

Zámbó László (1936-2017)



Azzal kezdem, ami mindenki számára egyértelmű, aki ismerte őt, hogy Zámbó László igazi egyéniség volt. Nem a manapság gyakori „én egyéniség vagyok” felkiáltással, hanem személyiségéből adódóan. Egyéniség volt az oktatásban, és még inkább a kutatásban. Egy különleges ember, akiről számos anekdota keringett, de aki maga is kitűnően, humorral tudott történeteket előadni. Igen emlékezetes volt például, amikor egy terepgyakorlaton több estén át tartó, folytatásos sorozatként mesélte el, hogyan jutott el „annak idején” útlevél nélkül Bulgáriába. Továbbá a külföldiekkel is meglepően jól kommunikált – angolul, noha neki, generációjából adódóan, felnőtt fejjel kellett elsajátítania ezt a nyelvet. Jó barátságot ápolt például Derek Forddal, aki vendégelőadónak is meghívta a kanadai MacMaster Egyetemre.

Szekszárdon született 1936-ban, így indulásként tulajdonképpen a „lősz” és a „folyókat” kapta ajándékként a természettől. Bár később nem ezek határozták meg szakmai pályafutását, de a lősz időről időre fölbukkant publikációiban, és a földrajz-biológia szak elvégzése után először ő is a folyóteraszokkal kezdte, mint sokan mások az ELTE Természetföldrajzi Tanszékén. Bulla Béla hívta meg őt a tanszékre 1963-ban, és így dőlt el, hogy végleg a tudománynak szenteli az életét, mert ebben az időben – saját elbeszélése szerint – a honvédség is csábította, mivel ott is szükség lett volna jó geográfusra. A Sajó-teraszoktól pedig már egyenes út vezetett Aggtelekig, ahol a karsztkutatással jegyezte el magát egy életre. Hihetetlen szívóssággal és kitartással végezte munkáját, a terepi mérés volt számára a

legfontosabb, megszámlálhatatlanul sok napot és órát töltött az Aggteleki-karszton, azon belül is legtöbbit a Béke-barlang bejárata környékén, ahol – a világon egyedülállóan – a felszíntől a barlangig beműszerezte az egyik töbröt és az alatta elhelyezkedő barlangi járatot. Hogy ez mennyire nagy tett volt, arról akkor győződhettem meg, amikor egy konferencia során az idelátogató kanadai, amerikai, japán és kínai kutatók nem győzték csodálni ezt a műszeres kiépítést, és hümmögtek, mondván, hogy máshol egy egész osztály végez el egy ekkora munkát. Az igazsághoz persze hozzátartozik az is, hogy az összes műszer sosem működött egyszerre tökéletesen, és a tanár úr állandóan javította, szerelte a különböző egységeket. Ilyenkor nem volt tekintettel semmiféle biológiai órára, főleg ha lent, a barlangban dolgozott, ahol értelemszerűen nem tűnt fel, hogy már rég besötétedett, sőt esetleg éjfél is elmúlt, mire végül fölkeveredett a műszerek beállítása után. Természetesen nemcsak ezt az egy töbröt vizsgálta, hanem igen nagy sűrűségben megfúrta majdnem az egész Aggteleki-karsztot, és 1970-ben egyetemi doktori, majd 1986-ban kandidátusi címet szerzett e vizsgálatok alapján. Kandidátusi értekezésének a fő témája a karsztokon működő talajhatás volt, amit igen sokoldalúan járt körbe. A bíráló bizottság már ezért a munkáért megadta volna neki az akadémiai doktori címet, ám ő azt felelte, hogy egy kicsit még szeretné tökéletesíteni a rendszert. A későbbi évek során több millió adatot gyűjtött össze az időközben részben automatikussá váló műszerek révén, ám az adatok feldolgozása sajnos csak kisebb részletekben valósult meg, és a karsztos talajhatásról írt végső nagy művét immár csak valamely Mennyei Karsztos Bizottság elé tudja majd beterjeszteni...

A kutatás mellett természetesen az oktatásból is kivette a részét. Fő tantárgya Magyarország természetföldrajza volt, de különféle karsztos és talajtani kurzusokat is tartott, 1991 és 1994 között pedig a tanszékvezetői feladatokat is ellátta az ELTE Természetföldrajzi Tanszékén, továbbá ezzel nagyjából egyidőben a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat elnöke is volt. Egyetemi előadásait gyakran fűszerezte személyes élményekkel, amelyekből bőven volt neki, hiszen a rendszerváltás után a világ számos nagy karsztvidékét bejárta Kínától Brazíliáig. Legízesebbek mégis talán az ifjúkori tapasztalataiból merített példák voltak, köztük a „*bicikli-morfológia*”, melynek segítségével a Somogyi-dombság aszimmetriáját mutatta be kerékpáros szemszögből, vagy a „*vadállatok vízi mentése*”, ami arról szólt, hogy a Gemenci-erdő 1956-os nagy árvize idején hogyan emelték be a csónakba a szarvasokat és vaddisznókat...

Visszakanyarodva a kiindulóponthoz, Zámbo tanár úr, Mr. Zambo, Zámbo Laci színes egyénisége és szakmai eredményei nehezen préselhetők be egy ilyen rövid visszatekintésbe, de nem is ez a cél, hanem az, hogy kedves emlékét megőrizzük, mint cseppkő a paleoklímát!

Telbisz Tamás

**A BUDAI TERMÁLKARSZT HIDRAULIKAI VISZONYAINAK
BARLANGKÉPZŐDÉSI VONATKOZÁSAI**

**HYDRAULIC STUDY OF THE BUDA THERMAL KARST AND ITS
CONSEQUENCES ON CAVE FORMATION**

ÖTVÖS VIKTÓRIA^{1,2} – ERHARDT ILDIKÓ^{1,3} – ERŐSS ANITA¹ –
CZAUNER BRIGITTA¹ – SIMON SZILVIA¹ –
MÁDLNÉ SZŐNYI JUDIT¹

¹ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, anita.eross@geology.elte.hu

²Soproni Vízmű Zrt. 9400 Sopron, Bartók Béla utca 42.,

³Vas Megyei Kormányhivatal Szombathelyi Járási Hivatal Agrárügyi és Környezetvédelmi Főosztály Környezetvédelmi és Természetvédelmi Osztály, 9700 Szombathely, Vörösmarty u. 2.

Abstract: The Buda Thermal Karst area (Budapest, Hungary) is in the focus of research interest because of its thermal water resources and the hypogenic caves in the Rózsadomb and Gellért Hill areas. In both areas there are caves associated with the actual discharge zone of the Buda Thermal Karst and these caves are partly filled by water. This implies that they may be still in the course of formation, i.e. dissolution may be an active process here, even today. Understanding of the recent discharge phenomena including cave formation requires clarification of the groundwater flow conditions in the area. Accordingly, the aim of the present study was to present a hydraulic evaluation of the flow systems based on analyses of the archival measured hydraulic data of wells. Pressure vs. elevation profiles, tomographic fluid-potential maps and hydraulic cross sections were constructed, focusing on two discharge areas, the Rózsadomb and Gellért Hill. As a result, gravitational flow systems, hydraulic continuity, and the modifying effects of aquitard units and faults were identified in the area. The flow pattern determines the differences in the discharge distribution (one- and two-component) and related cave-forming processes between the Rózsadomb and the Gellért Hill natural discharge areas. As a decisive criterion of hypogenic karstification, regional upward flow conditions were confirmed along the main discharge zone of the River Danube.

Keywords: karst, hypogenic karstification, hypogenic cave formation, groundwater hydraulics, gravity-driven groundwater flow, faults, Buda Thermal Karst

Bevezetés

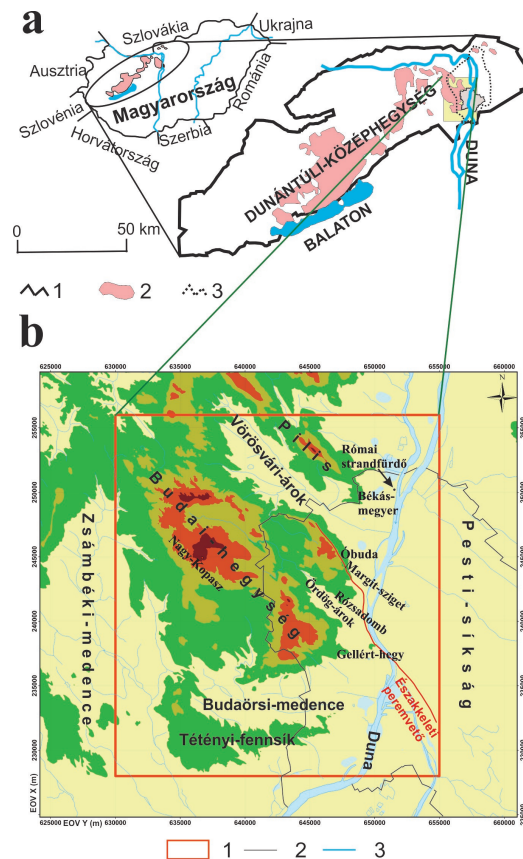
A Budai Termálkarszt hidrogeológiai szempontú kutatása hosszú évtizedekre nyúlik vissza, annak köszönhetően, hogy termálvíz-készletére épül fővárosunk fürdő-kultúrája. Budapest a Dunántúli-középhegység északkeleti peremén helyezkedik el (1. ábra), mely a Dunántúli-középhegységi karsztvízrendszer egyik természetes regionális megcsapolódási területe a karbonátos

hegység és üledékes medence határán (*MÁDLNÉ SZŐNYI, TÓTH 2015*). Ezen a peremterületen a karsztvíz rezervoár két részből áll: nyugaton a karbonátok nagyrészt fedetlen helyzetben találhatóak és beszivárgási területként funkcionálnak, keleten a Pesti-síkság alatt viszont vastag fedő üledék alatt folytatódnak. A Budai Termálkarsztot hidrogeológiai szempontból vizsgáló tanulmányok (*SCHAFARZIK 1928, VENDE, KISHÁZI 1964, ALFÖLDI et al. 1968, ALFÖLDI 1979, 1981, 1982, KOVÁCS, MÜLLER 1980, LORBERER 2002, ERŐSS et al. 2008, 2012a, 2012b, ERŐSS 2010, BALDERER et al. 2014, MÁDL-SZŐNYI, TÓTH 2015, HAVRIL et al., 2016*) eredményeként a különböző korokban az ismeretesség függvényében különböző koncepcionális modellek születtek.

A Budai Termálkarsztot analógiaként használva született meg a karbonátos peremterületek legújabb koncepcionális modellje (*MÁDL-SZŐNYI, TÓTH 2015*), mely a gravitációsan hajtott regionális felszín alatti vízáramlási rendszerek Tóth-féle koncepcióját (*TÓTH 1963*) alkalmazza karbonátos víztartókra is. A kiemelt karbonátokon keresztül zajló intenzív beszivárgásnak köszönhetően alakul ki a koncepcionális modellekben egységesen megjelenő aszimmetrikus áramlási mintázat (*VENDEL, KISHÁZI 1964, MÁDL-SZŐNYI, TÓTH 2015, HAVRIL et al., 2016*). *MÁDL-SZŐNYI, TÓTH (2015)* és *MÁDL-SZŐNYI et al. (2017a)* kimutatta továbbá, hogy a fedett rezervoár részben a karbonátos kőzetek fedőjében található üledékek nem tekinthetők vízzárónak, a rajtuk keresztüli beszivárgás NaCl-ban gazdag vizekkel gazdagítja az aljzati karbonátos víztartót. A megcsapolódási zóna jelenségei (különböző hőmérsékletű és összetételű források, barlangok, kiválások) a két rezervoár rész határán mind a karbonátos rész mind az üledékes medence hatását tükrözik (*ERŐSS 2010, ERŐSS et al. 2012a*).

A főváros területén belül területileg három megcsapolódási zóna különíthető el. Északon Békásmegyér, Rómaifürdő és Óbuda területén található források, a középső megcsapolódási terület a Rózsadomb lábánál terül el, a déli pedig a Gellért-hegy peremén található (*PAPP 1942, ALFÖLDI et al. 1968*). Az egyes területeken természetesen megcsapolódó vizek hőmérséklete és kemizmus azonban jelentős különbségeket mutat. Északon csak langyos vizeket találunk (18–23°C) 600–700 mg/l-es összes oldottanyag-tartalommal (TDS). A középső, rózsadombi megcsapolódási területen területileg jól elkülönülnek a langyos vizek (24–27°C és <1000 mg/l TDS) és a termálvizek (53–63 °C és 1100–1300 mg/l TDS), az előbbiek a hegylábhoz közel, az utóbbiak a Dunához közelebb csapolódnak meg. A déli, Gellért-hegyi megcsapolódási területen egységesen termálvizeket találunk 33–47°C-os hőmérséklettel és 1450–1700 mg/l összes oldottanyag-tartalommal (*PAPP 1942, ALFÖLDI et al. 1968, ERŐSS et al. 2008*). Napjainkban a

természetes megcsapolódást reprezentáló források közül csak néhány található meg (pl. a Boltív-forrás a Rózsadomb lábánál), a vízellátást elsősorban kutak biztosítják.



1.a ábra: A Budai Termálkarszt és a vizsgálati terület elhelyezkedése
Jelmagyarázat: 1 mezozoikumi karbonátos kőzetek felszín alatti elterjedése; 2 mezozoikumi karbonátok a felszínen; 3 A Budai Termálkarszt

1. b ábra: A vizsgált terület domborzati viszonyai és határai
Jelmagyarázat: 1 vizsgálati terület határa; 2 Budapest határa; 3 vízfolyások

Fig. 1 a. Location of the Buda Thermal Karst in the Transdanubian Range and the study area
Legend: 1 subsurface boundary of Mesozoic carbonates; 2 Uncovered Mesozoic carbonates; 3 Buda Thermal Karst

Fig. 1 b. Boundary and topography of the study area
Legend: 1 boundary of the study area; 2 boundary of Budapest; 3 streams

A Budai Termálkarszt jellegzetes jelenségei továbbá a termálvizes tevékenységhez kapcsolódó, keveredési korrózióval létrejött barlangok (LEÉL-ŐSSY 1995). A rózsadombi és Gellért-hegyi megcsapolódási területen ma is találhatóunk barlangokat a karsztvízszintben. A terület barlangjai-

nak mint a felszín alatti áramlási rendszerekhez kapcsolódó jelenségeknek hidrogeológiai szempontú kutatása, a barlangképződési folyamatok hidrogeológiai szempontú értékelése az utóbbi években kezdődött (ERŐSS 2010, ERŐSS *et al.* 2012a, CSONDOR *et al.* 2017). A természetes megcsapolódási mintázat és vízkémiai eredmények (ERŐSS *et al.* 2008, ERŐSS *et al.* 2012a, 2012b) megerősítették a Rózsadomb előterében a keveredési korróziós barlangképződés folyamatát a kétkomponensű (langyos és termálvizek) megcsapolódás eredményeképpen. A Gellért-hegy előterében a termálvizek vízben oldott radionuklid-tartalmának (radon, rádium, urán) vizsgálata itt nem mutatott ki keveredési komponenseket, mely alapján kijelenthető, hogy itt a feláramló termálvizek uralják a megcsapolódást, és a frissen beszivárgó vizekkel való keveredés elhanyagolható (ERŐSS *et al.* 2012b). Ennek következménye, hogy itt a barlangok nem lehetnek keveredési korróziós eredetűek. Mikrobiológiai vizsgálatok (BORSODI *et al.* 2012, ANDA *et al.* 2014) a mikrobiálisan segített kénsavas barlangképződésre utalnak. Ez az egykomponensű megcsapolódási helyzet annak a következménye lehet, hogy a lokális/intermedier áramlási rendszerek beszivárgási területein csak korlátozott a fedetlen karbonátos kőzetek előfordulása, azaz karbonátok javarészt fedett helyzetben vannak (LORBERER 1997, ERŐSS *et al.* 2012a). A fentiek alapján született meg a rózsadombi és a Gellért-hegyi megcsapolódási terület koncepcionális megcsapolódási modellje (ERŐSS *et al.* 2012a, MÁDL-SZŐNYI *et al.* 2017b).

