyes cellák sűrűség korrekció értékeit szolgáltatja. Ezeket a sűrűség korrekció értékeket az eredeti modellhez hozzáadjuk, és az így létrejött modellt fogadjuk el végeredménynek. A modell értelmezésénél ugyanúgy figyelembe kell venni az összes lehetséges ismerttet, például hogy van-e a kiszámított sűrűségértékeknek földtani realitása, illetve hogy az adott felbontásnál mekkora anomáliát lehet ténylegesen barlangként értelmezni, és hogy a modell összhangban van-e a többi mérési adattal, (jelen esetben például a felszínen mért geoelektromos adatokkal).

A Királylaki-táró modellezése a legfrekvenciáltabb részen 2x2m-es horizontális felbontással történt, a cellák magassága a táró feletti lejtőt követve 2-től 5 méterig változik (8. ábra). Ezzel a felbontással már jól kimutathatóak akkora üregek, amiket a környék geológiájának ismeretében várhatunk.

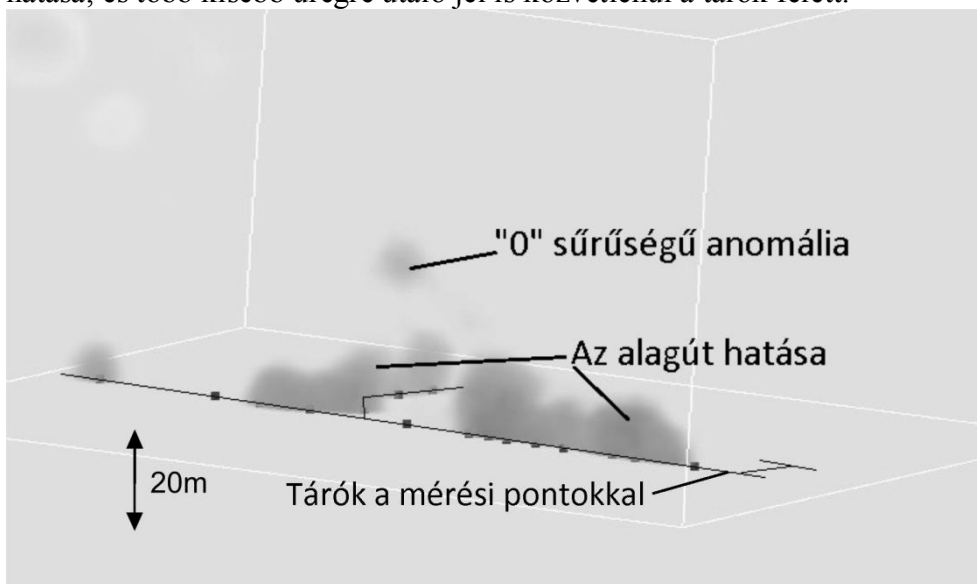


8. ábra: Az inverzió cellafelosztásának egyszerűsített képe néhány mérés néhány müonpályájával.  
Fig 8.: Simplified grid of the inversion with some of the muon tracks of some measurements.

### A Királylaki-táróban lezajlott méréssorozat eredményeinek értelmezése

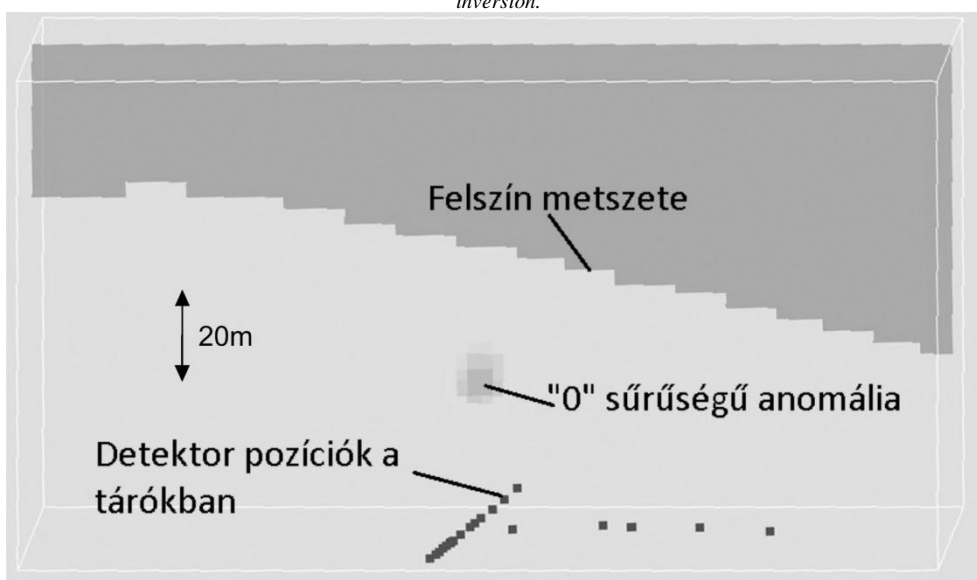
A méréssorozat egy éve alatt 28 helyen közel tízmillió müon pálya irányát mértük meg. Az ezekből számolt fluxus adatokat felhasználva elkészítettük a tárórendszer feletti közettest inverziós sűrűségmodelljét. Az eredmények megjelenítése még számítógépen is nehéz feladat, ezért itt csak a leegyszerűsített anomáliaképet közöljük. Az ábrákon a sötétebb árnyalatok jelzik azokat a zónákat, ahol a sűrűség annyira lecsökkent, hogy az a gyakorlatban csak üreg jelenlétével magyarázható. A 9. és 10. ábrákon látható, hogy egy nagyobb, „0” sűrűségű anomália jelenik meg a tárók elágazási pontja felett,

körülbelül félúton a tárók és a felszín között. Ezen kívül jól látszik az alagút hatása, és több kisebb üregre utaló jel is közvetlenül a tárók felett.



9. ábra: Az inverzió eredményének 3-dimenzióban. A sötétebb foltok jelzik az alacsony sűrűségű helyeket. Folytonos vonallal a tárók, pontokkal az egyes mérési helyek vannak ábrázolva. Világos vonalak az inverziós tartományt befoglaló téglatest élei.

Fig 9.: The result of the inversion in 3-dimension. Dark spots indicate the low density areas. The continuous line shows the tunnel, the dots are the measurement points. White lines indicates the bounding box of the volume of the inversion.



10. ábra: Az anomália képe egy a fő táróra merőleges metszeten.

Fig 10.: The main density anomaly on a vertical section perpendicular to the main tunnel. Dots are the measurement points in the tunnel, the staged line is the surface.