Ahhoz, hogy a megcsapolódási zóna jelenségeit, az egy- vagy kétkomponensű megcsapolódást, a kémiai jellegeket és a barlangképződést megértsük, szükséges az ezeket létrehozó áramlási rendszerek hidraulikai vizsgálata. MÁDL-SZŐNYI, TÓTH (2015) tanulmánya alapján a gravitációsan vezérelt áramlási rendszerek Tóth-féle koncepciója (TÓTH 1963) és módszertana (TÓTH 2009) karsztos víztartók esetében is használható az áramlási rendszerek és a hozzájuk kapcsolódó jelenségek, így a barlangképződési folyamatok jellemzésére, megértésére. Jelen tanulmány célja tehát e módszertan alapján az áramlási rendszerek feltérképezése archív mért kútdatok hidraulikai feldolgozása alapján. Nyomás–eleváció profilok, tomografikus folyadékpotenciál térképek és hidraulikus keresztmetszelvények készültek ennek megfelelően a rózsadombi és Gellért-hegyi megcsapolódási területre fókuszálva.

Földtani háttér

A Budai-hegység fő tömegét triász karbonátok alkotják. Közülük a legidősebb, felszínről is ismert képződmény a ladin „*diploporás dolomit*”, a Buda-

örsi Dolomit Formáció. A karni elején a karbonátos self feldarabolódásának következtében két eltérő üledékképződési környezet jött létre: az intraplatform medencékben tűzköves, dolomitos-márgás rétegek (Mátyás-hegyi Formáció), míg a sekélyebb régiókban mészköves-dolomitos rétegek rakódtak le (Földolomit Formáció és Dachsteini Mészkő Formáció) (WEIN 1977, HAAS *et al.* 2000). A szárazföld felől érkező finom terrigén anyagbehordás a nori végén felerősödött, melynek következtében szerves anyagban gazdag márga, agyagmárga (Kösseni Formáció) képződött (KLEB *et al.* 1993, HAAS *et al.* 2000). A jura és kréta üledékek teljes mértékben hiányoznak a Budai-hegység területéről. Az üledékhézagot a késő-kréta – koraeocén szárazulati esemény magyarázza, melyet szárazföldi mállástermékek és bauxitindikációk bizonyítanak (WEIN 1977).

A szárazulati időszakot követően a Dunántúli-középhegységi-egység területén több ciklusú tengerelöntés következett be. A transzgresszió késő-lutetiai–bartoni során érkező második hulláma a Budai-hegység északnyugati peremét érte el (BÁLDI, BÁLDINÉ BEKE 1986). Ekkor a felső-triász képződmények karsztosodott felszínére agyaggal, dolomitbreccsával, valamint tarka agyaggal jellemezhető bázisképződmények rakódtak, a hegység DK-i része ekkor még nagy valószínűséggel szárazulat volt (WEIN 1977). A harmadik transzgressziós hullám már a hegység teljes területét érintette (BÁLDI, BÁLDINÉ BEKE 1986), melynek eredménye DK-en az abráziós alapkonglomerátum, breccsa és homok (WEIN 1977), majd a hegység teljes területén megindult a sekélytengeri Szépvölgyi Mészkő képződése (KÁZMÉR 1985). Ebből a növekvő vízmélységgel folyamatosan fejlődik ki a bryozoás márga majd a vékonypados és gyakran rétegzetlen Budai Márga, amely már mélyebb vízben rakódott le a késő-eocén–kora-oligocén során (BÁLDI 1983, NAGYMAROSY, BÁLDINÉ BEKE 1988).

Az oligocén elejétől kezdve a Budai-hegység fejlődéstörténetében az ÉÉK-DDNy-i irányban húzódó ún. Budai-vonal meghatározó szerepet töltött be (FODOR *et al.* 1994). Ettől nyugatra kiemelkedés és szárazföldi lepusztulás (infraoligocén denudáció) zajlott, tőle keletre pedig anoxikus környezetben a Tardi Agyag képződött, ami folyamatosan fejlődött ki az eocén–oligocén határt átfedő Budai Márgából. A késő–kiscelli transzgresszió már átcsapott a Budai-vonalon (TARI *et al.* 1993), amitől nyugatra a sekélytengeri Hárshegyi Homokkő, míg keletre ennek heteropikus képződménye, a mélyvízi Kiscelli Agyag rakódott le, amely a térség legmélyebb, leginkább nyíltvízi állapotát tükrözi (BÁLDI, NAGYMAROSY 1976). Az egri emeletben az üledékgyűjtő feltöltődésével a Kiscelli Agyagból folyamatosan fejlődik ki a sekély szublitorális Törökbálinti Homokkő, melyet az eggenbur-

giban a litorális–szublitorális Budafoki Formáció követ. A kiemelt helyzetben lévő területeken megindult az oligocén–eocén képződmények eróziója.

A késő-miocénben a Budai-hegység DK-i részén agyag, homok, kvarckavics rakódott le (WEIN 1977), a forráskilépési pontokon pedig már ekkor megindult a travertínóképződés (MÜLLER, MAGYAR 2008). A pleisztocén során az egész hegység szárazra került. A differenciált kiemelkedést a mindenkori erózióbázis közelében fakadó források édesvízi mészkő teraszai bizonyítják (KELE *et al.* 2009, 2011, SCHEUER, SCHWEITZER 1988). A negyedidőszaki képződményeket travertínó, lejtő- és völgykitöltő üledékek, eolikus és fluviális képződmények képviselik (WEIN 1977).

Adatfeldolgozás

A tanulmányban az áramlási rendszerek hidraulikai értékelését archív mért kútdatok felhasználásával végeztük el. Az archív hidraulikai, vízkémiai és hőmérsékletadatok az egykori Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Kutató Intézet (VITUKI) adattárában található kútkönyvi dokumentációkból származnak. A dokumentációkban szerepelt a kutak szűrőközep elevációra vonatkozatható létesítéskori nyugalmi vízszintje, melyből a kútfej tengerszint feletti magasságának ismeretében számítható az adott kútra jellemző hidraulikus emelkedési magasság (h). A hidrosztratigráfiai beosztás elkészítéséhez a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal adattárából származó területre vonatkozó fúrási rétegsorokat használtuk fel, valamint rendelkezésünkre állt a terület földtani térképe (FODOR 2000) és egy regionális földtani szelvény is (FODOR 2013).

Az adatok mennyisége, eloszlása és megbízhatósága befolyásolja az eredmények értelmezését, ezért első lépésként alapos szűrést végeztünk a rendelkezésre álló adatok tekintetében. A kritérium a kutak pontos helyzetének ismerete és az alapvető hidraulikai paraméterek megléte volt, így azokat a kutakat, melyek nem rendelkeztek (1) EOV koordinátákkal, (2) kútfej tengerszint feletti magassággal, (3) létesítéskori nyugalmi vízszinttel vagy (4) szűrőzött szakaszra vonatkozó adatokkal, kivettük a vizsgálatból. Leválogatásra kerültek továbbá azok a kutak is, melyek jelentős gáztartalommal bírtak.

Hidraulikai értelmezés alapvetően stacionárius áramtérre vonatkozó adatokból lehetséges. Tekintettel a vizsgálat regionális léptékére az egyes területeken lokálisan jelentkező termásvíz kitermelés, valamint a felszínalatti víztükör szintjében jelentkező Duna által okozott kismértékű fluktuációk hatását elhanyagoltuk. Az alkalmazott vizsgálati módszerek eredményei igazolják, hogy a tanulmányterületen nem lehet jelentős a tranziens hatás,

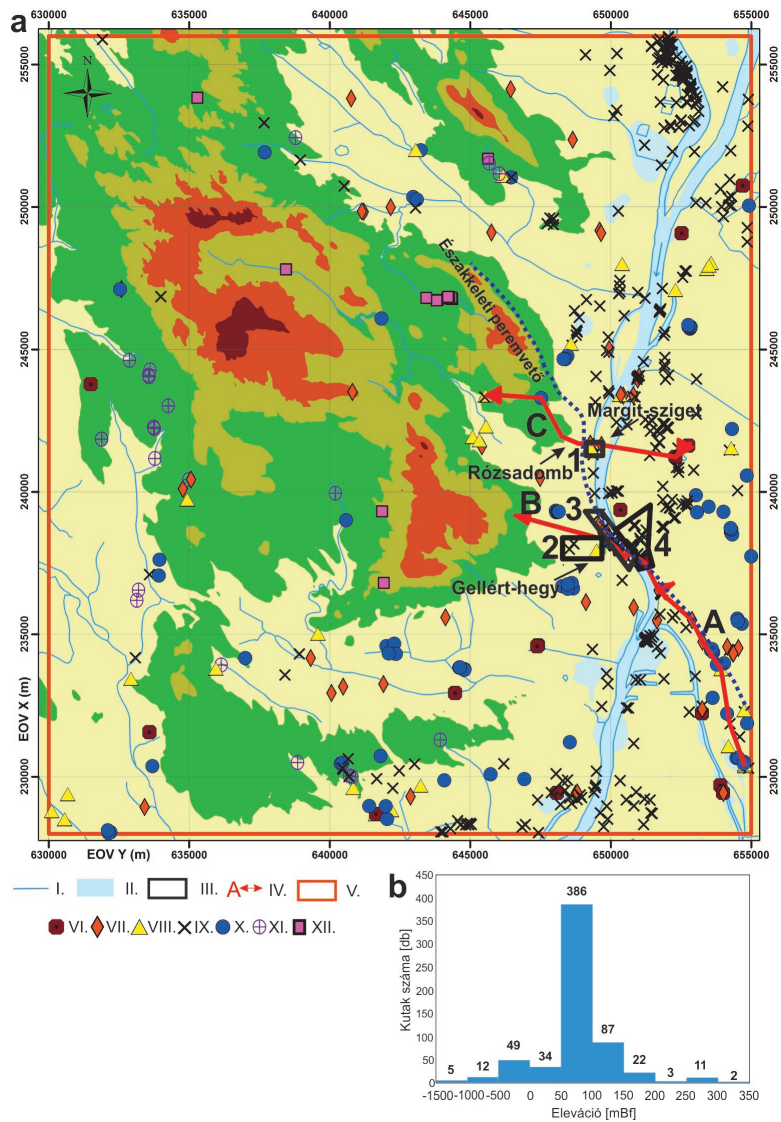
mert a hidrogeológiai környezet által meghatározott gravitációs áramlási irányokat nem befolyásolja, ugyanis a kapott hidraulikai kép minden esetben magyarázható a topográfiai szintkülönbségekkel, a Duna hatásával, vagy szerkezeti elemek jelenlétével.

Az adatszűrést követően összesen 611 adatpont állt rendelkezésünkre, melyek felhasználásával végeztük el a terület hidraulikai feldolgozását. A vertikális nyomáseloszlás-vizsgálathoz szükségünk volt a kutak nyomásértékeire is, melyet az alábbi egyenlet segítségével a mért hidraulikus emelkedési magasság értékekből kalkuláltunk, állandó fluidumsűrűséget feltételezve az áramlási pálya mentén:

$$h = z + p/(\rho \cdot g) \quad (1)$$

ahol h [m] a mért hidraulikus emelkedési magasság, z [m] az adott mérési pont Balti tengerszint feletti magassága, p [Pa] a pórusnyomás, ρ [$\text{kg}\cdot\text{m}^3$] a folyadék sűrűsége, g [$\text{m}\cdot\text{s}^2$] a gravitációs gyorsulás. Sűrűségkorrekciót végeztünk azokon a területeken, ahol a vizek magas hőmérséklettel (32–76,6 °C) és nagy oldottanyag-tartalommal jellemezhetőek (TDS 849–1700 mg/l). A magas hőmérséklet csökkenti, a nagy TDS pedig növeli a vizek sűrűségét. Ebből kifolyólag nem meglepő, hogy a korrekció csak minimális eltérést mutatott a sűrűség tekintetében ($<13 \text{ kg}\cdot\text{m}^3$), így a nyomásértékeket, valamint a vertikális nyomásgradienst minden mérési pont esetén az édesvíz sűrűségével ($1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^3$) számítottuk. A területre jellemző hidrosztatikus vertikális nyomásgradiens értéke 0,981 MPa/100m.

Az értelmezést az adatok mennyisége mellett azok eloszlása is nagymértékben befolyásolja, így az adatfeldolgozás során a kutak területi és mélység szerinti eloszlását is megvizsgáltuk. Az adatok területi eloszlása igen egyenlőtlen (*2.a ábra*), a kutak, a települések és a Duna vonala körül sűrűsödnek. A hidraulikus keresztmetszelvények és nyomásprofilok helyének kijelölése (*2.a ábra*) az adateloszlás figyelembevételével történt. Az adatok mélység szerinti eloszlása szintén nem kiegyenlített, a kutak többsége az 50–100 mBf közötti vertikumot szűrőzi (*2.b ábra*).



2. a ábra: A $p(z)$ profilok befoglaló területei; a hidraulikus keresztmetsvények nyomvonalai és a kutak területi eloszlása

Jelmagyarázat: I. vízfolyások II .Duna III. a $p(z)$ profilok befoglaló területei IV. hidraulikus keresztmetsvények nyomvonala V.-XI. kutak szűrőközép eleváció [mBf] szerint (V. <-500; VI. -500-0; VII. 0-49; VIII. 50-99; IX. 100-150; X. >150)

2 b ábra: Hisztogram a kutak szűrőközép eleváció szerinti eloszlásáról

Fig. 2a Bounding areas of $p(z)$ profiles; the trace lines of the hydraulic cross sections and the spatial distribution of wells

Legend: I. streams II R. Danube III. bounding areas of $p(z)$ profiles IV. hydraulic cross sections V.-XI. wells with the elevation of the measuring point [m asl] (V. <-500; VI. -500-0; VII. 0-49; VIII. 50-99; IX. 100-150; X. >150)

Figure 2, b Distribution of the data points in relation to the elevation of their measuring points

Alkalmazott módszerek

A vizsgált terület hidraulikai feldolgoása során a felszín alatti vízáramlási rendszerek feltérképezését végeztük el. A meghatározott hidraulikus gradiensek és áramlási irányok segítségével a folyadékpotenciál mező feltárása volt a fő cél, melynek elérése érdekében nyomás–eleváció diagramok, tomografikus folyadékpotenciál-térképek, valamint hidraulikus keresztmetszvények készültek a területre jellemző hidrosztratigráfiai egységek figyelembevételével.

Hidrosztratigráfia

A hidrosztratigráfia a térképezhető földtani képződmények (rétegek, formációk) hidraulikai tulajdonságaik (permeabilitás, hidraulikus vezetőképesség) alapján történő osztályozása. Az egyes vízrétegtani kategóriák jellemzik egy adott réteg relatív hidraulikai funkcióját. A különböző hidrosztratigráfiai egységek jelentősen befolyásolhatják a felszín alatti vízáramlási viszonyokat, és folyadék-potenciál anomáliák (TÓTH 2009) esetében a hidrosztratigráfia magyarázhatja a hidraulikus jelenségeket is. Következésképpen hidrogeológiai célú felméréseknél elsőrendű feladat a vizsgálati területen előforduló képződmények hidrosztratigráfiai egységekbe való besorolása. A tanulmányterületen ehhez a vizsgálati területen elvégzett előzetes hidrosztratigráfiai elemzést vettük alapul (MÁDLNÉ SZŐNYI 2013).

A területen jellemző jelentősebb kőzetformációk 3 fő hidrosztratigráfiai osztályba kerültek besorolásra, nevezetesen a) jó vízvezető; b) közepesen jó vízvezető; és c) rossz vízvezető egységek kerültek megkülönböztetésre.

Azok a képződmények, amelyek erősen repedezettek és jelentős porozitással rendelkeznek a jó vízvezető tulajdonságú csoportba kerültek besorolásra. Ide tartozik a Fődolomit Formáció (T_3), a Dachsteini Mészke Formáció (T_3), a Szépvölgyi Mészke Formáció (E_3), a Tinnyei Formáció (M_2), továbbá a pannóniai kavics és homok, valamint a fiatal kvarter üledékek (3. ábra).

A kisebb porozitású, kompaktált és kevésbé repedezett vagy agyagbetelepüléseket tartalmazó kőzetegységek képezik a közepesen jó vízvezető rétegeket. Ebbe a kategóriába a következő képződményeket soroltuk: Mátyáshegyi Formáció (T_3), Budai Marga Formáció (E_3), Törökbálinti Homokkő Formáció (Ol_2), Mányi Formáció (Ol_2) (3. ábra).

Az alacsony permeabilitású, alsó-oligocén képződmények, mint a Tardi vagy a Kiscelli Agyag, továbbá a kovásan erősen cementált Hárshegy

Homokkő és a pannóniai agyag tartozik a rossz vízvezető képességű képződmények közé (3. ábra).

Azok a formációk, amelyek a vizsgálati területen a fentiekén kívül még fellelhetők, de MÁDLNÉ SZŐNYI (2013) munkájában nem szerepelnek, azok GYALOG, CSÁSZÁR (1995) formáció leírásai és a fúrási rétegsorok alapján kerültek besorolásra. Ezek alapján a Kösseni Formáció (T₃), a Kosdi Formáció (E₃), a Szécsényi Formáció (Ol₂), valamint a Garábi Slír Formáció (E₁) a közepesen jó vízvezető csoportba került (3. ábra).

FÖLDTÖRTÉNETI KOR		LITOLÓGIA			LITOSZTRATIGRÁFIA			HIDRAULIKUS VEZETŐKÉPESSÉG K [m/s]		HIDROSZTRATIGRÁFIAI OSZTÁLYOK	
KAINOZOIKUM	NEOGÉN	HOLOCÉN			kavics			10 ⁻⁴ - 10 ⁻²		Jó vízvezető	
		PLEISZTOCÉN			lejtőtörmelék, lösz, travertinó			10 ⁻⁴ - 10 ⁻²		Jó vízvezető	
		PLIOCÉN			HIÁTUS						
		MIOCÉN		kavics, homok	agyag			10 ⁻⁷ - 10 ⁻²	10 ⁻¹² - 10 ⁻¹⁹	Jó vízvezető	Rossz vízvezető
				mészkö		Tinnyei Mészkö Fm			10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁴		Jó vízvezető
				finomszemcsés homokkő, aleurolit, márga		Garábi Slír Fm			10 ⁻¹⁰ - 10 ⁻³		Közepesen jó vízvezető
	PALEOGÉN	OLIGOCÉN	meszes aleurolit	finom- és durvaszemcsés homokkő	agyagos aleurolit	Mányi Fm	Törökbalinti Homokkő Fm	Szécsényi Slír Fm	10 ⁻⁸ - 10 ⁻⁶	10 ⁻⁸ - 10 ⁻¹⁰	Közepesen jó vízvezető
			aleurolit	homok	agyag						
			durvaszemcsés homokkő		Hárshegyi Homokkő Fm			10 ⁻¹⁰ - 10 ⁻⁸		Rossz vízvezető	
			aleurolit, agyagmárga		Kiscelli Agyag Fm			10 ⁻¹³ - 10 ⁻¹⁰		Rossz vízvezető	
		agyagos aleurolit		Tardi Agyag Fm			10 ⁻¹³ - 10 ⁻¹⁰		Rossz vízvezető		
		EOCÉN	márga, mészmárga, agyagmárga		Budai Márga Fm			10 ⁻⁸ - 10 ⁻⁶		Közepesen jó vízvezető	
			mészkö, meszes márga		Szépvölgyi Mészkö Fm			10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁴		Jó vízvezető	
		PALEOCÉN	agyag, karbonátos törmelékek, agyagmárga		Kosdi Fm			10 ⁻¹⁰ - 10 ⁻⁸		Közepesen jó vízvezető	
MEZOZOIKUM	KRÉTA	HIÁTUS									
	JURA										
	TRIÁSZ	FELSŐ-TRIÁSZ	márga, agyagmárga		Kösseni Fm			10 ⁻⁸ - 10 ⁻⁶		Közepesen jó vízvezető	
			mészkö		Dachsteini Mészkö Fm			10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁴		Jó vízvezető	
			dolomit		Födolomit Fm			10 ⁻⁷ - 10 ⁻⁵		Jó vízvezető	
			mészkö, dolomit		Mályáshegyi Mészkö Fm			10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁴		Közepesen jó vízvezető	
	KÖZÉPSŐ-TRIÁSZ	dolomit		Budaörsi Dolomit Formation			10 ⁻⁷ - 10 ⁻⁵		Közepesen jó vízvezető		

3. ábra: Litológiai és hidrosztratigráfiai táblázat a vizsgált területről (ERHARDT et al. 2017 alapján)
Fig. 3: Lithological and hydrostratigraphic chart of the study area (after ERHARDT et al. 2017)

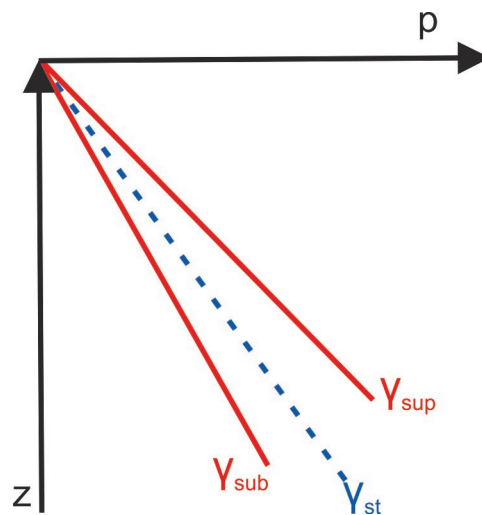
P(z) profilok

Hidrodinamikai vizsgálatok során gyakran alkalmazott eszköz a nyomás vs. eleváció diagram, azaz a p(z) profil, így elsőként a kutak tengersiz feletti magasságát figyelembe véve p(z) profilokat készítettünk, melyek segítségével az áramlás vertikális komponensére következtethetünk. A területre jellemző vertikális nyomásgradiens értékét összehasonlítva az ideális, hidrosztatikus állapottal, meghatározhatjuk az áramlás függőleges irányát.

A vertikális nyomásgradiens (γ) az áramlási tér egységnyi függőleges hosszúságú részére eső nyomáskülönbség. Hidrosztatikus környezetben nincs vertikális mozgás a folyadékban, mivel a vízrészecskékre ható gravitációs és felhajtó erő egyensúlyban van. Ekkor a vertikális nyomásgradiens hidrosztatikus, általában alkalmazott értéke pedig a 4 °C-os édesvíz sűrűségével (1000 kg·m⁻³) számított $\gamma_{st} = 0,98067$ MPa/100m. Hidrodinamikus állapotban valamilyen erő kibillentí a rendszert egyensúlyából és vertikális

áramlási komponens is jelentkezik, a vertikális nyomásgradiens pedig dinamikus (γ_{din}).

Beáramlási területeken $\gamma_{\text{din}} < \gamma_{\text{st}}$, így lefelé áramlik a folyadék és γ_{din} értéke szubhidrosztatikus, míg kiáramlási területeken $\gamma_{\text{din}} > \gamma_{\text{st}}$, ezért felfelé áramlik a folyadék, γ_{din} pedig szuperhidrosztatikus (4. ábra). Átáramlási területeken a vertikális hidraulikus gradiens nulla, de a laterális komponens nullától eltérő érték, így a felszínalatti vízáramlásnak nincs vertikális komponense, csak horizontális. Ilyenkor a vertikális nyomásgradiens hidrosztatikus (TÓTH, SHENG 1996). Ebből következik, hogy egyetlen kútban tapasztalt hidrosztatikus vertikális nyomáseloszlás még nem jelent feltétlenül statikus rendszert.



4. ábra: A $p(z)$ profil vertikális nyomásgradiensének értelmezése. A vertikális nyomásgradiens fedett víztartó esetében függ a fedő vízfogó képződmény permeabilitásától: minél kevésbé permeábilis a vízfogó, a vertikális nyomásgradiens annál inkább közelít a hidrosztatikushoz (ERHARDT et al. 2017 alapján)

Fig. 4: Interpretation of vertical pressure gradients of $p(z)$ profile. Vertical pressure gradient in the confined aquifer depends on the permeability of the overlying aquitard: the less permeable the aquitard, the closer to hydrostatic vertical pressure gradient (after ERHARDT et al. 2017)

Tomografikus folyadékpotenciál térképek

Másodsorban, tomografikus potenciáltérképeket szerkesztettünk meghatározott mélységintervallumokra vonatkozóan. A tomografikus folyadékpotenciál térképek az x - y síkba projektált hidraulikus emelkedési magasság értékek izovonalas megjelenítései, melyek segítségével láthatóvá válik a terület horizontális vízáramlási képe. A térképek segítségével a horizontális vízáramlási irányokon túl, az ekvipotenciálvonalak egyenletlenségéből, a folyadékpotenciál mezőben jelentkező jellegzetes anomáliákból következtethe-

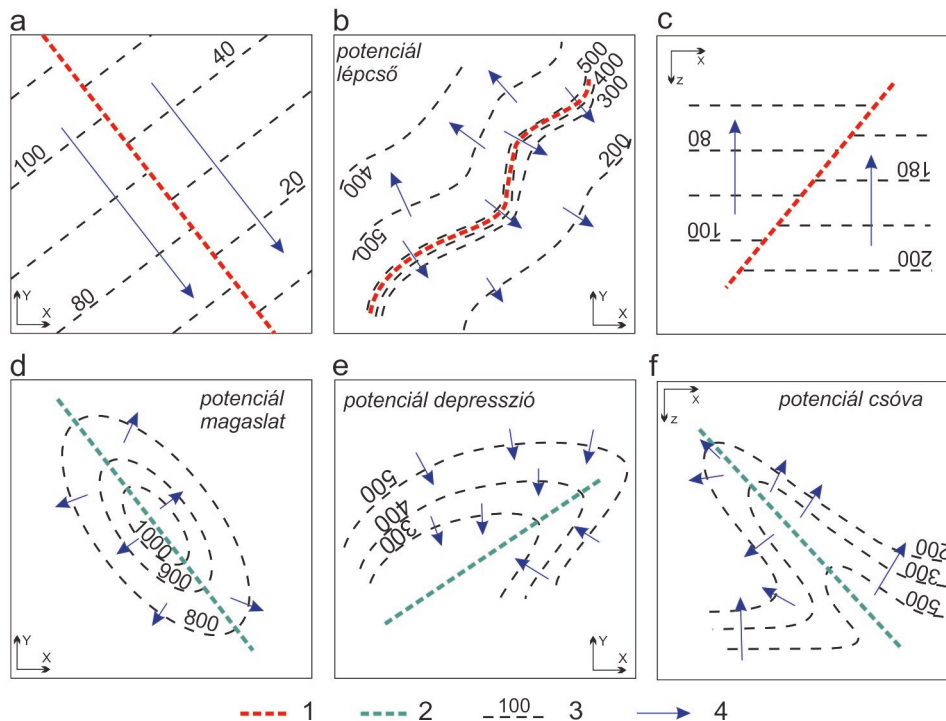
tünk a hidraulikus vezetőképességben bekövetkező változásokra is, például különböző vízvezető képességű rétegek határfelületére, vagy vetők jelenlétére (TÓTH 2003, UNDERSCHULTZ *et al.* 2005, CZAUNER, MÁDLNÉ SZŐNYI 2013). Ezáltal geológiai információt is hordoznak a tomografikus potenciáltérképek, szemben a hagyományos, egy–egy vízadóra készített potenciáltérképeknel. A különböző mélységtartományra készített tomografikus folyadékpotenciál térképek összehasonlításával ráadásul következtethetünk az áramlások vertikális komponensére is.

Hidraulikus keresztshelvények

Végül, a korábbi vizsgálatok eredményei alapján érdekesnek, vagy ellentmondásosnak bizonyuló területeken hidraulikus keresztshelvényeket készítettünk, hogy a shelvények síkja mentén a vertikális és horizontális vízáramlási irányokat egyaránt tanulmányozhassuk.

A hidraulikus keresztshelvények a felszín alatti folyadékpotenciál – lehetőség szerint a legnagyobb esésiránnyal párhuzamosan felvett – függőleges síkba eső értékeinek izovonalas ábrázolása: $h(z,s)$. A shelvényeken a 'h' a hidraulikus emelkedési magasságot, a 'z' a tengerszint feletti magasságot, 's' a shelvény menti távolságot jelöli, de a shelvények síkjában feltüntettük az ekvipotenciál- és áramvonalakat is. A shelvények mentén a 'h' értékek egyenlőtlen eloszlása miatt az ekvipotenciálvonalak egy részét nem, vagy csak szaggatott vonallal tüntettünk fel. A függőleges vízáramlás szemléletesebb megjelenítése érdekében minden keresztshelvényen vertikális magasítást alkalmaztunk.

A keresztshelvényekkel a folyadékáramlás mindkét komponense tanulmányozható, így a korábbi vizsgálati módszerek, a $p(z)$ profilok és tomografikus folyadékpotenciál térképek eredményei ellenőrizhetővé, az általuk alkotott hidraulikai kép bizonyíthatóvá válik. A megfelelő értelmezés érdekében a shelvényeken a hidrosztratigráfiai beosztás és a főbb vetőzónák is feltüntetésre kerültek. A tomografikus potenciáltérképekhez hasonlóan, az alacsony permeabilitású rétegek jelenléte, valamint a vetők hidraulikai viselkedése is kimutatható a potenciáltérben jelentkező anomáliák vizsgálata által. Az alacsony permeabilitású képződmények (pl.: záró vetők) látszólag az ekvipotenciálvonalak folyamatosságának megszakadását idézik elő (5. ábra), míg a magas permeabilitású képződmények (pl.: lencsék, vezető vetők) pozitív és negatív anomáliát is létrehozhatnak a potenciáltérben (5. ábra).