A modell alapján egyértelműen ki lehet jelenteni, hogy sikerült legalább egy, eddig ismeretlen, ember számára minden bizonnyal járható üreget kimutatnunk. A sűrűség-anomália helyzete, mérete és az inverziós eredmények jó összhangja az egyes mérések anomáliaképével feljogosít minket arra, hogy kijelenthessük: a kozmikus sugárzás szögeloszlásának mérésével sikerült kimutatni egy ez idáig ismeretlen barlangjárat helyét a Királylaki-tározó felett.

### **Összefoglalás**

A kozmikus sugárzás müon komponensének mérésén alapuló üregkutatási módszerrel – ha a geometriai feltételek adottak – lehetséges ismeretlen, más technikával nem kimutatható barlangjáratokat találni. A detektor technika fejlődésével lehetővé vált a müonok pályájának folyamatos, terepi körülmények között történő egyszerű, hatékony és pontos mérése. A bemutatott eljárást nem csak barlangkutatók hasznosíthatják, de érdeklődésre tarthat számot geológiai alap- és alkalmazott kutatásoknál, régészeti objektumok belső szerkezetének feltérképezésénél, vagy bányászati rekultivációnál is.

### **Köszönetnyilvánítás:**

Kutatásunkat az Magyar Tudományos Akadémia Lendület Programja (LP2013-60) és az OTKA NK-106119 számú pályázata támogatta. Barnaföldi G.G. szerzőt az MTA Bolyai János Tudományos Ösztöndíj támogatta.

### **IRODALOM**

*ALVAREZ, L.W. – ANDERSON, J.A. – BEDWEI, F.EL – BURKHARD, J. – FAKHRY, A. – GIRGIS, A. – GONEID, A. – HASSAN, F. – IVERSON, D. – LYNCH, G. – MILIGY, Z. – MOUSSA, A.H. – SHARKAWI, M. – YAZOLINO, L. (1970) Search for hidden chambers in the Pyramids. – Science 167 pp. 832-839. ( DOI: 10.1126/science.167.3919.832 )*

*ALFARO, R. – GRABSKI V. (2008) Searching for possible hidden chambers at the Pyramids of the Sun. – Proceedings of the 30th International Cosmic Ray Conference 5 pp. 1265-1268*

*BARNAFÖLDI G. G. – HAMAR G. – MELEGH H. – OLÁH L. – SURÁNYI G. – VARGA D. (2012) Portable cosmic muon telescope for environmental applications – Nuclear Instruments & Methods in Physics 689 pp. 60-69 ( DOI: 10.1016/j.nima.2012.06.015 )*

<http://www.scanpyramids.org/>

*LESPARRE, N. – GIBERT, D. – MARTEAU, J. – KOMOROWSKI, J.-C. – NICOLLIN, F. – COUTANT, O.* (2012) Density muon radiography of La Soufriere Guadeloupe volcano: comparison with geological, electrical resistivity and gravity data. – *Geophysics Journal Int.* 190(2) pp. 1008-1019. (DOI: 10.1111/j.1365-246X.2012.05546.x )

*NAGAMINE, K., – IWASAKI, M. – SHIMOMURA, K. – ISHIDA, K.* (1995) Method of probing inner-structure of geophysical substance with the horizontal cosmic-ray muons and possible application to volcanic eruption prediction – *Nuclear Instruments & Methods A* 356(2) pp. 585-595. (DOI:10.1016/0168-9002(94)01169-9)

*OLÁH L. – BARNAFÖLDI G. G. – HAMAR G. – MELEGH H. – SURÁNYI G. – VARGA D.* (2012) CCC-based muon telescope for examination of natural caves. – *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems* 1(2) pp. 229-234. (2012) ( DOI:10.5194/gi-1-229-2012)

*OLÁH L. – BARNAFÖLDI G. G. – HAMAR G. – MELEGH H. – SURÁNYI G. – VARGA D.* (2013) Cosmic Muon Detection for Geophysical Applications. – *Advances in High-Energy Physics* 7 p. (<http://dx.doi.org/10.1155/2013/560192>)

*SCHULTZ, L.J., – BOROZDIN K. N. – GOMEZ, J.J. – HOGAN, G.E. – MCGILL, J.A. – MORRIS, C.L. – PRIEDHORSKY, W.C. – SAUNDERS, A. – TEASDAK, M.E.* (2004) Image reconstruction and material Z discrimination via cosmic ray muon radiography – *Nucl. Instrum. Method A* 519(3) pp. 687-694.

*TANAKA, H. K. M. – NAKANO, T. – TAKAHASHI, S. – YOSHIDA, J. – OHSHIMA, H. – MAEKAWA, T. – WATANABE, H. – NIWA, K.* (2007) Imaging the conduit size of the dome with cosmic-ray muons: The structure beneath Showa-Shinzan Lava Dome, Japan, – *Geophysical Research Letters*, 34(22) (doi:10.1029/2007GL031389 )

*TANAKA, H. K. M.* (2013) Subsurface density mapping of the earth with cosmic ray muons. *Nuclear Physics B (Proc. Suppl.)* pp. 243-244 239-248. ( DOI:10.1016/j.nuclphysbps.2013.09.020)

**BARLANGBEJÁRATOK FELKERESÉSÉNEK  
KOMBINATORIKUS OPTIMALIZÁLÁSA**

**COMBINATORICAL OPTIMIZATION OF VISITING CAVE  
ENTRANCES**

TARSOLY PÉTER – BEKK TÍMEA

Óbudai Egyetem Alba Regia Műszaki Kar  
Geoinformatikai Intézet, 8000, Székesfehérvár, Pirosalma u. 1-3.,  
tarsoly.peter@amk.uni-obuda.hu

*Abstract: The cave entrances are topographical elements of the real world, and visiting those means going along some kind of routes in all cases. By numerous cave entrances it needs the optimization of the route, by solving the Travelling Salesman Problem. For the investigation I choose ten cave entrances from the Velence Hills. For the optimization I used three methods: 'the nearest point' heuristic and eager algorithm; the method of the economic path graph and the method of the Latin matrices. Investigating the distances and height differences between the cave entrances in Hamilton-circles, the optimal solution gives the 'shortest route choosing the smallest bad' optimization method. The 'the nearest point' algorithm and the method of the economic path graph allow of forward optimisation according to particular viewpoints; by the Latin matrices method it is possible to take selection conditions into consideration with the management of the graph. I presented on the end of the paper the opportunity of the storage of a planned route with a QR-code, with the application of a Prüfer-code.*

**Bevezetés**

A barlangbejáratok a topográfiai elemekkel leírható tér részét képezik, és felkeresésük minden esetben valamilyen útvonalon való végighaladást igényel. A lehetséges útvonalak két legfontosabb paramétere: az egyes útvonalakhoz rendelt távolság és magasságkülönbség. Amennyiben egy kutatásba – függetlenül a kutatás céljától és szakterületétől – sok barlangot vonunk be, úgy célszerű lehet a barlangok felkeresésének útvonal optimalizálása. A feladat megoldása az operációkutatásból ismert TSP-probléma (TSP – Travelling Salesman Problem), magyarul az utazó ügynök probléma megoldását igényli Hamilton-út vagy Hamilton-kör tervezésével. Az operációkutatás, mint a matematika egyik önálló ága csak a második világháború alatt alakult ki, ám már korábban is voltak olyan optimalizálási feladatok, amelyekkel ma ez a tudományterület foglalkozik. Az utazó ügynök probléma első megfogalmazása egy 1832-ben megjelent német kereskedelmi tankönyvben található (SCHRIJVER 2005), ám ebben még matematikai részletek nem szerepeltek. A probléma matematikai szempontból történő vizsgálá-

ta az 1930-as években kezdődött, és az egyik legszélesebb körben tanulmányozott feladattá vált. Ennek egyik oka, hogy rendkívül sok különböző területen alkalmazható, így a barlangkutatókban is.

A feladat a matematika nyelvére lefordítva a következőképpen hangzik: adott egy  $n$  csúcsú teljes gráf, ahol minden élsúly ismert. Ebben a gráfban keressük a legkisebb összsúlyú Hamilton-kört (olyan kör, amely a gráf minden csúcsán pontosan egyszer halad át). Ebben a modellben a barlangok szerepét a gráf csúcsai, a köztük vezető utakat a gráf élei, az utak hosszát pedig az élsúlyok veszik át (*BAJALINOV – BEKÉNE* 2010). Amennyiben vissza akarunk térni a kiindulási helyre, akkor valóban Hamilton-kört kell tervezni, de amennyiben csak annyi a cél, hogy minden barlangot felkeressünk egyszer, és a kezdő-és végpont különböző lehet, akkor elegendő Hamilton-utat tervezni.

A feladat megoldásához gyakran vezetnek be kiegészítő feltételeket az élsúlyokra vonatkozóan, amelyek segítségével a probléma egyszerűsíthető (*MAYEDA* 1976, *BAGYINSZKI* 2011). Ezek az alábbiak.

- Pozitivitás: a legtöbb esetben feltehető, hogy a gráf élsúlyai nemnegatívak. Mivel a feladat optimális megoldásának megtalálása szempontjából csak az élsúlyok egymáshoz viszonyított arányai számítanak, ezért az élsúlyok tetszőleges pozitív számmal szorozhatóak, illetve a súlyokhoz tetszőleges valós szám hozzáadható, mert ezáltal csak az optimum értéke változik meg, az optimális megoldás nem (*LAWLER* 1982).
- Teljesség: nagyon gyakran feltételezhető az is, hogy a gráf teljes, vagyis bármely két csúcsa között található él, nincsenek tiltott útvonalak. Ha mégis lennének ilyenek, akkor ezeket kellően nagy élsúllyal hozzávéve a gráfhoz teljes gráfot kaphatunk.
- Szimmetria: a szimmetrikus utazó ügynök problémában a gráfunk irányítatlan. Amennyiben teljesül a szimmetria, a feladat lehetséges megoldásainak száma a felére csökken. A barlangkutatókban a TSP-probléma szimmetrikus megfontolását használjuk; vagyis a távolság két barlang között mindkét irányban azonos.
- Metrikusság: amennyiben a gráf élsúlyai eleget tesznek a távolságfüggvények axiómáinak (szimmetrikus, csak pozitív élsúlyok szerepelnek benne, és teljesül rájuk a háromszög-egyenlőtlenség is), akkor metrikus utazó ügynök problémáról beszélhetünk.

Kisméretű euklideszi utazó ügynök problémák megoldásában azt találták, hogy 10-20 pont esetén rendkívül jó eredménnyel képes az emberi elme a feladatot megoldani (*MACGREGOR – ORMEROD* 1996). A pontok számának növelésével az emberi megoldás hatékonysága folyamatosan romlik (*DRY et al.* 2006), ami nem meglepő, hiszen  $n$  csúcspont esetén az ösz-

szes lehetséges bejárési útvonal száma  $(n-1)!$ , és a csúcspontok számának növelésével a feladat végigszámolása sokszor számítógépek segítségével is reménytelen. Gráfokban a legrövidebb Hamilton-körök és utak megtalálására ma algoritmusokat használunk.

## A vizsgálat munkaterülete

A feladat mintaterének a Velencei-hegység barlangjai, barlangszerű objektumai, álbarlangjai és mesterséges üregei közül választottam ki tíz darabot a Pákozdi Ingókövek Természetvédelmi Területről és a Meleg-hegyi Gránitsziklák Természetvédelmi Területről, amelyek megközelítését Pákozdról a Kő utcai parkolóból terveztem (*I. táblázat*). A tervezést az üregek között mérhető légvonalbeli távolságokkal hajtottam végre. Ezek a távolságok nem egyeznek meg azokkal a távolságokkal, amelyeket a terepen kell végigjárni utak, ösvények és nyiladékok mentén, azonban közöttük egyenes arányosság áll fent, így az optimalizálás helyes eredményre vezet.

*I. táblázat  
Table.I.*

*A vizsgálatba bevont barlangok  
The list of the investigated caves*

<b>Pákozdi Ingókövek TT</b>		
Név	Kataszteri sorszám	Rövidítés a táblázatokban
Gomba-kő barlangja	4510-516	G
Siklóbőrös-sziklaeresz	4510-533	S
Rejtek-barlang	4510-519	R
<b>Meleg-hegyi gránitsziklák TT</b>		
Név	Kataszteri sorszám	Rövidítés a táblázatokban
Bárcaházi-barlang	4510-501	B
Polák-hegyi-álbarlang	4510-525	P
Borjú-völgyi-álbarlang	4510-518	BO
Páfrányos-barlang	4510-528	Pa
Cserkupacsos-barlang	4510-532	CS
Diétás-barlang	4510-534	D
Cserepes-barlang	4510-535	CSE

## Útvonal optimalizálás a legközelebbi pont hozzáadása algoritmussal

A TSP-probléma megoldására kitalált számtalan algoritmus közül én a legközelebbi pont hozzáadása nevű heurisztikus, mohó algoritmus használtam. A legközelebbi pont hozzáadása heurisztika szerint az összeállított részkörutat bővíteni kell a meglévő útvonal végpontjához legközelebbi ponttal. Ha minden pont szerepel már az útvonalban, akkor az utolsót összekötjük az elsővel, és így képezzük a Hamilton-kört. A feladat megoldásához egy mátrixot kell létrehozni, amelynek sorai és oszlopai az egyes pontok egymáshoz

viszonyított távolságait tartalmazzák. Az egyes pontoknak önmagukra vonatkoztatott távolságait nem értelmezzük, ezért a mátrix főátlójába a  $\infty$  jelet kell írni, így biztosítva, hogy a feladat megoldása során biztosan a következő pont felé történjen elmozdulás. A mátrix a főátlóra szimmetrikus, így csak a főátló feletti rész kitöltése szükséges.