5. ábra: Tomografikus folyadékpotenciál térképeken (a,b,d,e) és hidraulikus keresztmetszvényeken (c,f) megjelenő földtani heterogenitásból (pl.vetők, vízfogó képződmények) adódó folyadék-potenciál anomáliák (TÓTH 2003 és CZAUNER 2012 alapján)

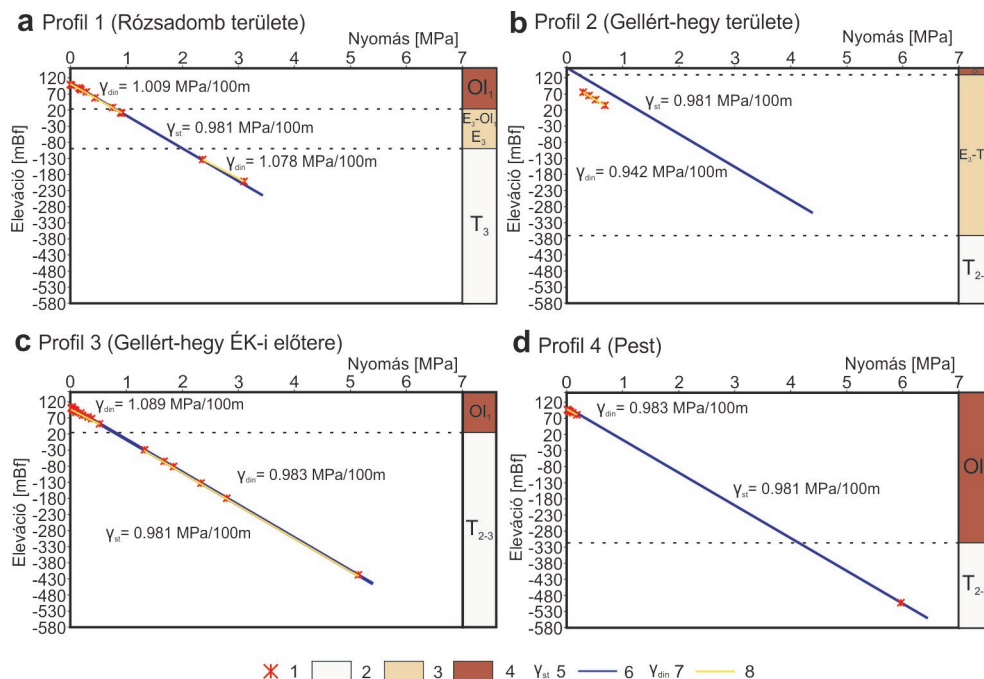
Fig. 5: Anomalies on fluid-potential maps (a, b, d, e) and hydraulic cross sections (c, f) caused by hydrostratigraphical heterogeneities (i.e., faults, aquitard units) (after TÓTH 2003; CZAUNER 2012)

Eredmények

A vizsgált terület részletes hidraulikai elemzését ERHARDT (2012), ÖTVÖS (2012) és ERHARDT *et al.* (2017) tanulmányai közlik. Jelen tanulmányban a Rózsadomb és a Gellért-hegy területére fókuszálva mutatjuk be a hidraulikai feldolgozás eredményét a két terület megcsapolódási jelenségeinek magyarázata céljából.

$P(z)$ profilok

A kutak területi eloszlásának és tengerszint feletti magasságának figyelembe vételével összesen 4 $p(z)$ profilt mutatunk be (2.a ábra), melyek a megcsapolódási területek vertikális áramlási viszonyait szemléltetik. Az értelmezést elősegítendő a profilokon feltüntettük a területükre eső kutak adatai alapján meghatározott hidrosztratigráfiai egységeket is (6. ábra).



6. ábra: $p(z)$ profilok a) Profil 1 (Rózsadombi kiáramlási terület) b) Profil 2 (Gellért-hegy) c) Profil 3 (Gellért-hegy ÉK-i előtere kiáramlási terület) d) Profil 4 (Pest)

1 pórusnyomás 2 jó vízvezető réteg 3 közepesen jó vízvezető réteg 4 rossz vízvezető réteg 5 a területre jellemző vertikális hidrosztatikus gradiens [MPa/100m] 6 hidrosztatikus egyenes 7 az adatok vertikális nyomásgradiense [MPa/100m] 8 az adatpontokra illesztett lineáris trendvonal

Fig. 6 Charts of $p(z)$ profiles: a) profile #1 (Rózsadomb area – Central discharge system) b) profile #2 (Gellért Hill area) c) profile #3 (NE foreland of the Gellért Hill area – Southern discharge system) d) profile #4 (Pest)

1 pressure data points 2 aquifer units 3 moderate aquifer units 4 aquitard units 5 vertical hydrostatic pressure gradient of the area [MPa/100m] 6 hydrostatic vertical pressure gradient line 7 vertical pressure gradient referring to the data points [MPa/100m] 8 linear trendline inserted to the data points

Az 1-es számú $p(z)$ profil (6.a ábra) területe a Rózsadomb keleti előterében húzódik. A $p(z)$ profilon egy sekély ($z=10-98$ mBf) és egy mély ($z=-133-(-201)$ mBf) szűrőközép elevációra vonatkozó adatcsoport különíthető el, előbbi az oligocén vízfogón, utóbbi a triász vízvezetőn belül. A $p(z)$ profil vertikális nyomásgradiense (sekély: $\gamma_{din}=1,009$ MPa/100m, mély: $\gamma_{din}=1,077$ MPa/100m) mindkét csoport esetében némileg nagyobb, mint a hidrosztatikus ($\gamma_{hid}=0,981$ MPa/100m), ami feláramlásra utal.

A 2-es számú $p(z)$ profil (6.b ábra) a Gellért-hegy területén (2.a ábra) került kijelölésre. A profilon megjelenő adatok szubhidrosztatikus állapotot jeleznek, azaz a vertikális nyomásgradiens kisebb ($\gamma_{dyn}=0,942$ MPa/100m), mint a hidrosztatikus, ez pedig leáramlásra utal.

A 3-as számú $p(z)$ profil (6.c ábra) a Gellért-hegy ÉK-i előterében található kutak adataiból készült, mely így az itteni kiáramlási terület függőleges áramlási irányait reprezentálja. A profilon megjelenő adatok egy sekély és egy mély szűrőközép elevációra vonatkozó csoportra különíthetők el. A sekély mélységű ($z=51-102$ mBf), oligocén vízfogóban elhelyezkedő adatok szuperhidrosztatikus állapotot ($\gamma_{\text{din}}=1,089$ MPa/100m) tükröznek, míg a mélyebb ($z=-29-(-417)$ mBf), triász vízvezetőben található csoportban közel hidrosztatikus ($\gamma_{\text{din}}=0,983$ MPa/100m) állapot észlelhető. Előbbi felfelé irányuló vertikális vízáramlásra, utóbbi dominánsan a laterális áramlásra utal.

A 4-es számú profil (6.d ábra) a Gellért-heggyel szemben, a pesti oldalon található (2.a ábra). Az oligocén vízfogóban elhelyezkedő sekély mélységű ($z=81-97$ mBf) adatok vertikális nyomásgradiense ($\gamma_{\text{din}}=0,983$ MPa/100m) közel hidrosztatikus, azaz ott a laterális áramlás lesz az uralkodó. A kijelölt lokális területen 1 db adat jellemzi a nagyobb mélységben ($z=-503$ mBf) elhelyezkedő triász vízvezető réteget, amelynek nyomásadata a hidrosztatikus egyenesre esik.

Tomografikus potenciáltérképek

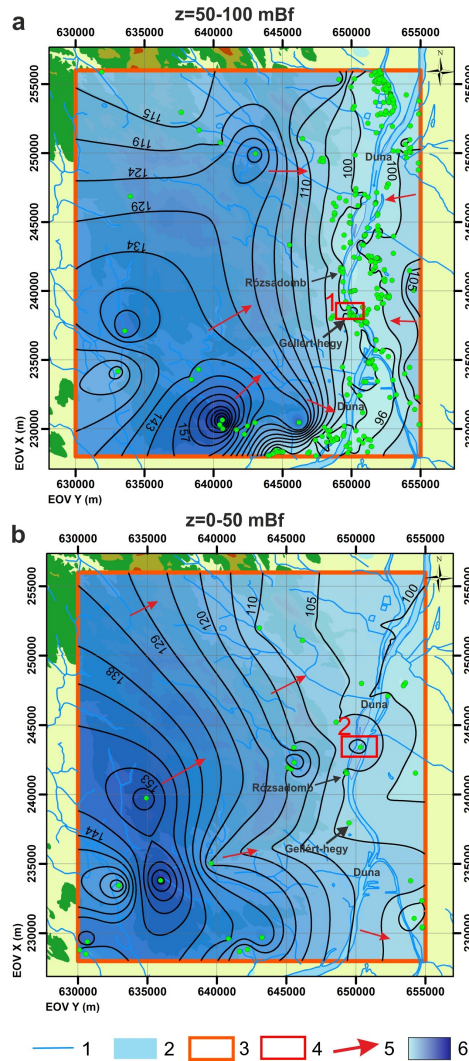
A $p(z)$ profilok segítségével történő vertikális áramlási irányok meghatározását követően tomografikus potenciáltérképek készültek a horizontális áramlási irányok meghatározása érdekében.

A hidraulikai adatok mélység és terület szerinti eloszlására (2.b ábra) való tekintettel két tomografikus folyadékpotenciál térkép ($z=0-49$ mBf és $50-100$ mBf) készült (7. ábra). Az adathiányos területek – és az ezekre történő extrapoláció – ellenére elmondható, hogy mindkét térkép esetében a vízáramlás alapvetően a topográfiát követi, azaz a magasabb hidraulikus emelkedési magassággal rendelkező adatok a topográfiai kiemelkedéseken, az alacsonyabb 'h' értékek a mélyebb területeken jelentkeznek.

A sekélyebb mélységű térképen ($z=50-100$ mBf) (7.a ábra) a potenciálminimum a Duna vonalához kötődik, amelytől Ny-i és K-i irányba egyaránt nőnek a potenciálértékek. Más szóval a vízáramlás K-i és Ny-i irányból egyaránt a Duna irányába történik. A kiáramlási területek (északi, rózsadombi, Gellért-hegyi) hidraulikailag itt nem különülnek el egymástól. A Gellért-hegy környékén azonban egy kisebb potenciálmaximum (1) figyelhető meg (7.a ábra).

A mélyebb ($z=0-49$ mBf) térképen (7.b ábra) egy keleti irányú regionális áramlási irány figyelhető meg, ami a kiemelt karsztos területektől a Duna alatti térrészen keresztül a Pesti-síkság felé halad. Emellett a rózsadombi

dombi és Gellért-hegyi megcsapolódási területek potenciálminimumként jelentkeznek, míg a Margit-sziget északi részén egy „potenciáldomb” (2) mutatkozik.



7. a ábra: Az 50–100 mBf intervallumra szűrözött kutak tomografikus potenciáltérképe

7. b ábra: A 0–49 mBf intervallumra szűrözött kutak tomografikus potenciáltérképe

Jelmagyarázat: 1 vízfolyások 2 Duna 3 a vizsgálati terület határa 4 folyadékpotenciál anomáliák: 1 Gellért-hegy; 2 Margit-sziget 5 a „horizontális” folyadékáramlás iránya 6 hidraulikus emelkedési magasság értékek [mBf] színskálája

Fig. 7 a: Tomographic fluid-potential map of $z=50-100$ m asl elevation interval

Fig. 7 b: Tomographic fluid-potential map of $z=0-49$ m asl elevation interval

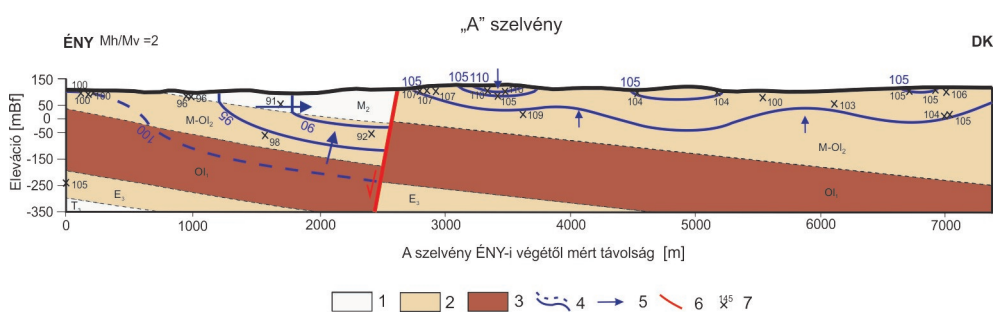
Legend: 1 streams 2 R. Danube 3 boundary of the study area 4 fluid-potential anomalies: 1 Gellért Hill; 2 Margaret Island 5 „horizontal” fluid-flow direction 6 colour chart of hydraulic head values [m asl]

Végül, ha összehasonlítjuk a térképek adatban gazdagabb, keleti és délkeleti részeit, megállapítható, hogy a mélyebb térkép esetében a folyadékpotenciál értékek a Duna mentén magasabbak, ami feláramlásra utal a két mélységintervallum között. A Dunától nyugatra, a topográfiai magaslatokon lefelé irányuló vízáramlás, míg a Dunától keletre horizontális és/vagy lefelé irányuló áramlás észlelhető.

Hidraulikus keresztmetszvények

Jelen tanulmányban 3 reprezentatív szelvényt ('A'; 'B'; 'C') mutatunk be a rózsadombi és Gellért-hegyi területekre fókuszálva. A hidraulikus keresztmetszvények nyomvonalai a fúrási rétegsorok, valamint a $p(z)$ profilok és a potenciáltérképek alapján kerültek kijelölésre. Valamennyi keresztmetszvényen a hidraulikus emelkedési magasság értékek a felső 250 métert reprezentálják, így segítségükkel elsősorban a sekély áramlási rendszerekre következtethetünk.

Az 'A' szelvény (8. ábra) ÉNy–DK-i lefutású, amely a Pesti-síkságon húzódik (2.a ábra). A szelvényen halad keresztül az Északkeleti-peremvető, amely jelentős, több mint 15 méteres 'h'-különbségeket okoz a vető két oldalán. A vető ÉNy-i részén a jó és a közepesen jó vízvezető rétegekben felfelé irányuló vertikális áramlás, míg a vető másik felén, az M_2 vízvezetőben dominánsan oldalirányú vízmozgás a jellemző. A 2500. szelvénytől lokális beáramlási területek szuperponálódhatnak a feltételezhetően regionális feláramlásra.



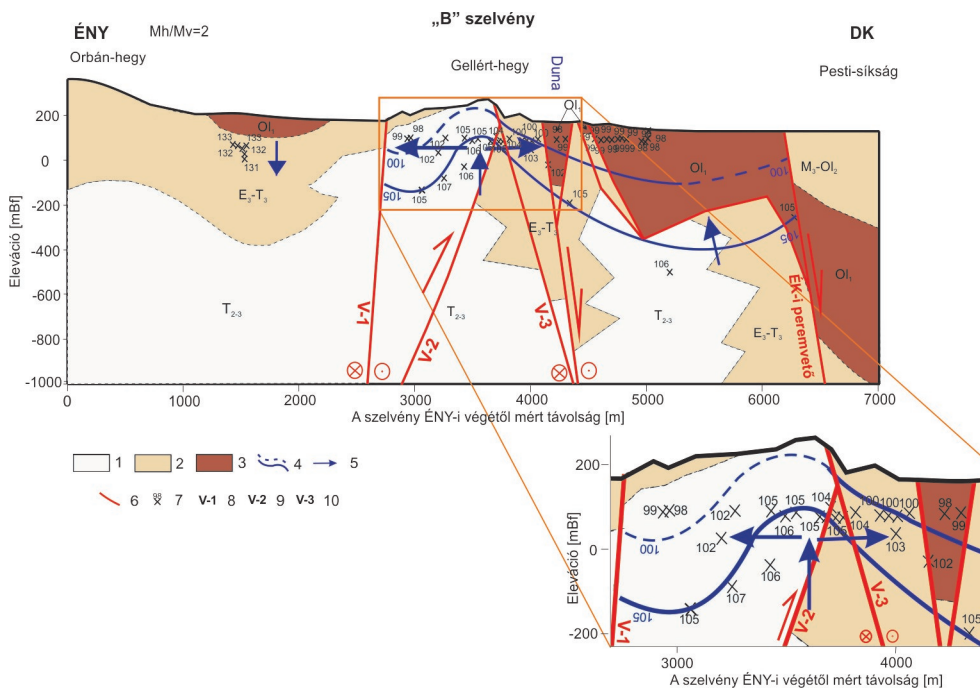
8. ábra: Az 'A' hidraulikus keresztmetszvény

Jelmagyarázat: 1 jó vízvezető réteg 2 közepesen jó vízvezető réteg 3 rossz vízvezető réteg 4 ekvipotenciál-vonalak 5 áramlási irány 6 vetők 7 adatpontok a hidraulikus emelkedési magasság értékkel [mBf]; $Mh/Mv=2$ kétszeres túlmagasítás

Fig. 8: Hydraulic cross section 'A'

1 aquifer units 2 moderate aquifer units 3 aquitard units 4 hydraulic head contour 5 fluid-flow direction 6 faults 7 data points with hydraulic head value [m asl] $Mh/Mv=2$ double vertical exaggeration

A 'B' szelvény (9. ábra) északnyugat–délkelet irányban az Orbán-hegytől indulva áthalad a Gellért-hegyen, a Dunán, majd a Pesti-síkságon elvégződik (2.a ábra). A szerkezeti elemek és a hidrosztratigráfiai beosztás a területen áthaladó regionális földtani szelvény (FODOR 2013) alapján készült. Az Orbán-hegy és a Gellért-hegy (0–3000 m szakasz) között összesen 5 db egymáshoz közeli adat található, amelyek enyhe lefelé irányuló áramlásra engednek következtetni. Ezzel szemben a Gellért-hegy és a Pesti-síkság alatt (2500–5000 m szakasz) a hidraulikus emelkedési magasság értékek vertikálisan felfelé, horizontálisan pedig keleti és nyugati irányba mutató komponenseket jeleznek. Emellett egy jelentős pozitív folyadékpotenciál anomália figyelhető meg a Gellért-hegy alatt húzódó kréta korú vető (V-2, 9. ábra) és a kainozoikumi oldaleltolódásos vetőzóna (V-3, 9. ábra) környezetében.