A vizsgálat során az alábbi optimalizálási lehetőségeket vizsgáltam a barlangok lehetséges felkeresése szempontjából.

1. Legrövidebb út optimalizálása: ebben az esetben a gráf egyes csúcspontjaiból a továbbhaladás mindig a legközelebbi csúcspont irányába történik.
2. A legkisebb magasságkülönbség optimalizálása: ebben az esetben a gráf egyes csúcspontjaiból a továbbhaladás mindig a legkisebb magasságkülönbségű csúcspont irányába történik. Ekkor a bejárési útvonal hossza nem lesz minimális. A bejárás figyelmen kívül hagyja, hogy a csekély magasságkülönbségű barlangok között lehetnek akár jelentős magasságkülönbséggel bíró topográfiai formák is.
3. A legkisebb magasságkülönbség optimalizálása indítófeltétel megadásával: megoldási módszerében megegyezik a legkisebb magasságkülönbség optimalizálásával, azzal a kikötéssel, hogy a kezdőpontból a legközelebbi pontba kell elmozdulni, függetlenül annak magasságkülönbségétől.
4. Magasságkülönbséggel súlyozott legrövidebb út optimalizálása: a megoldásnál a távolság értékek súlyozását végeztem el a magasságkülönbségek dekaméteres mértékegységben adott értékével. Ebben az esetben az elmozdulás a legkisebb értékkel rendelkező csúcspontba történik.
5. Magasságkülönbséggel súlyozott legrövidebb út optimalizálása indítófeltétel megadásával: megoldási módszerében megegyezik a magasságkülönbséggel súlyozott legrövidebb út optimalizálásával, azzal a kikötéssel, hogy a kezdőpontból a legközelebbi pontba kell elmozdulni, függetlenül annak magasságkülönbséggel súlyozott értékétől.
6. Egy méterre jutó magasságváltozás függvényében optimalizált legrövidebb útvonal: a megoldás során a távolság és magasságkülönbség értékek alapján elvégeztem az egy méterre jutó magasságváltozás számítását centiméter mértékegységben. Az egy centimétert el nem érő változásokat 0-nak tekintettem. Az elmozdulás ebben az esetben a legcsekélyebb magasságváltozással járó pontba történik; egyezés esetén az elmozdulásról a legrövidebb távolság függvényében kell dönteni.

7. Egy méterre jutó magasságváltozás függvényében optimalizált legrövidebb útvonal indítófeltétel megadásával: megoldási módszerében megegyezik az egy méterre jutó magasságváltozás függvényében optimalizált legrövidebb útvonal megadásával, azzal a kikötéssel, hogy a kezdőpontból a legközelebbi pontba kell elmozdulni, függetlenül a magasságváltozás értékétől.
8. Egy méterre jutó magasságváltozás függvényében súlyozott legrövidebb út optimalizálása: a megoldásnál a távolság értékek súlyozását végeztem el az egy méterre jutó magasságváltozások függvényében. Ebben az esetben az elmozdulás a legkisebb értékkel rendelkező csúcspontba történik; egyezés esetén az elmozdulásról a legrövidebb távolság függvényében kell dönten.
9. Egy méterre jutó magasságváltozás függvényében súlyozott legrövidebb út optimalizálása indítófeltétel megadásával: megoldási módszerében megegyezik az egy méterre jutó magasságváltozás függvényében súlyozott legrövidebb útvonal optimalizálásával, azzal a kikötéssel, hogy a kezdőpontból a legközelebbi pontba kell elmozdulni, függetlenül a magasságváltozás értékétől.
10. A legrövidebb útvonal megadása a legkisebb rossz választásával: ebben az esetben a csúcspontból való továbbhaladás előtt meg kell vizsgálni a legkisebb távolság és legkisebb magasságkülönbség értékkel rendelkező csúcspontokat. Amennyiben a két érték ugyanarra a csúcspontra vonatkozik, úgy arra kell továbbhaladni. Amennyiben a két érték két különböző csúcspontnál jelentkezik, úgy meg kell vizsgálni a távolságok arányát. Amennyiben a legkisebb magasságkülönbséggel rendelkező csúcspontba vezető távolság és a legrövidebb távolság aránya nem haladja meg az 1.5:1 arányt, úgy a legkisebb magasságkülönbség irányába kell továbbhaladni.

### **A legközelebbi pont hozzáadása algoritmussal kapott eredmények értékelése és elemzése**

Az egyes módszerek összehasonlítása során minden esetben kiszámítottuk a Hamilton-kör és Hamilton-út értékét méterben, továbbá a kör és út során megtett magasságkülönbségeket. A vizsgálat eredményeit a *II. táblázat* tartalmazza. Az egyes optimalizálási módszerekre a *II. táblázatban* a fenti felsorolásban/ismertetésben adott sorszámokkal (1-10) hivatkozunk. Előljáróban megjegyezzük, hogy véleményünk szerint a gyakorlatban a Hamilton-kör tervezésének van inkább jelentősége, amennyiben elfogadjuk azt a feltételt, hogy terepre autóval érkezünk; így a bejárt útvonal kezdő- és végpontja egybe kell, hogy essen.

Az egyes optimalizálási módszerek összehasonlító táblázata ( $d$  – távolság,  $\Delta m$  – magasságkülönbség)  
 The comparative table of the single optimisation methods ( $d$  – distance,  $\Delta m$  – height difference)

Módszer	Hamilton-út		Hamilton-kör	
	$d$ [m]	$\Delta m$ [m]	$d$ [m]	$\Delta m$ [m]
1	6942	231	11290	268
2	16387	123	20735	160
3	15125	158	17739	162
4	11818	133	12519	162
5	13147	158	15761	162
6	15806	143	19627	223
7	13985	170	17806	250
8	14727	115	18548	195
9	13906	165	17727	245
10	8887	213	11501	217

Amennyiben a legrövidebb bejárési útvonal tervezése a legfőbb szempont, akkor a legrövidebb út optimalizálása módszer (1) adja a legjobb eredményt Hamilton-út és kör esetében is. Ekkor a megteendő magasságkülönbség a lehetséges legkisebb magasságkülönbségnek több, mint kétszerese.

Amennyiben a legkisebb magasságkülönbség leküzdése a legfőbb szempont, akkor az egy méterre jutó magasságváltozás függvényében súlyozott legrövidebb út optimalizálása módszer (8) adja a legjobb eredményt Hamilton-út esetében. Ezzel lényegében ekvivalensnek tekinthető a legkisebb magasságkülönbség optimalizálása (2). A 2-es és 8-as megoldások esetében a megteendő Hamilton-út hossza a legrövidebb lehetséges útnak több mint 2.1-szerese.

Legkisebb magasságkülönbség leküzdése és Hamilton-kör esetére a legjobb megoldást a legkisebb magasságkülönbség optimalizálása (2) adja, de ezzel egyenértékűnek lehet tekinteni további három megoldást: legkisebb magasságkülönbség optimalizálása indítófeltétel megadásával (3), magasságkülönbséggel súlyozott legrövidebb út optimalizálása (4), magasságkülönbséggel súlyozott legrövidebb út optimalizálása indítófeltétel megadásával (5). Az említett négy megoldás (2,3,4,5) alkalmazásával megtett Hamilton-körben a magasságkülönbségek ugyan minimálisak, de a megteendő utak egymástól és a lehetséges legrövidebb útvonaltól több-kevesebb mértékben különböznek. A legjobb egyezést a legrövidebb útvonallal, a magasságkülönbséggel súlyozott legrövidebb út optimalizálása (4) adja; ebben az esetben a kettő aránya mindösszesen 1.1, míg a 2,3,5-ös megoldások esetében ez az érték 1.4, 1.6 és 1.8.

Szuboptimálisnak tekinthető megoldást ad a legrövidebb útvonal megadása a legkisebb rossz választásával (10) Hamilton-út és kör esetére is.

Hamilton-út esetében a megtett út a lehetséges legrövidebb útnak 1.3-szorosa, a leküzdendő magasságkülönbség pedig a legrövidebb bejárható útvonalhoz tartozó magasságkülönbségnek 0.9-ed része. A legkisebb magasságkülönbséghez képest a magasságkülönbség értéke 1.8-szoros, azonban a megteendő út a legkisebb magasságkülönbséghez tartozó út 0.6-ed része. Hamilton-kör esetében a megtett út a lehetséges legrövidebb úttal egyezőnek tekinthető (1.02-szerese), a leküzdendő magasságkülönbség pedig a legrövidebb bejárható útvonalhoz tartozó magasságkülönbség 0.8-ed része. A legkisebb magasságkülönbséghez képest a magasságkülönbség értéke 1.4-szeres, azonban a megteendő út a legkisebb magasságkülönbséghez tartozó út 0.6-ed része.

Összefoglalóan az alábbi megállapításokat tehetjük a gyakorlat szempontjából lényeges Hamilton-körökre vonatkozóan:

- Amennyiben a tervezési szempont a legrövidebb útvonal bejárása, tekintet nélkül a leküzdendő magasságkülönbségre, akkor matematikailag a legjobb megoldást a legrövidebb út optimalizálása (1) adja. Ekkor a barlangok felkeresésének sorrendje: KO-G-R-S-P-Pa-CS-CSE-D-B-BO-KO.

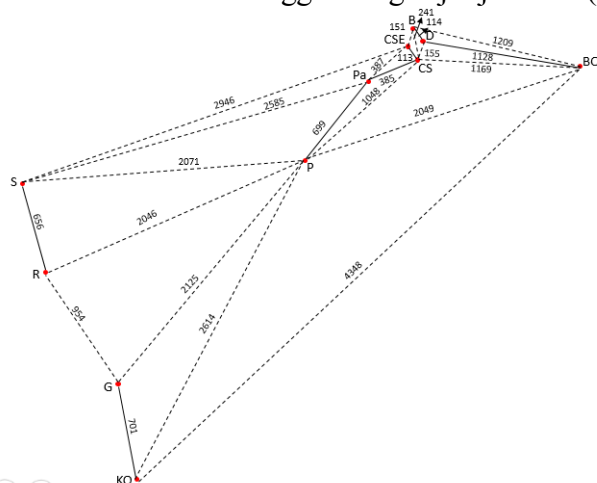
- Amennyiben a tervezési szempont az útvonal bejárása a legkisebb magasságkülönbség leküzdése szerint, akkor a legjobb megoldást a magasságkülönbséggel súlyozott legrövidebb út optimalizálása (4) adja. Ekkor a barlangok felkeresésének sorrendje: KO-P-Pa-BO-CS-CSE-D-B-R-S-G-KO.

- Amennyiben a tervezési szempont a legrövidebb útvonal bejárása mellett a leküzdendő magasságkülönbségeket is figyelembe veszi, úgy a legjobb megoldást a legrövidebb útvonal megadása a legkisebb rossz választásával (10) nevű módszer adja. Ekkor a barlangok felkeresésének sorrendje: KO-G-R-S-Pa-CS-CSE-D-B-BO-KO.

### **Az optimális útvonal meghatározása a gazdaságos faváz módszerével**

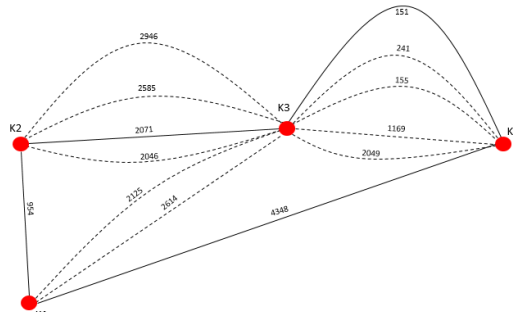
A gazdaságos faváz keresésének problémája a következő módon általánosítható. Rendeljünk egy összefüggő  $G$  gráf minden éléhez egy-egy számot.  $G$  egy  $G'$  részgráfja értékén a  $G'$  éleihez rendelt számok összegét értjük, és keressük a  $G$  egy minimális értékű favázát (*ANDRÁSFAL* 1983). Ez a módszer csak abban az esetben vezet az optimális megoldáshoz, amennyiben az élek értékei mind különbözők, ez azonban az élekhez rendelt távolság értékek esetén mindig biztosítható. Elméletileg elképzelhető olyan eset, amikor két él teljesen azonos távolságértékkel rendelkezik, azonban ebben az esetben, ha valamelyiket akár csak egy milliméter értékkel is megváltoztatjuk, a feladat egyértelművé válik, az okozott változás pedig nem befolyásolja mértékadóan a bejárando összes távolságot. A megoldás első lépésében a bar-

langok között háromszögeket kell képezni, majd rendeljük hozzá minden egyes háromszögoldalhoz az adott oldal hosszát méterben. Minden egyes gráfpontból kiindulva rajzoljuk meg folytonos vonallal az azt élt, amelyik a legkisebb távolságértékkel rendelkezik. Lehetséges, hogy ugyanazt az élt mind a két végéből kiválasztjuk. Az így létrejövő  $G_1$  gráf az eredeti  $G$  gráf egy körmentes, nem feltétlen összefüggő részgráfját jelöli ki (1. ábra).