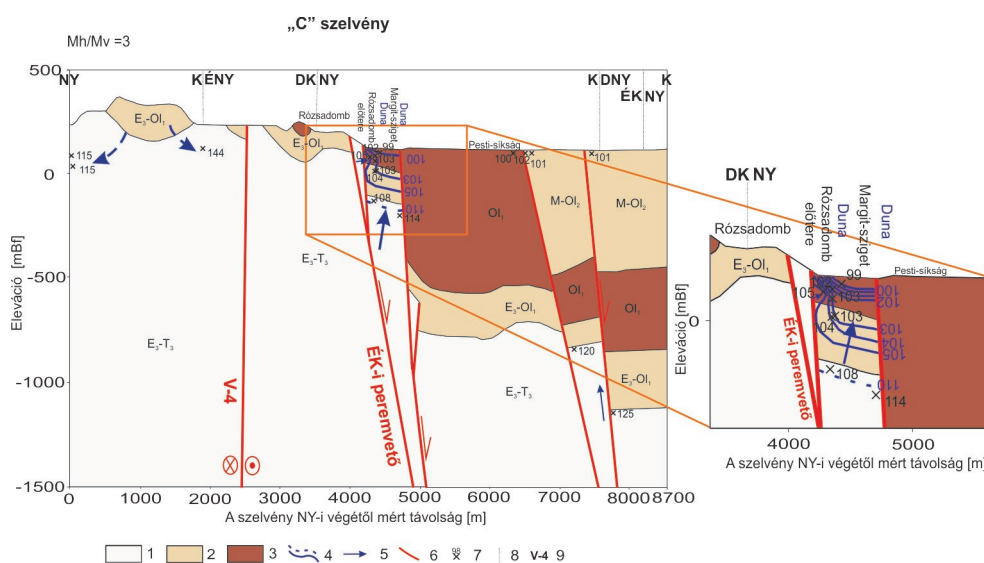
9. ábra: A 'B' hidraulikus keresztmetszvény

Jelmagyarázat: 1 jó vízvezető réteg 2 közepesen jó vízvezető réteg 3 rossz vízvezető réteg 4 ekvipotenciálvonalak 5 áramlási irány 6 vetők 7 adatpontok a hidraulikus emelkedési magasság értékkel [mBf] 8 kainozoikumi oldaleltolódásos vető (a szövegben tárgyalva) 9 kréta vető (a szövegben tárgyalva) 10 kainozoikumi oldaleltolódásos vető (a szövegben tárgyalva) Mh/Mv=2 kétszeres túlmagyarázás

Fig. 9: Hydraulic cross section 'B' (hydrostratigraphy based on FODOR 2013)

Legend: 1 aquifer units 2 moderate aquifer units 3 aquitard units 4 hydraulic head contour 5 fluid-flow direction 6 faults 7 data points with hydraulic head value [m asl] 8 Cenozoic strike-slip fault (discussed in the text) 9 Cretaceous fault (discussed in the text) 10 Cenozoic strike-slip fault (discussed in the text) Mh/Mv=2 double vertical exaggeration

A 'C' szelvény (10. ábra) nagyjából ÉNy–DK-i irányítottaságú, amely Budapest központi területén húzódik keresztül (2.a ábra), érintve a Rózsadombot, annak előterét, a Margit-sziget déli részét, valamint a Pesti-síkságot is. A szelvény hidrosztratigráfiai beosztása FODOR (2013) földtani szelvénye alapján készült. A szelvény K-i végén (7000–8000 m szakasz), a mélyebb régióból ($z=-800-(-1200)$ mBf) összesen 2 adat származik. Ezek alapján a 'h' értéke felfelé csökken, így itt feláramlásra lehet következtetni. A Rózsadomb előterében, illetve a Margit-sziget déli részén szintén feláramlásra utalnak a 'h' értékek, míg a dominánsan keleti irányú laterális áramlás a sekélyebb mélységekben folyadékpotenciál anomáliát okoz. A Pesti-síkság felszín közeli adatai 100 mBf értékek körül mozognak. Ha összehasonlítjuk a szelvény nyugati elvégződésénél (0–2000 m szakasz) mutatkozó 'h' értékeket a Rózsadomb előterében lévő adatokkal, akkor megfigyelhető, hogy azok ugyanazon mélységben 10–40 méterrel magasabb 'h' értékeket mutatnak.



10. ábra: A 'C' hidraulikus keresztmetszvény

Jelmagyarázat: 1 jó vízvezető réteg 2 közepesen jó vízvezető réteg 3 rossz vízvezető réteg 4 ekvipotenciálvonalak 5 áramlási irány 6 vetők 7 adatpontok a hidraulikus emelkedési magasság értékkel [mBf] 8 szelvény „töréspont” 9 a szövegben tárgyalt vető, $Mh/Mv=3$ háromszoros túlmagyarázás

Fig. 10: Hydraulic cross section 'C' (hydrostratigraphy based on FODOR 2013)

Legend: 1 aquifer units 2 moderate aquifer units 3 aquitard units 4 hydraulic head contour 5 fluid-flow direction 6 faults 7 data points with hydraulic head value [m asl] 8 „breaking point” of the cross section 9 fault discussed in the text $Mh/Mv=3$ triple vertical exaggeration

Következtetések, eredmények értelmezése

A fentiekben tárgyalt $p(z)$ profilok eredményei alapján elmondható, hogy az 1-es és 3-as számú profilok (6.a és 6.c ábra) esetében a vízáramlás iránya felfelé mutat, így ezek kiáramlási területek. A 2-es számú profil (6.b ábra) lefelé irányuló áramlást jelez, ezért ez egy beáramlási terület. Végül a 4-es számú profilon (6.d ábra) a közel hidrosztatikus vertikális nyomásgradiens átáramlási területet jelöl. A szub- és szuperhidrosztatikus γ értékek alig különböznek a hidrosztatikus értéktől, azonban ez a felszínközeli mérési pontoknak köszönhető. A jelen tanulmányban tárgyalt és ERHARDT (2012), valamint ÖTVÖS (2012) feldolgozásában szereplő összes, 38 db, $p(z)$ profilon tapasztalt vertikális áramlási irányok magyarázhatók a topográfiai helyzettel, ami a vizsgált mélységintervallumon (földfelszíntől $z=-500$ mBf-ig) belül a gravitációs áramlási rendszerek jelenlétére utal.

Az áramlási mintázatokra a hidrosztratigráfia jelentős befolyással lehet, ami a jelen tanulmányban vizsgált $p(z)$ profilok esetében is megfigyelhető. A fedő vízfogó réteg (a felszínen) a beáramlási területeken lelassítja a lefelé történő vízáramlást, ezért az alatta lévő rétegekben és a közepesen jó vízvezető rétegekben szubhidrosztatikus értékek jelennek meg, mint ahogy az a Gellért-hegyi területen is látható (6.b ábra). A kiáramlási területeken, ahol a γ szuperhidrosztatikus és a vízfogók akadályozzák a feláramlást, a vastagabb fedő vízfogó (és közepesen jó vízvezető) réteg okozza a nagyobb γ értéket az alatta fekvő vízvezetőben, mint például a Rózsadombi területen vagy a Gellért-hegy ÉK-i előterében (6.a és 6.c ábra). A Gellért-hegy ÉK-i előterében a rózsadombi területhez képest magában a vízfogóban nagyobb γ értékek jelentkeznek, ami feltehetően a nagyobb topográfiai gradiensnek tudható be (6.c ábra). A fedő vízvezető képződmények a laterális áramlással jellemezhető átáramlási területeken látszólag nincsenek jelentős hatással a vertikális nyomásgradiensre (6.d ábra).

A tomografikus potenciáltérképek eredményei szintén a gravitációs áramlási rendszerek jelenlétét bizonyítják (7. ábra). A topográfiai magaslatok beáramlási területnek, a mélyebben fekvő területek kiáramlási területnek minősülnek, míg a sekélyebb mélységintervallumban a Duna tekinthető regionális megcsapolódási zónának (7.a ábra). A mélyebb intervallumra készült térképen (7.b ábra) keleti irányban keresztüláramlás figyelhető meg a Duna alatti térrészben. A fluidumpotenciál anomáliák többsége nem jelentős és a legtöbbjük a helyi topográfiai jellemzőkkel magyarázható. A szintkülönbségekkel nem magyarázható anomáliák a hidraulikus keresztmetszelvevényekkel együtt értelmezhetők. A három jól ismert természetes megcsapoló-

dási zóna (északi, rózsadombi és Gellért-hegyi rendszer) a térképek alapján jelentősen nem különbözik egymástól.

A hidraulikus keresztshelvényeken (8-10. ábrák) elsősorban a felső 250 méterre vonatkozó áramlási rendszerekre következtethetünk, mivel a hidraulikus emelkedési magasság értékek többsége a felszín közeli rétegekre szűrőzött kutakból származik. A topográfiával való korreláció mellett, a vetők hidraulikai viselkedése is vizsgálható ebben a mélységintervallumban.

Az 'A' keresztshelvényen (8. ábra) az Északkeleti-peremvető a folyadék áramlása szempontjából záró funkciót tölt be, minthogy a vető két oldalán 15 m-es különbség mutatkozik a hidraulikus emelkedési magasság értékekben. A vetőtől ÉNy-i irányban kiáramlási terület azonosítható az M₂ vízvezetőben dominánsan oldalirányú áramlással, míg a vető másik oldalán a helyi topográfiai magaslatok következtében lokális beáramlási területek szuperponálódnak az uralkodóan felfelé irányuló áramlásra.

A 'B' keresztshelvényen (9. ábra) a Gellért-hegy közelében az ekvipotenciál értékek mélységgel való növekedése figyelhető meg, tehát ez egy kiáramlási terület, ami összhangban van a terület p(z) profiljának eredményével (6.c ábra) is, mely egyben Budapest déli természetes megcsapolódási zónáját is jelenti. A régió nyugati háttérében a p(z) profil (6.b ábra) beáramlási területet jelez. A hidraulikus összefüggés a Gellért-hegy és annak nyugati háttéré között adathiányból adódóan kétféleképpen értelmezhető. Ez egyrészt lehet a gravitációs áramlási rendszerek két elvégződése (beáramlási és kiáramlási terület). Másrészt az északnyugati kanozoos oldaleltolódásos vető (9. ábra, V-1) hidraulikailag záró vetőként is értelmezhető, ami a 'h' értékekben jelentős eltéréseket okoz a vető két oldalán. Ezt a feltevést erősítik a vető nyugati oldalán kivastagodó közepes vízvezető és vízfogó rétegek, melyek a vető keleti oldalán megjelenő karbonátos vízvezető réteg mellett jelennek meg. Ennek a feltételezhetően vízfogó vetőnek és a közepesen jó vízvezető rétegek kivastagodásának jelentős hatása van a terület transzverzális áramlási irányaira, mivel a Gellért-hegy nyugati részén beáramló vizek nem tudnak, vagy csak mérsékelten képesek megcsapolódni a Gellért-hegyi megcsapolódási zónában. A kréta korú vető és a kanozoikum oldaleltolódásos vető találkozásánál (9. ábra, V-2 és V-3) sekély mélységben egy pozitív potenciálanómia figyelhető meg, ami fluidumpotenciál dombként jelentkezik a sekélyebb potenciáltérképen (7.a ábra) is. Ez az anomália a vetőzóna vízvezető szerepét demonstrálja. Ennek eredményeként a mélyről jövő termálvizek a Gellért-hegyi megcsapolódási területen szerkezeti elemek mentén képesek a felszínre elérni. Fontos megjegyezni, hogy habár közepesen jó vízvezető rétegek találhatóak a két vető között és a kanozoikum oldaleltolódásos vető (V-3) keleti oldalán (z=-200

mBf felett), amelyek a folyadékáramlást kissé akadályozzák, azonban ezek a kőzetek jelentős másodlagos porozitással rendelkezhetnek az erősen töredezett vetőzóna mentén. Ennek következtében nincs jelentős különbség a 'h' értékek között a vetők két oldalán.

A 'C' keresztmetszvényen (10. ábra) és az 1-es számú profilon (6.a ábra) a Rózsadomb és a Margit-sziget déli része mint kiáramlási terület azonosítható. A Rózsadomb előterében folyadékpotenciál anomália jelentkezik, ami keleti irányú laterális áramlást eredményez a sekély mélységekben jelentkező feláramlás mellett. A vízfogó rétegben jelentkező ekvipotenciál torlódás az alacsony permeabilitásra utal, szemben az Északkeleti-peremvető zónájában egymás mellé kerülő E₃-T₃ vízvezető képződményekben azonosítható feláramlással, ami nagy valószínűséggel a vetőzóna vízvezető szerepének köszönhető. Megjegyzendő, hogy a tárgyalt vetőzóna hidraulikus hatásának pontosabb értelmezéséhez további adatokra lenne szükség, legfőképp a vető nyugati oldaláról. Az adatok kis számára való tekintettel a szelvény ÉNy-i részén (0–2000 m közötti szelvényszakasz) az ekvipotenciálvonalak nem kerültek meghúzásra, azonban az ott található topográfiai magasság és a hidraulikus emelkedési magasság értékek alapján a felszín közelében beáramlási területre lehet számítani. Miután csak egy adatpont mutat magasabb 'h' értéket, a nyugati kainozoikum oldaleltolódásos vető (10. ábra, V-4) két oldalán a hidraulikus emelkedési magasság értékekben jelentkező különbség magyarázható a különböző rezsímmellegű területek jelenlétével. Nevezetesen a vető nyugati oldalán a beáramlási terület magasabb 'h' értékeket, míg a vető keleti oldalán a kiáramlási terület alacsonyabb 'h' értékeket mutat, ami laterális áramlási irányokra enged következtetni. Ezt a feltevést erősíti az a tény is, miszerint a vető két oldalán egymás mellett vízvezető képződmények találhatóak. A Pesti-síkság felszín közeli adatai a szelvény síkjában a laterális áramlás hiányára utalnak.

Másrészről viszont az Északkeleti-peremvető a Rózsadomb környezetében inkább vezető vetőként viselkedik (10. ábra) a pozitív folyadékpotenciál anomália, a nagy számban jelenlévő források és nagy hozamú kutak jelenlétéből következően (ALFÖLDI *et al.* 1968; ERŐSS *et al.* 2008). Ugyanabban a vetőzónában egyidejűleg létezhet a vertikális vízvezető és a transzverzális vízfogó jelleg is (CZAUNER, MÁDLNÉ SZŐNYI 2011). Ebben az esetben a termálvizek képesek az Északkeleti-peremvető mentén felfelé haladni, majd a Rózsadomb területén a sekélyebb mélységekben a környező képződményekbe áramlanak és a vetőből kiáramló vizek akadályozzák a vetőn keresztül történő, azaz a transzverzális áramlást. A vetőn keresztüli átáramlást, azaz a vető transzverzálisan vízfogó szerepét a vető nyugati oldalán található vízfogó képződmények is eredményezhetik. A

szerkezeti elemek hidraulikai viselkedése térben is változhat, tehát az Északkeleti-peremvető vertikális vízvezető és a transzverzális vízfogó jellege a nyugati, budai oldalon nem zárja ki a vető záró jellegét a keleti, pesti oldalon.