1. ábra A körmentes, nem összefüggő  $G_1$  részgráf kijelölése a barlangok között  
Fig.1. The designation of the acyclic, not relating  $G_1$  subgraph between the caves

Most forrasszuk össze  $G$ -nek  $G_1$  azonos komponenseibe eső pontjait egy-egy ponttá, és töröljük a létrejövő hurokéleket. Az így létrehozott  $H_1$  gráfban ismét rajzoljuk meg minden csúcspontból folyamatos vonallal azokat az éleket, amelyek a legkisebb távolság értékkel bírnak. Ebben az esetben azonban figyelembe kell venni a háromszög-egyenlőtlenség szabályt is, így kiválasztásra kerülhet olyan él is, ami ugyan nem a legrövidebb, de az útvonal bejárása során nem teszi szükségessé egy előző pontba való visszatérést. A háromszög-szabálynak megfelelően egy előző pontba való visszatérés, majd innen az útvonal folytatása mindenképpen hosszabb lenne, mint a visszatérés nélküli közvetlen továbbhaladás. A  $G_1$ -ből létrejövő gráfot jelöljük  $G_2$ -vel, és a mintafeladat itt véget is ért, hiszen sikerült megalkotni egy összefüggő gráfot (2. ábra). A  $K_2$  és  $K_3$  között nem a legrövidebb él került kiválasztásra, mert ez ebben az esetben a Siklóbőrös-sziklaereszből a Rejtekek-barlanghoz igényelt volna visszatérést, és ez hosszabb, mintha a sziklaeresztől közvetlenül a Polák-hegyi-álbarlanghoz mennénk el.

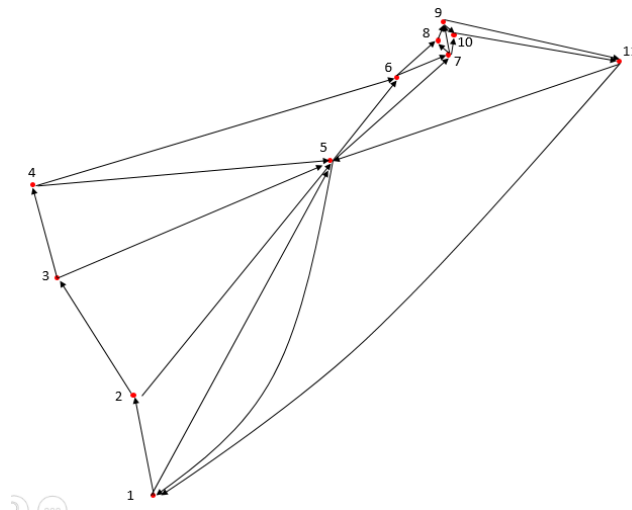


2. ábra A G2 összefüggő gráf kijelölése a G1 gráf azonos komponenseibe tartozó összevont pontjai között  
 Fig.2. The designation of the connected G2 graph between the contracted points (belonging to identical components) of the G1 graph

A gazdaságos faváz módszerével előállított gráf lényegében egy Hamilton-kör, amit a mintapéldában a legrövidebb útvonal kiválasztására optimalizáltam. A módszer általánosnak tekinthető, tehát használatával elvégezhető egy útvonal tetszőleges szempontok szerinti optimalizálása.

### Az optimális útvonal meghatározása latin mátrixok segítségével

A feladat megoldásának első lépéseként lássuk el tetszőleges sorszámokkal a felkeresendő barlangokat és rajzoljunk meg közöttük egy irányított gráfot. A gráfélek irányítását azért tehetjük meg, mert az előzetes tervezés során kialakul egy lehetséges bejárési terv, amit a barlangok akár térképről leolvasható topográfiai viszonyai határoznak meg (3. ábra). Tekintsük a létrehozott G gráf  $A=[a_{ij}]$  csúcsmátrixát, és írjuk be  $a_{ij} \neq 0$  helyébe  $a_{ij}$ -szer a szóban forgó éleket mutató  $(p_i, p_j)$  gráfpontok jeleit. A csúcsmátrixból ilyen módon létrejövő mátrixot nevezzük latin mátrixnak (ANDRÁSFÁI 1983), amelyet M-el jelölünk. Az M mátrixból hagyjuk el a számpárok első tagjait és így nyerjük M' mátrixot. Az M és M' mátrix az 1 hosszúságú sétákat jelöli ki a G gráfban. Képezzük az  $M \cdot M'$  szorzatot a szokásos sor-oszlop kompozíciókkal, de e kompozíciókban az oszlopok elemeivel való szorzások csak egyszerű hozzáírások, az összeadások pedig csak egymás alá írássok legyenek, és csak olyan számsorozatokat írjunk le, amelyben nincs ismétlődés. A szorzást folytatva rendre a 2,3...c-1 hosszúságú sétákat kapjuk meg.



3. ábra Irányított gráf létrehozása latin mátrix készítéséhez  
 FIG.3. The formation of a directed graph for making Latin matrices

Az  $M \cdot M^{c-2}$  mátrix elemei a G-beli irányított Hamilton-utakat jelölik ki. A módszer előnye, hogy valamennyi Hamilton-utat tartalmazza a mátrix, így elméletileg tetszőlegesen választhatjuk meg a bejárás kezdőpontját. Az eredeti tervezési feladat szerint a Kő utcai parkolóból terveztük az indulást, ezért számunkra csak azoknak a Hamilton-utaknak van jelentősége, amelyek az 1-es pontból indulnak (III. táblázat).

III. táblázat  
 Table.III.

Az 1-es pontból induló Hamilton-utak a latin mátrix módszerrel meghatározva  
 The Hamilton roads leaving from the 1 point, defined with the method of the Latin matrices

Sorszám	Útvonal	Hossz [m]
1	1,2,3,4,6,7,8,9,10,11,5	8836
2	1,2,3,4,6,8,9,10,11,5,7	9773
3	1,2,3,4,6,8,9,11,5,7,10	9895
4	1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11	6942

A III. táblázat alapján látható, hogy összesen négy olyan Hamilton-út van, amely az 1-es pontból indul, és a legrövidebb távolság szerint optimalizálva a 4-es számú adja a legjobb megoldást. A további optimalizálási szempontokat célszerű a gráf irányításával figyelembe venni. Minél inkább átgondolt az élek irányítása, és minél több lehetőséget zárunk a helyi mozgásra pl. a magasságkülönbségek miatt, annál egyszerűbb lesz a latin mátrix, és a vele elvégzendő szorzások sora. Ha az  $M \cdot M^{c-1}$  mátrix képzése során megengedjük, hogy az elemeket alkotó sorozatok utolsó tagja az elsővel megegyezzen, akkor e mátrixokban a főátló minden eleme annyi számsoro-

zatot tartalmaz, amennyi irányított Hamilton-kör van G-ben. A számsorozatok sorrendje kijelöli a Hamilton-körök bejárési irányát. A főátlón kívüli elemek ebben a mátrixban mind nullák lesznek. A IV. táblázat foglalja össze a mintafeladatban kijelölhető Hamilton-köröket.