Diszkusszió

A Budai Termálkarszt hidraulikai feldolgozásához alkalmazott módszerek eredményei alapján összességében elmondható, hogy a felszín alatti víz-áramlási irányok szignifikáns összefüggést mutatnak a topográfiával, azaz a gravitációs áramlási rendszerek képét tükrözik. A gravitáció által vezérelt alapvető hidraulikai rezsímjellegek (azaz beáramlás, kiáramlás, átáramlás) arculatát befolyásolják a földtani felépítésben jelentkező különbségek, mint például a szerkezeti elemek eltérő hidraulikai viselkedése. Tehát a kőzetvázban jelentkező heterogenitás viszonyok nem osztják meg az áramlási mezőt, csak módosítják a hidraulikus gradiens értékét. Következésképpen a hidraulikus folytonosság kimutatható a karbonátos és a fedő képződmények között, mely összhangban van *MÁDL-SZŐNYI, TÓTH* (2015) valamint *MÁDL-SZŐNYI et al.* (2017) megállapításaival.

A Duna alatti átáramlás (*2.b ábra*) összhangban van a korábbi koncepcionális modellekben (*VENDEL, KISHÁZI* 1964, *KOVÁCS, MÜLLER* 1980) és egyszerűsített numerikus szimulációkban (*MÁDL-SZŐNYI, TÓTH* 2015, *HAVRIL et al.* 2016) megjelenő aszimmetrikus áramlási mintázattal, mely a nyugati fedetlen karbonátokon történő intenzív beszivárgás következménye.

A rózsadombi és a Gellért-hegyi kiáramlási területeket tekintve elmondható, hogy a mért adatokon alapuló hidraulikai vizsgálatok mindkét területen igazolták a fluidumok feláramlását, és mindkét rendszer esetében több szerkezeti elem is utat biztosít a felfelé áramló termálvizek számára. Ezzel a hipogén karsztosodási folyamatok egyik alapvető feltétele (*KLIMCHOUK* 2007) teljesül.

A Gellért-hegy térségében a kainozoikumi oldalelmozdulásos vető (*9. ábra, V-1*) és a vető nyugati felén jelenlévő közepesen jó vízvezető rétegek akadályozzák a Gellért-hegytől nyugatra található hegycsoport területén beáramló karsztvizek Gellért-hegyi kiáramlási terület felé való áramlását. Ennek következtében uralhatják a Gellért-hegyi megcsapolódási zónát a mélyből feláramló termálvizek, melyet a korábbi geokémiai kutatások (*ERŐSS et al.* 2008, *ERŐSS et al.* 2012a,b) is sugalltak. Tehát a hidraulikai vizsgálatok is megerősítik, hogy egykomponensű megcsapolódás révén ezen a területen a keveredési korróziós barlangképződés nem lehetséges. Mikro-

biológiai vizsgálatok (*BORSODI et al.* 2012, *ANDA et al.* 2014) a mikrobiálisan segített kénsavas barlangképződésre utalnak.

A rózsadombi terület nyugati háttérében a fedetlen karbonátos köze-
teken beszivárgó karsztvizek akadálytalanul (hidrosztratigráfiai vagy szer-
kezeti akadály nélkül) érik el a megcsapolódási zónát (*10. ábra*). Itt a verti-
kálisan vezető, de transzverzálisan záró Északkeleti-peremvető, valamint
annak keleti oldalán jelen lévő vízfogó kőzetek állják útját a nyugatról érke-
ző karsztvizeknek (*10. ábra*). Ennek eredményeképpen fakadnak nagy ho-
zamú langyos források a Rózsadomb lábánál. A termálvizek feláramlásának
az Északkeleti-peremvető zónája ad teret. Ennek okán jöhet létre a kétkom-
ponensű megcsapolódás, azaz a langyos és hévforrások területileg elkülönü-
lő megjelenése. Az előbbiek a Rózsadomb lábához közel, az utóbbiak a Du-
nához közelebb csapolódnak meg. A karsztvizek és termálvizek szerkeze-
tileg illetve hidrosztratigráfiaileg meghatározott megcsapolódása a keveredési
korrózió szerkezeti meghatározottságát vonja maga után, melyet a barlang-
járatok szerkezetileg meghatározott irányai is alátámasztanak. A korábban
geokémiaileg igazolt kétkomponensű keveredést (*ERŐSS et al.* 2008,
ERŐSS et al. 2012a,b) tehát a hidraulikai vizsgálatok is alátámasztották, és
egyben rávilágítanak arra is, hogy a barlangképződés, azaz a keveredés aktív
zónája az Északkeleti peremvető zónájához kapcsolható.

Összefoglalás

A Budai Termálkarszt megcsapolódási jelenségeinek, folyamatainak —
köztük a barlangképződésnek — magyarázata a felszínalatti vízáramlási
rendszer megértésével lehetséges. Jelen tanulmány célja az áramlási rend-
szerek hidraulikai feldolgozása volt archív mért kútdatok alapján a rózsad-
ombi és Gellért-hegyi megcsapolódási területre fókuszálva, ahol jelenleg is
találhatók barlangok a karsztvíz szintjében. Nyomás–eleváció profilok,
tomografikus folyadékpotenciál térképek és hidraulikus keresztmetszvények
készültek ennek megfelelően az adateloszlás figyelembevételével. Mindezek
eredményeként egy gravitáció által vezérelt áramlási rendszer, hidraulikus
folytonosság és a vízfogó képződmények és a vetők áramlást módosító hatá-
sa került kimutatásra ezen a karszterületen. A kirajzolódó áramlási mintáza-
tok határozzák meg a megcsapolódási területek egy- illetve kétkomponensű
jellegét és az ehhez kapcsolódó barlangképződési folyamatokat a rózsadom-
bi és Gellért-hegyi természetes megcsapolódási területeken. A Duna mentén
a megcsapolódási zónában bizonyítást nyert a hipogén karsztosodás egyik
elengedhetetlen feltétele, a regionális feláramlás.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány az OTKA NK 101356 kutatás támogatásával készült.

IRODALOM

- ALFÖLDI L., BÉLTEKY L., BÖCKER T., HORVÁTH J., KESSLER H., KORIM K., ORAVECZ J., SZALONTAI G ALFÖLDI.* (1968): Budapest hévizei - Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet, Budapest, 365p.
- ALFÖLDI, L.* (1979): Budapesti hévizek – Thermal waters of Budapest. VITUKI Közlemények - Proceedings 20., Budapest, 102 p.
- ALFÖLDI L* (1981): A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje, Hidrológiai Közlöny, IX, pp 397-403
- ALFÖLDI L* (1982): A layered thermal-water twin flow system, J. Hydrol. 56, pp. 99-105
- ANDA D, BÜKI G, KRETT G, MAKK J, MÁRIALIGETI K, ERŐSS A, MÁDL-SZŐNYI J, BORSODI A* (2014): Diversity and morphological structure of bacterial communities inhabiting the Diana–Hygieia thermal spring (Budapest, Hungary). Acta Microbiologica et Immunologica Hungarica 61(3) pp. 329–346
- BALDERER W, SYNAL A H, DEÁK J, FÓRIZS I, LEUENBERGER F* (2014) Origin of Thermal Waters in Budapest Based on Chemical and Isotope Investigations Including Chlorine-36. Environ Earth Sci DOI: 10.1007/978-3-642-28824-1_5
- BÁLDI T., BÁLDINÉ BEKE M.* (1986): A Magyar Paleogén Medencék fejlődése. - Őslénytani Viták 33 pp. 95–145.
- BÁLDI T., NAGYMAROSY A.* (1976): A Hárshgyi Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete, Földtani Közlöny 106 pp. 257–275
- BÁLDI T.* (1983): Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk, Akadémia Press, Budapest, 293 p
- BORSODI A.K., KNÁB M., KRETT G., MAKK J., MÁRIALIGETI K., ERŐSS A.* (2012): Biofilm Bacterial Communities Inhabiting the Cave Walls of the Buda Thermal Karst System, Hungary, Geomicrobiology Journal 29, (7) pp. 611-627, DOI: 10.1080/01490451.2011.602801
- CZAUNER B.* (2012): Regional hydraulic function of structural elements and low permeability formations in fluid flow systems and hydrocarbon entrapment in eastern-southeastern Hungary. PhD thesis, ELTE, 189 p
- CZAUNER B., MÁDL-SZŐNYI J.* (2011): The role of faults in hydraulic hydrocarbon entrapment: theoretical considerations and a field study from the Trans-Tisza Region, Hungary. AAPG Bulletin

DOI:10.1306/11051010031

CZAUNER B. (2012): Czauner B (2012): Regional hydraulic function of structural elements and low-permeability formations in fluid flow systems and hydrocarbon entrapment in eastern-southeastern Hungary. PhD Thesis, Eötvös Loránd University, Dept. of Physical and Applied Geology, Budapest, Hungary

CZAUNER B., MÁDL-SZŐNYI J. (2013): Regional hydraulic behaviour of structural zones and sedimentological heterogeneities in an overpressured sedimentary basin. *Marine and Petroleum Geology* 48 pp. 260-274, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2013.08.016

CSONDOR et al. (2017): Radon as a natural tracer for underwater cave exploration, *Journal of Environmental Radioactivity* 173 (2017) pp. 51-57, DOI: 10.1016/j.jenvrad.2016.10.020

ERHARDT I., (2012): A Rózsadomb és tágabb környezetének hidraulikai feldolgozása – Diplomamunka, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

ERHARDT I., ÖTVÖS V., ERŐSS A., CZAUNER B., SIMON SZ., MÁDL-SZŐNYI J. (2017): Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary), *Hydrogeol J, Report*, DOI 10.1007/s10040-017-1591-3

ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J., CSOMA É. A. (2008): Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary, *Central European Geology*, 51(3) pp. 267-281, DOI: 10.1556/CEuGeol.51.2008.3.8

ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J., SURBECK H., HORVÁTH Á., GOLDSCHIEDER N., CSOMA A. É., (2012A): Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. – *Journal of Hydrology* 426-427, pp. 124-137. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.01.031

ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J., SURBECK H., HORVÁTH Á., GOLDSCHIEDER N., CSOMA, A. É. (2012B): Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary – *Journal of Hydrology* 426-427: 124–137., DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.01.031

ERŐSS A. (2010): Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary - Doktori disszertáció, ELTE, 171p.

FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. (1994): Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. *A Budai-vonal új értelmezése - Földtani Közöny*, 124(2), pp 19-305.

FODOR L. (2000): Fedetlen földtani és szerkezetföldtani térkép. In: *Mindszenty, A. (ed.) A rózsadombi termálkarszt monitoring optimalizálása,*

- unpublished report, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 111 p.
- FODOR L.* (2013): A Budai-hegység felépítését szemléltető K–NY-i irányú szelvények. In: Mindszenty A. (ed) Budapest: földtani értékek és az ember - városgeológiai tanulmányok. Eötvös University Press, Budapest
- GYALOG L., CSÁSZÁR G.* (szerk.) (1995): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – MÁFI Alkalmi Kiadványa 187, 171 p.
- HAAS J., KORPÁS L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMOR-VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., TARDI-FILÁ CZ E.* (2000): Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben – a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében. - Földtani Közölny 130(3) pp. 371–421.
- HAVRIL T, MOLSON J, MÁDL-SZŐNYI J* (2016) Evolution of fluid flow and heat distribution over geological time scales at the margin of unconfined and confined carbonate sequences. *Marine and Petroleum Geology*, 78, pp. 738-749,
[dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.001](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.001)
- KÁZMÉR M.* (1985): A budai felső eocén mészkő mikrofácies modellje. - Őslénytani Viták 31 pp. 59–65.
- KELE S, SCHEUER GY, DEMÉNY A., SHEN C.C., CHIANG H.W.* (2009): U-series dating and isotope geochemical study of the Gellért Hill (Budapest) travertine. *Cent. Eur. Geol.* 52 pp. 199-224.
[http://dx.doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.3-4.1.](http://dx.doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.3-4.1)
- KELE S, SCHEUER G, DEMÉNY A, SHEN C-C & CHIANG H-W* (2011): A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata, Földtani Közölny, 141, pp. 445-468
- KLEB B.* (ed.) (1993): Közettani, tagoltsági, kőzetfizikai vizsgálatok, földtani reambuláció és paleokarszt elemzés. — Budapesti Műszaki Egyetem, Magyar Állami Földtani Intézet, pp 249.
- KLIMCHOUK AB* (2007) Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective, Special Paper no. 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM
- KOVÁCS J, MÜLLER P* (1980): A budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai, Karszt és Barlang 2 pp. 93–98
- LEÉL-ŐSSY SZ* (1995) A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai — Földtani Közölny 125(3–4) pp. 363–432
- LORBERER Á* (1997) A budapesti termálkarszt helyzetértékelése, Water Resources Research Institute Report 714/1/4032-1
- LORBERER Á* (2002): A budapesti termálkarszt állapot-értékelése – Zárójelentés, Vituki Rt. Budapest, pp. 1-45

- MÁDLNÉ SZŐNYI J.* (2013): A Budai Termálkarszt rendszer jellemzői – In: MINDSZENTY A. (szerk.): Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”). – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 79-96
- MÁDL-SZŐNYI J, TÓTH Á* (2015) Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. *Hydrogeol J* 23(7) pp. 1359–1380. DOI:10.1007/s10040-015-1274-x
- MÁDL-SZŐNYI J, CZAUNER B, IVÁN V, TÓTH Á, SIMON SZ, ERŐSS A, BODOR P, HAVRIL T, BONCZ L, SÓREG V* (2017a) Confined carbonates – Regional scale hydraulic interaction or isolation? *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY*
<http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.006>
- MÁDL-SZŐNYI J, ERŐSS A, TÓTH Á* (2017b) Fluid flow systems and hypogene karst of the Transdanubian Range, Hungary: with special emphasis on Buda Thermal Karst. In: Klimchouk AB, Palmer AN, De Waele J, Auler AS, Audra P (eds) Hypogene karst regions and caves of the world. Springer, New York
- MÜLLER P., MAGYAR I.* (2008): A budai pannóniai képződmények. - Földtani Közlöny 138(4) pp. 345–354.
- NAGYMAROSY A., BÁLDINÉ BEKE M.* (1988): The position of the Paleogene Formations of Hungary in the standard Nannoplankton zonation.— *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica* 28 pp. 3–25.
- ÖTVÖS V.* (2012): A Gellért-hegy és tágabb környezetének hidraulikai feldolgozása – Diplomamunka, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék
- PAPP F* (1942): Budapest meleg gyógyforrásai, A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülöhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet Kiadványa, Budapest
- SCHAFARZIK F* (1928) Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére [Retrospective study of the evolution of Buda springs] – *Hidrológiai Közlöny* 1, pp 9-14
- SCHEUER G., SCHWEITZER F.* (1988): A Gerecse-és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei - Budapest, Akadémiai Kiadó, 147 p
- TARI G., BÁLDI T., BÁLDI-BEK, M.* (1993): Paleogene flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model - *Tectonophysics*, 226, pp 433-455. DOI: 10.1016/0040-1951(93)90131-3
- TÓTH, J.*, (1963): Theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geoph. Res.*, 68(16), pp. 4795-4812.
doi:10.1029/JZ068i016p04795.