IV. táblázat  
Table.IV

*A latin mátrix módszerrel kijelölt Hamilton-körök*  
*Hamilton-circles defined with the method of the Latin matrices*

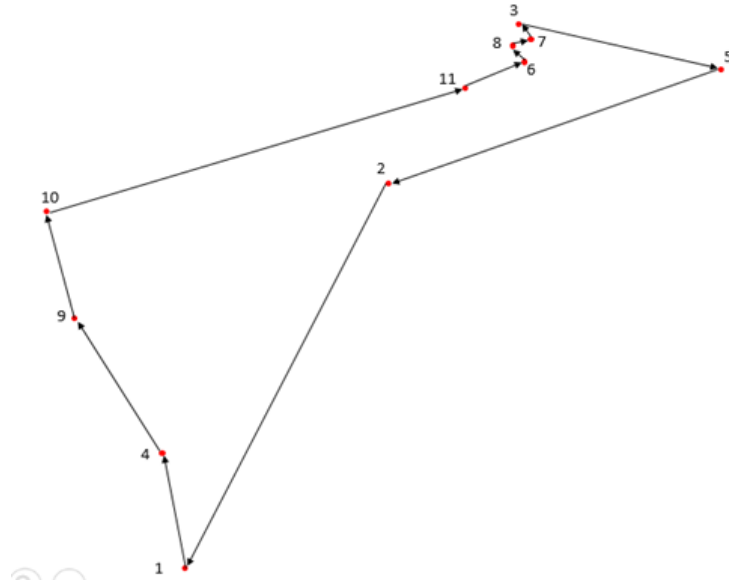
Sorszám	Útvonal	Sorszám	Útvonal
1	1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11,1	6	7,8,9,10,11,1,2,3,4,5,6,7
2	2,3,4,5,6,7,8,9,10,11,1,2	7	8,9,10,11,1,2,3,4,5,6,7,8
3	3,4,5,6,7,8,9,10,11,1,2,3	8	9,10,11,1,2,3,4,5,6,7,8,9
4	4,5,6,7,8,9,10,11,1,2,3,4	9	10,11,1,2,3,4,5,6,7,8,9,10
5	6,7,8,9,10,11,1,2,3,4,5,6	10	11,1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11

A IV. táblázatból látható, hogy az 5-ös sorszámú pontból a gráf irányítása miatt nem indítható Hamilton-kör. Akkor célszerű ilyen megkötetést alkalmazni, ha a szóban forgó pont topográfiai viszonyai vagy megközelítésének nehézsége egy adott irányból ezt szükségessé teszi. A módszer a mátrix képzés szabályainak megfelelően a legrövidebb Hamilton-kört adja eredményül, és a további optimalizálási szempontokat itt is célszerű a gráf irányításával figyelembe venni.

### Az optimális útvonal tárolásának lehetőségei

Az optimális útvonal tárolása egyszerű gráfok és metrikus adatok mellett több másféle módszerrel is megoldható. Vizsgálatunk során egy olyan QR-kódot készítettünk, amely a bejárési útvonalat Prüfer-kód formájában tárolja, a gráfélekhez tartozó metrikus információt pedig egy színfokozatos mátrix írja le. A QR-kódok bevezetése a gráfok által tárolt információ tárolására a digitális képeken megvalósuló alakfelismeréshez kapcsolódik. Az ilyen módon létrehozott fekete-fehér, kétdimenziós ábrák akár egy mobiltelefonnal lefényképezve visszafejthetők. A visszaalakításhoz a telefonon szükség van egy alkalmazásra, ami lefényképezi és a megfelelő módon továbbítja az adatokat. A feladat megoldása során alakítsuk át az irányított gráfot mátrixszá. Sorszámozzuk be a gráf csúcspontjait pozitív, egész számokkal növekvő sorrendben olyan módon, hogy az 1-es sorszámot a gráf kiindulópontja kapja. Amennyiben az útvonal optimalizálása során szerepelt indítófeltétel, úgy a 2-es sorszámot mindenképpen a feltételben megszabott csúcspontnak kell kapnia; ettől eltekintve azonban a sorszámok csúcspontokhoz rendelése tetszőleges lehet. A legrövidebb útvonal megadása a legkisebb rossz válasz-

tásával nevű módszer szerint tervezett útvonal egy lehetséges számozását a 4. ábra mutatja.



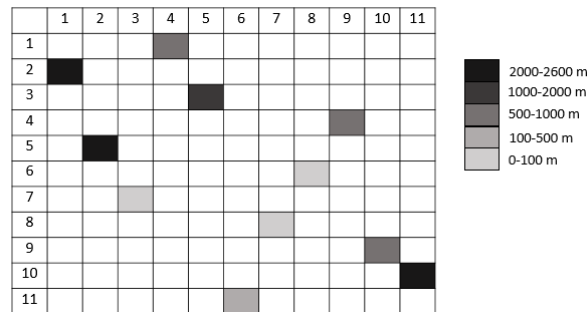
4. ábra A legrövidebb útvonal megadása a legkisebb rossz választásával nevű módszer segítségével optimalizált útvonal sorszámozása

Fig.4. Numbering the route points given by the 'shortest route choosing the smallest bad' optimization method

Ezt követően állítsunk elő egy olyan mátrixot, amelynek sor és oszlopszáma megegyezik a tervezett útvonalban szereplő pontok számával, majd a mátrix sorait és oszlopait számozzuk be a csúcspontok sorszámaival. A számok alkotják a mátrixban a gráf pontjait, és amennyiben van (a,b) éle  $\vec{G}$ -nek, akkor az a-adik sor b-edik celláját töltsük ki valamilyen színnel. Lehet, hogy minden cella azonos színt kap, ebben az esetben a mátrix csak annyi információt hordoz, hogy milyen útvonalon kell a barlangokat felkeresni. Amennyiben a cella színezése valamilyen színfokozattal történik, úgy a szín mennyiségi információt is képes kifejezni, és az is leolvasható, hogy a két barlang között mekkora a távolság. A 4. ábra alapján az V. táblázatban összefoglalt mátrixot lehet elkészíteni, színfokozatokkal jelölve az egyes barlangok közötti távolságot. A kevesebb színfelhasználás érdekében a távolságokat intervallumokra osztottam, de a szürkéségi skála 0-255 közötti értékei sokkal több intervallum definiálását is lehetővé teszik.