- TÓTH J.* (1999): Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. – *Hydrogeology Journal*, 7(1) pp. 1–14. DOI: 10.1007/s100400050176
- TÓTH J.* (2003): Fluid-potential patterns and hydrocarbon deposits in groundwater flow-fields induced by gravity and tectonic compression, Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. *Journal of Geochemical Exploration* 78-79:427-431 DOI: 10.1016/S0375-6742(03)00024-4
- TÓTH J., SHENG G.* (1996): Enhancing safety of nuclear waste disposal by exploiting regional groundwater flow: The Recharge Area Concept. *Hydrogeology Journal*, 4/4, 4-25. DOI: 10.1007/s100400050252
- Tóth J.* (2009): *Gravitational Systems of Groundwater Flow – Theory, Evaluation, Utilization.* Cambridge University Press, 297 p DOI: 10.1111/j.1745-6584.2010.00756.x
- UNDERSCHULTZ J. R., OTTO C. J., BARTLETT R.* (2005): Formation fluids in faulted aquifers: examples from the foothills of Western Canada and the North West Shelf of Australia – in *Boult, P., Kaldi, J.* (eds): *Evaluating fault and cap rock seals*, AAPG Hedberg Series, 2 pp. 247-260., DOI: 10.1306/1060768H23171
- VENDEL M., KISHÁZI P.*, (1964): Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. *MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei*, 32, pp. 393–417, 33, pp. 205–234.
- WEIN GY.* (1977): *A Budai-hegység tektonikája.* - MÁFI Alkalmi Kiadványa, Budapest, 76 p.

**TERMÉSZETES NYOMJELZŐK ALKALMAZÁSA A MOLNÁR
JÁNOS-BARLANGBAN**

**THE APPLICATION OF NATURAL TRACERS IN THE MOLNÁR
JÁNOS CAVE**

CSONDOR KATALIN¹ – ERŐSS ANITA¹ – HORVÁTH ÁKOS² –
SZIEBERTH DÉNES³

¹ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott
Földtani Tanszék, Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, csondorkata@caesar.elte.hu

²ELTE TTK Fizikai Intézet, Atomfizikai Tanszék

³BME Szervetlen és Analitikai Kémia Tanszék

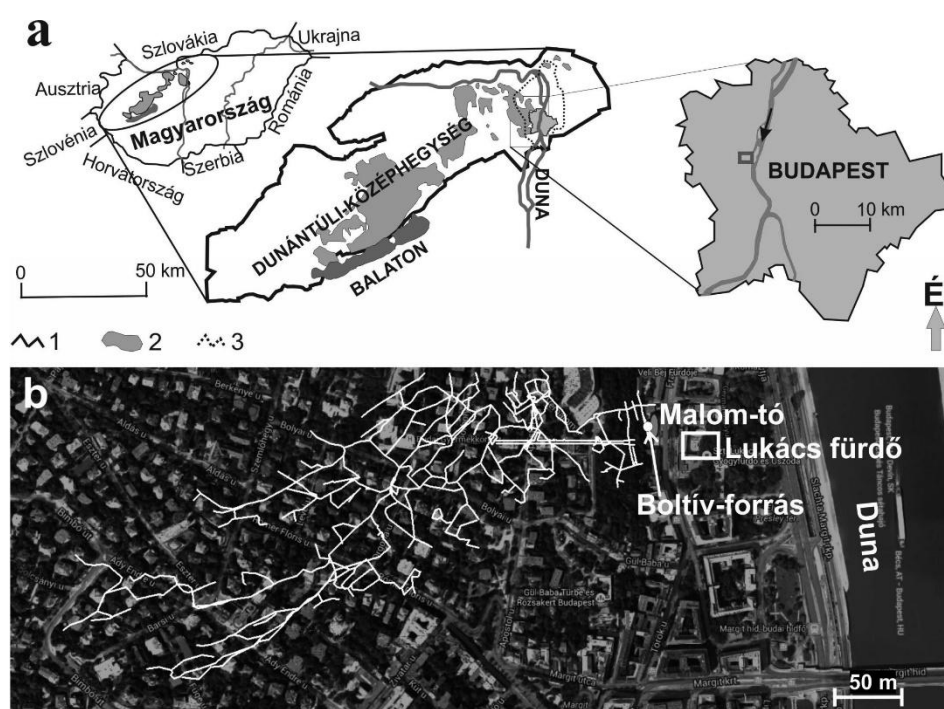
Abstract: The Molnár János cave is one of the largest hypogenic caves of the Buda Thermal Karst (Budapest, Hungary) and mainly characterized by water-filled passages. The major outflow point of the waters of the cave system is the Boltív spring, which feeds the artificial Malom Lake. The cave has been formed by mixing corrosion and previous research established the two mixing end-members based on radionuclide measurements. In addition iron-hydroxide containing biofilms were found, which could also be related to mixing, and these biofilms efficiently adsorb radium from the thermal water component. Since mixing of waters is responsible for the formation of the cave, these iron-hydroxide containing biofilms and the consequent high radon concentrations mark the active cave forming zones. Based on previous radon measurements, it is supposed that the active mixing and cave forming zone has to be close to the spring, since the highest radon concentration (71 BqL⁻¹) was measured there. Therefore radon mapping was carried out with the help of divers in order to get a spatial distribution of radon in the cave passages closest to the spring. Field parameters of the samples (pH, temperature, specific electric conductivity) and the radon activity concentration in addition to general water chemical parameters (main ions) were determined. Based on our measurements, the highest radon activity concentration (84 BqL⁻¹) was found in the springwater. Based on the distribution of radon activity concentrations, direct connection was established between the spring and the deepest point of the cave (István-room), which was verified by an artificial tracer. However, the distribution of radon in the cave passages shows lower concentrations (18-46 BqL⁻¹) compared to the spring, therefore an additional deep inflow from hitherto unknown cave passages is assumed, from which waters with high radon content arrive to the spring. These passages are assumed to be in the active cave formation zone. This study proved that radon activity concentration distribution is a useful tool in underwater cave exploration.

Keywords: Radon, Hypogene, Cave exploration, Mixing, Natural tracer

Bevezetés

A Budai Termálkarszt a Dunántúli-középhegység egyik regionális megcsapolódási területén alakult ki (1. ábra). Az itt megcsapolódó termálvizek felelősek a területen található hipogén barlangok kialakulásáért, illetve a termálvizekre épült a főváros híres fürdőkultúrája is. Az egyik jelentős, ma is aktív hipogén barlang a Molnár János-barlang a Budai Termálkarszt rózsá-

dombi megcsapolódási területén található, melynek járatai – néhány kivételével – vízzel telítettek. A barlang vizének megcsapolódási pontja a Boltív-forrás, mely a mesterséges Malom-tavat táplálja. A Molnár János-barlanggal közös hidrogeológiai rendszert alkotó Boltív-forrásnak és Malom-tónak évtizedekre visszanyúló kutatási előzményei vannak. A területen zajló hidrogeológiai szempontú kutatások (ERŐSS *et al.* 2011, ERŐSS *et al.* 2012A,B, ERHARDT *et al.* 2017) bebizonyították azt a korábban szpeleológiai alapokon levezetett tényt, hogy a térségben különböző hőmérsékletű és kémiai összetételű vizek keveredése felelős a barlangképződésért.



1. ábra: a) a Budai Termálkarst elhelyezkedése a Dunántúli-középhegység regionális megcsapolódási pontján. Jelmagyarzat: 1: mezozoikumi karbonátok felszín alatti elterjedése, 2: fedetlen mezozoikumi karbonátok, 3: Budai Termálkarst. b) A Molnár János-barlang (felülnézeti poligon), a Boltív-forrás és a Malom-tó elhelyezkedése Budapesten belül.

Fig. 1.: a) Location of the Buda Thermal Karst in the Transdanubian Range and the study area in Budapest. Legend: 1: Subsurface boundary of Mesozoic carbonates, 2: Uncovered Mesozoic carbonates, 3: Buda Thermal Karst. b) Location of the Molnár János cave, Boltív-spring, Malom-lake and Lukács Spa in Budapest.

A keveredő szélsőtagokat radionuklidok (^{222}Rn , ^{226}Ra , $^{234+238}\text{U}$) segítségével határozták meg, ahol a meteorikus szélsőtag $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ -al és 775 mg/l összes oldott anyaggal (TDS-el) jellemezhető, míg a termális szélsőtag $76,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletűnek adódott 1440 mg/l TDS-el (ERŐSS *et al.* 2012a). Mindemellett ezeknek a vizeknek a keveredése által vas-oxihidroxid tartalmú

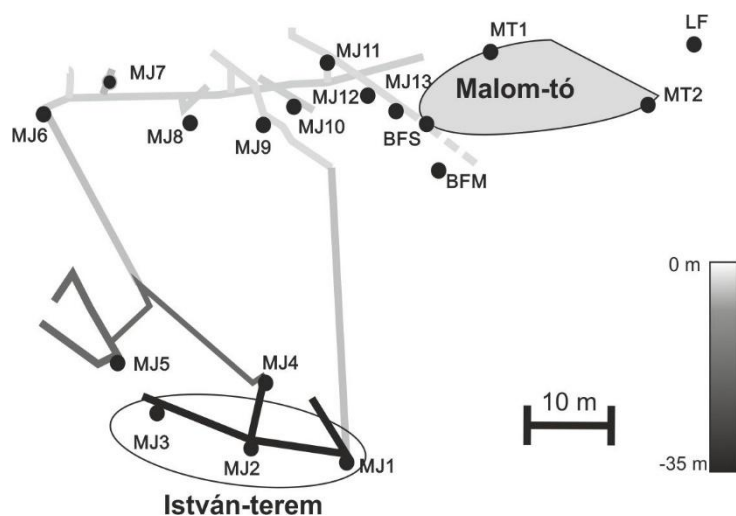
biofilmek keletkeznek a keveredési zónában (*BORSODI et al.* 2012, *ERŐSS* 2010, *ERŐSS et al.* 2012B, *MÁDL-SZŐNYI, ERŐSS* 2013), melyek kitűnően adszorbeálják a rádiumot a termálvízből, ezzel lokális radon anomáliát okozva a biofilmek közelében. A radon koncentrációk mérésére is fókuszáló korábbi tanulmányok (*BARADÁCS et al.* 2002, *BODOR et al.* 2014, *ERŐSS et al.* 2012b, *RESTÁS-GÖNDÖR* 2015) alapján a rendszerben mérhető legmagasabb radon koncentráció a Boltív-forrásban volt (71 Bq/l, átlagosan 44 Bq/l), ezáltal feltételezhető, hogy az aktív keveredési és barlangképződési zóna a forrás közelében található.

Mindezek alapján a kutatás fő célja a Molnár János-barlangban a radon elterjedésének feltérképezése volt. Emellett általános geokémiai paraméterek mérésével (főbb ionok) a szélső tagok és a különböző keveredési arányokkal létrejövő vizek előfordulásáról próbáltunk információt szerezni. A Molnár János-barlang egyedülálló lehetőséget biztosít az aktív hipogén karsztos rendszerek megismeréséhez és keletkezésük alaposabb megértéséhez.

Alkalmazott módszerek

A kutatás folyamán a 4 mintavételi alkalommal összesen 42 vízminta gyűjtése történt meg 19 helyről: a Molnár János-barlangban, a Boltív-forrásban illetve a Malom-tóban. A mintavételi pontok közül 12 a barlangon belül található (MJ), 2 Malom-tóban (MT), 4 a Boltív-forrásban (BF) és 1 a Lukács fürdőben (2. *ábra*). A Boltív-forrásban található 4 pontból, 2 a sekélyebb vizek mintázására (BFS), 2 pedig a mélyebb vizek (BFM) mintázására szolgált. A Lukács fürdő egy csövön keresztül hasznosítja a barlang vizét, így ezért került a mintavételi pontok közé a fürdő is. Mivel a korábbi kutatási eredmények alapján a Boltív-forrás radon tartalma volt a legmagasabb, ezért a barlang forráshoz közeli részén, az úgynevezett „régiben” történtek a mintavételek, amely az egész barlangrendszer (~ 6 km) csak egy részét (~500 m) képezi. A megfelelő térbeli eloszlás elnyerése érdekében próbáltunk arra törekedni, hogy a mintavételi pontok azonos közönként legyenek (2. *ábra*). A vízminták gyűjtése a barlang víz alatti részén bűvárok segítségével történt. Az általános vízkémiai analízishez PP palackokba történt a mintavétel. A radon vizsgálatokhoz egy speciális üveg küvettába (23 ml) kerülnek a vízminták, amik előre egy speciális szcintillációs koktéllal (Opti-Fluor O) vannak töltve. A radon minták gyűjtéséhez a bűvárok 10 ml-es fecskendőket használtak. Az egyes mintavételi pontokon gyűjtött vízminták fajlagos elektromos vezetőképesség és pH értékeinek rögzítése a felszínen történt meg az adott mintavételi kampány legvégén. Emiatt a vízminták hő-

mérsékleti adatai már nem az eredeti viszonyokat tükrözték, ezért értelmezésük nem történt meg. A barlangot kitöltő víz hőmérsékleti viszonyairól a búvárok korábbi méréseinek segítségével kaptunk információt. A mintázások során a terepi fiziko-kémiai paraméterek, mint a hőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség rögzítése a helyszínen WTW multi 3430 SET G (hiba: 1%, referencia hőmérséklet 25°C), Dataqua DA-DTK (hiba: 1,5 %, referencia hőmérséklet 20 °C) és Testo 206 pH (pontosság: 0,02) műszerek segítségével zajlott.



István-terem

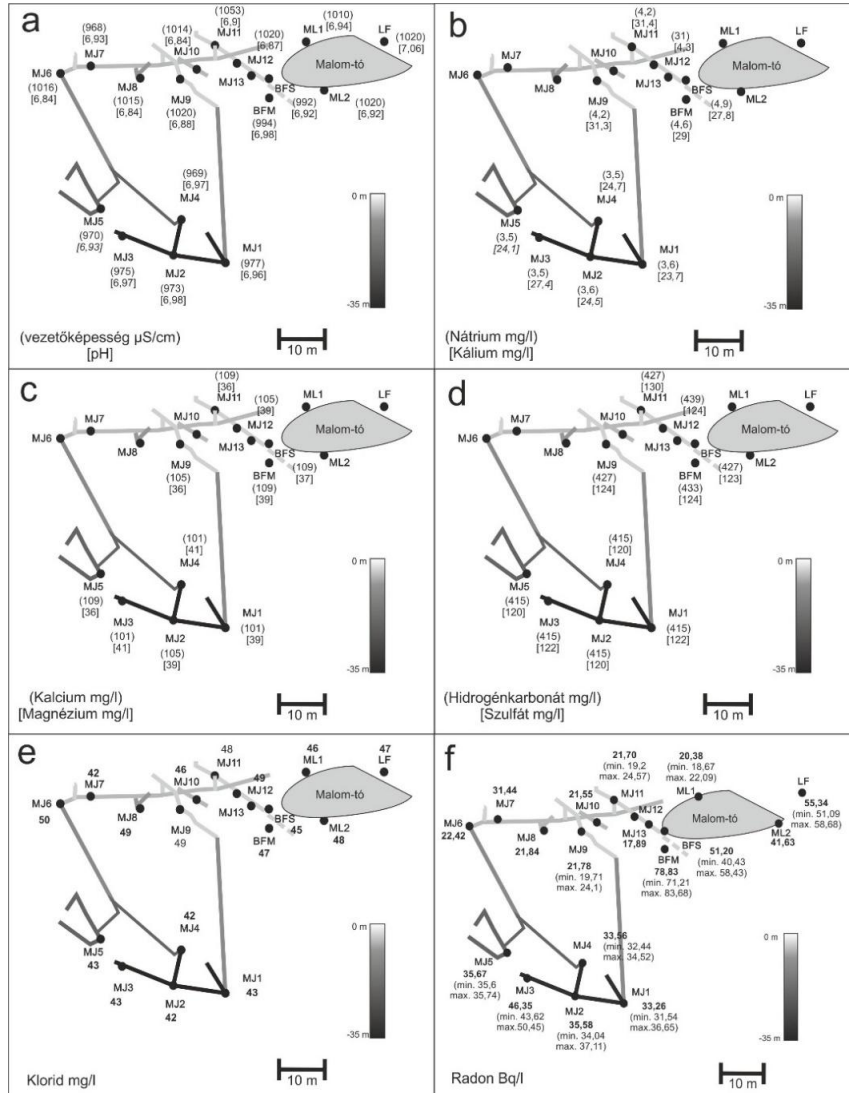
2. ábra: Mintavételi pontok a Molnár János-barlangban, a Boltív-forrásban és a Malom-tóban.
 Jelmagyarázat: MJ: Molnár János-barlang, BFS: Boltív-forrás sekély rész (1-2 méter), BFM: Boltív-forrás mély rész (5-6 méter), MT: Malom-tó, LF: Lukács fürdő. A színárnyalatok a mélység függvényében értendők, legvilágosabban a legsekélyebb (- 5 méter) járatok vannak jelölve, míg legsötéttebbel a legmélyebben fekvő járatok (-35 méter).