V. táblázat  
Table.V.

Az optimalizált útvonal megjelenítése mátrixos formában színfokozat alkalmazásával  
The hypsometric representation of the optimized route in a matrix



A gráfelméletben egy  $n$  csúcshú számozott fa Prüfer-kódja egy  $n-2$  hosszú számsorozat. A kód tulajdonképpen  $n-1$  hosszúságú, csak az utolsó elem elhagyható, mert az mindig  $n$ . Tekintsünk egy tetszőleges fát az  $\{1,2,\dots,n\}$  csúcsokon, és rendeljünk hozzá egy számsorozatot a következőképpen: hagyjuk el a fa elsőfokú csúcsai közül azt, amelyiknek a legkisebb a sorszáma, és közben annak a csúcsnak írjuk fel a sorszámát, amellyel az elhagyott csúcs össze volt kötve. Legyen ez  $v_1$ . Ezt ismételjük, amíg már csak egy csúcs marad. Ez a csúcs az  $n$ -edik sorszámú, hiszen egy fának mindig van legalább 2 elsőfokú csúcsa, és  $n$ -nél csak kisebb sorszámú csúcsok vannak, így előbb azokat hagyjuk el. Az így kapott  $v_1, v_2, \dots, v_{n-2}$  számsorozat a fa Prüfer-kódja. Amennyiben az optimalizált útvonalat szeretnénk Prüfer-kód segítségével tárolni, úgy a feladat megkezdése előtt lássuk el tetszőleges pozitív egész számokkal a gráf csúcspontjait. Amennyiben előre tudnánk az útvonalat, akkor a csúcspontokat a bejárás sorrendjében is számozhatnánk 1-től kezdődően, és ebben az esetben a Prüfer-kód egy növekvő számsorozat lenne 2-től  $n-1$ -ig. Mivel előre nem tudjuk az optimalizált útvonalat, csak sejtésünk lehet, ezért a számok hozzárendelését tekintjük véletlenszerűnek (5. ábra). A 4. ábrán feltüntetett útvonal Prüfer-kódja: 4 5 9 3 7 8 6 11 10. A Prüfer-kódból a fa visszaállítható a következő módon. Adjuk hozzá a Prüfer-kódhoz utolsó elemként az  $n$ -et. Kiválasztjuk azt a legkisebb pozitív természetes számot, amelyik nem szerepel a sorozatban (Prüfer-kód, és  $n$ ). A létrehozandó fában összekötjük ezt a számot a sorozat első elemével. Ezt a legkisebb számot hozzáadjuk a sorozathoz, majd töröljük a sorozat első elemét. Ezt a folyamatot addig folytatjuk, ameddig el nem fogynak az eredeti sorozat elemei. A QR-kód generálására több ingyenes webes felület is van. A kód felépítése szabványosított, felépítését a felhasználónak nem

kell ismernie ahhoz, hogy ilyet generálni tudjon. Én a <http://qr-kod.hu/> weboldal szolgáltatását használtam fel. A kódot úgy terveztük meg (5. ábra), hogy középen az V. táblázatnak megfelelő mátrixos útvonal leírás látszódjon, körülötte pedig fekete-fehér négyzetekkel a Prüfer-kód legyen rögzítve, amelyet vissza lehet fejteni a bejárás útvonalát leíró gráffá (4. ábra).



5. ábra Az optimalizált útvonal QR-kódja  
Fig.5. The QR-code of the optimized route

## Összefoglalás

A barlangbejáratok a topográfiai elemekkel leírható tér részét képezik, és felkeresésük minden esetben valamilyen útvonalon való végighaladást jelent, amely sok felkeresendő barlang esetében az útvonal optimalizálását igényli a TSP-probléma megoldásával. A feladat mintaterének a Velencei-hegység barlangjai, barlangszerű objektumai, álbarlangjai és mesterséges üregei közül választottuk ki tíz darabot a Pákozdi Ingókövek Természetvédelmi Területről és a Meleg-hegyi Gránitsziklák Természetvédelmi Területről. A barlangok felkeresésének optimalizálásához három módszert vizsgáltunk: a legközelebbi pont hozzáadása nevű heurisztikus, mohó algoritmust, a gazdaságos faváz kiválasztásának módszerét és a latin mátrixok segítségével történő megoldást. A gyakorlat szempontjából lényeges Hamilton-körökben vizsgálva a különböző optimalizálási feltételekkel számítható távolságértékeket és magasságkülönbségeket, azt a következtetést lehet levonni, hogy az optimálisnak tekinthető megoldást a legrövidebb útvonal megadása a legkisebb rossz választásával nevű módszer adja. A legközelebbi pont hozzáadása algoritmus és a gazdaságos faváz módszere lehetővé teszi az előre meghatározott szempontok szerinti optimalizálást, a latin mátrixok segítségével történő megoldásnál viszont a kiválasztási feltételeket a gráf irányításával lehet figyelembe venni. A dolgozat végén bemutattuk az optimalizálással tervezett útvonal tárolásának lehetőségét QR- és Prüfer-kód alkalmazásával.

## IRODALOM

*ANDRÁSFAL B.* (1983): Gráfelmélet. Folyamok, mátrixok – Akadémiai Kiadó, Budapest, 260 p.

*BAGYINSZKI T.B.* (2011): Az utazó ügynök probléma – Budapesti Corvinus Egyetem Közgazdaságtudományi Kar, Kézirat, Budapest, 43 p.

*BAJALINOV E. – BEKÉNÉ RÁCZ A.* (2010): Operációkutatás II, Az utazó ügynök problémája – Kempelen Farkas Hallgatói Információs Központ, Kézirat, 7 p.

*DRY M., LEE M.D. – VICKERS D. – HUGHES P.* (2006): Human performance on visually presented traveling salesperson problems with varying numbers of nodes – The Journal of Problem Solving, 1(1), pp. 4.

*LAWLER L. E.* (1982): Kombinatorikus optimalizálás: hálózatok és matroidok – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 358 p.

*MACGREGOR, J.N. – ORMEROD T.* (1996): Human performance on the traveling salesman problem – Attention, Perception, & Psychophysics, 58(4), pp. 527-539.

*MAYEDA W.* (1976): Alkalmazott gráfelmélet – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 523 p.

*SCHRIJVER A.* (2005): On the History of Combinatorial Optimization, in Handbooks in Operations Research and Management Science, – In: Aardal, K. – Nemhauser, G. L. – Weismantel R., Elsevier, pp. 1-68.