Fig.2.: Location of the sampling points.

Legend: MJ: Molnár János cave, BFS: Boltív-spring shallow part (1-2 meter depth), BFM: Boltív-spring deep part (5-6 meter depth) MT: Malom-lake, LF: Lukács spa. The shallower and the deeper cave passages are marked by different color tint on the map, the lighter one is the shallowest region (-5 meter below surface) and the darker is the deepest (- 35 meter below surface).

A vízminták általános vízkémiai elemzése az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában történt titrimetriás mérésekkel az érvényben levő magyar szabványoknak megfelelően. Az egyes paraméterek hibái az alábbiak: HCO_3^- : 12 mg/l; Cl^- : 2 mg/l; Ca^{2+} : 5 mg/l; Mg^{2+} : 2 mg/l; Na^+ : 2 mg/l; K^+ : 5 mg/l; SO_4^{2-} : 5 mg/l. A radon koncentrációkat folyadék szcintillációs méréssel határoztuk meg az ELTE Atomfizika Tanszékén Tricarb 1000 típusú műszerrel.

Eredmények



3. ábra: a) az egyes mintavételi pontokhoz tartozó átlagos (vezetőképesség) értékek $\mu\text{S/cm}$ -ben kifejezve és az átlagos [pH] értékek; b) az egyes mintavételi pontokhoz tartozó átlagos (nátrium) és [kálium] értékek mg/l-ben kifejezve; c) az egyes mintavételi pontokhoz tartozó átlagos (kalcium) és [magnézium] értékek mg/l-ben kifejezve; d) az egyes mintavételi pontokhoz tartozó átlagos (hidrogénkarbonát) és [szulfát] értékek mg/l-ben kifejezve; e) az egyes mintavételi pontokhoz tartozó átlagos klorid értékek mg/l-ben kifejezve; f) az egyes mintavételi pontokhoz tartozó radon értékek Bq/l-ben kifejezve. A színárnyalatok a mélység függvényében értendők, legvilágosabban a legsekélyebb (- 5 méter) járatok vannak jelölve, míg legsötéttebbel a legmélyebben fekvő járatok (-35 méter).

Fig.3.: a) distribution of the electrical conductivity values [$\mu\text{S/cm}$] and pH values; b) distribution of the sodium and potassium values [mg/l]; c) distribution of the calcium and magnesium values [mg/l]; d) distribution of the bicarbonate and sulphate values; e) distribution of the chloride values [mg/l]; f) distribution of the radon activity concentrations [Bq/l]. The shallowest and the deeper cave passages are marked by different color tint on the map, the lighter one is the shallowest region (-5 meter below surface) and the darker is the deepest (- 35 meter below surface).

Az eredmények bemutatásához fontos megjegyezni, hogy az egyes mintavételek alkalmával technikai okok miatt nem történt minden egyes pontról mintagyűjtés, így vannak pontok ahol több mérési adattal is rendelkezünk, azonban vannak olyanok is, ahol csak egy adat van. Annak érdekében, hogy azokat a mintavételi pontokat is be lehessen vonni a kiértékelésbe, ahonnan csak egy alkalommal történt mintavétel, illetve a több adattal rendelkező pontoknál használhassunk átlagolt értéket, szükséges volt az egyes pontokon különböző időpillanatban vett minták paramétereinek változékonyságának vizsgálata. A leíró statisztikához azoknak a pontoknak a paramétereit használtuk fel, ahol több alkalommal sikerült mintát gyűjteni. Ezek alapján azt az eredményt kaptuk, hogy a különböző alkalmakkor vett minták paramétereinek relatív szórása igen kicsi (0,004 és 0,1 közötti). Ez azt bizonyítja, hogy az egyes pontoknál, különböző időpillanatban vett minták paramétereik között nem történik változás, így az egyes pontok összehasonlíthatók egymással illetve ahol több mérési eredmény is van, használhatunk átlagot.

A mintavételi pontok vízkémiai paramétereik közül elsőként a pH és a fajlagos elektromos vezetőképesség kerül bemutatásra (*3.a ábra*). A pH értékek 6,77 és 7,06 között változtak, a leíró statisztika alapján ennek a paraméternek volt a legkisebb a relatív szórása (0,07) és az egyes pontok közötti változékonysága mindössze 4 %. A fajlagos elektromos vezetőképesség értékek 965 $\mu\text{S}/\text{cm}$ és 1118 $\mu\text{S}/\text{cm}$ között alakultak (*3.a ábra*). Ennél a paraméternél az egyes pontok közötti eltérés maximális mértéke 14 % volt. A barlang magasabban fekvő járataiban (MJ6, MJ7, MJ8, MJ9, MJ10, MJ11), illetve a Malom-tóban (MT1, MT2, LF) 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ feletti értékek a jellemzőek, míg a barlang alacsonyabban fekvő járataiban (MJ1, MJ2, MJ3, MJ4, MJ5) és a Boltív-forrásban átlagosan ezen érték alatt maradtak a fajlagos elektromos vezetőképesség értékei (*3.a ábra*).

Kationok közül a kalcium, magnézium, nátrium és kálium koncentrációjának meghatározása történt meg. Ahogy az a fajlagos elektromos vezetőképesség értékekben is látszik, hogy a magasabb értékek a barlang magasabban fekvő járataiban jellemzőek, így ez jellemzi a különböző kationok és anionok eloszlását is. A nátrium koncentrációk 3,5-4,9 mg/l között, a kálium értékei 23,7-31,4 mg/l között alakultak (*3.b ábra*). Előbbire 28% utóbbira 25% változékonyság jellemző. A kalcium esetében 101,1 mg/l minimum és 108,6 mg/l maximum, a magnézium esetében 36,4 mg/l és 40,9 mg/l közötti koncentráció értékek jellemzőek (*3.c ábra*). A kalcium változékonysága az egyes pontok között 7%, a magnéziumé 11%. Az anionok esetében is hasonló koncentráció különbséget kaptunk a különböző pontok között. A hidrogénkarbonát minimum és maximum értékei 415 mg/l és 439 mg/l között alakultak (*3.d ábra*), változékonysága 6%. A szulfát-ion 120 mg/l mi-

nimummal és 130 mg/l maximum koncentrációval volt jellemezhető (3.d ábra), a klorid-ion minimum koncentrációja 41 mg/l, maximum koncentrációja 55 mg/l (3.e ábra), változékonyságuk 8% és 25%. Az egyes paramétereknél tapasztalható változékonyságok a különböző mintavételi pontoknál az adott paraméter mérési hibája körül alakult.

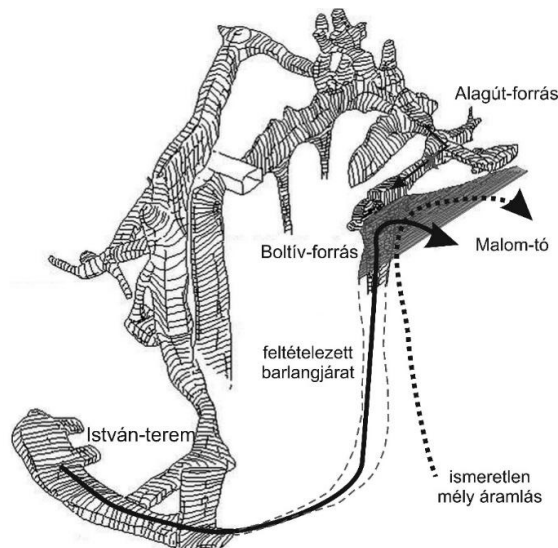
Az általános kémiai paraméterek mellett a radon koncentrációk kerültek meghatározásra. A radon esetében a legkisebb koncentráció 13 Bq/l, míg a legmagasabb koncentráció 84 Bq/l volt (3.f ábra), így összességében ez a paraméter volt a legváltozókyabb, 85%-al. Az egyes paraméterek változékonysága az adott paraméterre vonatkozik, más paraméterekkel változékonyságával nem összehasonlítható.

Kiértékelés

Az általános vízkémiai paraméterek alapján a Molnár János-barlang vizének vízkémiai fáciése Ca+Mg-os, Cl+SO₄-os fáciesű. Az anionfácies a termálvizek hatására utal. Az egyes mintavételi pontok kémiai paramétereinek esetében az látszik, hogy a sekélyebb mélységben található járatokban magasabb koncentrációk találhatóak (3.a-e ábra), mint az alacsonyabban fekvő járatokban. Ez annak a következménye lehet, hogy a barlangban a tágas járatok miatt szabad konvekció zajlik, tehát a magasabb hőmérsékletű (~24 °C), kisebb sűrűségű vizek, melyek magasabb oldott anyaggal rendelkeznek a járatok felső szakaszán lesznek jellemzőek, rárétegződve az alacsonyabb hőmérsékletű (~21 °C), nagyobb sűrűségű vízre. Mivel az egyes paraméterek változékonysága a mérési módszerek hibái körül alakulnak, így ezeknek a paramétereknek a változékonyságából messzemenő következtetések nem vonhatók le. Ettől eltérően alakultak a radon koncentrációk. A magasabb koncentrációk a barlang ezen szakaszának legmélyebb pontján az István-teremnél, a Boltív-forrásban, illetve a Malom-tóban voltak (3. f ábra). Az MJ11-es pont, az úgynevezett Alagút-forrás egy hasadékban helyezkedik el a Boltív-forrással, azonban ennek koncentrációja jóval alacsonyabb (22 Bq/l) a Boltív-forrásénál (79 Bq/l), ezzel kizárható, hogy jelentősebb víz-áramlás lenne az Alagút-forrás felől a Boltív-forrás felé, azaz a Boltív-forrás az Alagút-forráson keresztül nyerve el magasabb radon koncentráció tartalmát. A barlangban zajlott korábbi kutatások alapján (ERŐSS et al., 2012a, 2012b) a magasabb radon anomáliával rendelkező helyek nem a vizek fiziko-kémiai paramétereivel voltak összefüggésben, hanem az adott helyen a keveredés következtében megjelenő biofilmekhez kapcsolhatóak. Az István-terem környékén a bűvárok észlelték ezeknek biofilmeknek a jelenlétét,

azonban a Boltív-forrásban nem. Az István-teremben mért magasabb radon koncentrációk a terem és a forrás kapcsolatára utalnak

Diszkusszió



4. ábra: A Molnár János-barlang 3 dimenziós ábrázolása a Boltív-forrás közelében, jelölve a mesterséges nyomjelzéssel feltételezett barlang szakasszal (Kalinovits és Kollár 1984 alapján).
Fig.4.: The 3D model of the MJ cave closest to the Boltív-spring (Kalinovits and Kollár, 1984). It shows the supposed passageway based on the artificial tracer test, furthermore illustrates the water components of the springwater suggested by the results of this study.

A barlang mélyebb régiójában, az István-teremben illetve a Boltív-forrásban mért legmagasabb radon koncentráció alapján feltételezhető egy esetleges kapcsolat (aktív vízáramlással jellemezhető járat) a két pont között. Ennek a kapcsolatnak a vizsgálatára mesterséges nyomjelzőt használtunk. A nyomjelző anyag NaCl volt melyet tömény mennyiségben injektáltak a bűvárok az István-terembe. A cél a Boltív-forrás vizének vezetőképesség értékének a növelése volt. A kellő mennyiségű nyomjelző anyag kiszámításához a barlang poligon térképét vettük alapul, mely alapján azt feltételeztük, hogy az ismeretlen járat maximum 50 méter hosszú és körülbelül 20 cm széles, 10 m³ vízzel kitöltve. Ennek alapján összesen 2 kg NaCl-ot oldottunk fel 7,5 liter vízben. Annak a vizsgálatára, hogy a nyomjelző anyag megérkezik-e a forráshoz, egy Dataqua DA-DTK típusú vezetőképesség mérő műszerrel detektáltuk folyamatosan a forrás vizének vezetőképesség értékét. A forrás vizének vezetőképesség értéke az injektálás előtt 855 $\mu\text{S}/\text{cm}$ volt. Fél órával az injektálás után a vezetőképesség érték megugrott 1052 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -re, ezzel

bizonyítottá vált a kapcsolat a Boltív-forrás és az István-terem között (4. ábra). Mivel az István-terem radon koncentrációja (33-46 Bq/l) alatta marad a Boltív-forrás mélyebb részének radon koncentráció értékének (79-84 Bq/l) a Boltív-forráshoz valószínűsíthetően egy mélyebb régióból is érkezik magasabb radon koncentrációval jellemezhető víz. A Budai Termálkarszton folyó korábbi kutatásokban észlelt vas-oxihidroxidos biofilmek a Boltív-forrás jelenleg ismert, és bűvárok által járható részén nem voltak jelen.

Összefoglalás

A Budai Termálkarszton található aktív hipogén barlang, a Molnár János-barlang világviszonylatban is ritkának számít, ahol kitűnően tanulmányozhatók az aktív hipogén karsztos folyamatok. A barlang vizét megcsapoló Boltív-forrás egyike a Budai Termálkarszt természetes forrásainak, mellyel a karsztrendszer dinamikája is vizsgálható. A kutatás fő célja természetes nyomjelzők alkalmazása volt a Boltív-forrásban és a forráshoz közelebbi barlangszakaszban annak érdekében, hogy a forrás és a mögötte elhelyezkedő barlang kapcsolatáról és áramlási viszonyairól képet kaphassunk. A főbb ionok mérésével a szélső tagok és a különböző keveredési arányokkal létrejövő vizek előfordulásáról próbáltunk információt szerezni. Az általános vízkémiai paraméterek mellett kitüntetett szerepe volt a radonnak, mely forrásként vas-oxihidroxidos biofilmeket azonosítottak korábbi kutatások. A barlang nagyméretű járatainak köszönhető szabad konvekció miatt a keveredő, különböző hőmérsékletű és oldott anyag tartalmú hideg és meleg vizek előfordulásában rétegződés figyelhető meg, emiatt a keveredési zóna ezekkel a paraméterekkel nem fogható meg. Ezzel ellentétben a radon a keveredési zónában található biofilmekhez köthető, ezért jelezheti jobban a keveredést, bármelyik másik fiziko-kémiai paraméterhez képest.

A bemutatott eredmények alapján az egyes mintavételi pontok általános kémiai paramétereinek változékonysága elmaradt a radon koncentrációkban tapasztalt eltérésekhez képest. A radon koncentrációk térbeli eloszlásából két pont – az István-terem és a Boltív-forrás – közötti feltételezett kapcsolatot sikerült igazolni mesterséges nyomjelző segítségével. Mindemellett a radon eredmények alapján feltételezhető, hogy a Boltív-forrás egy olyan hasadékkal áll kapcsolatban, ahol ma is zajlik a keveredés olyan járatokban, amiket ma még nem ismerünk.

Köszönetnyilvánítás

A Molnár János-barlangban folyt kutatások az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén az OTKA NK 101356 pályázathoz kapcsolódtak. Szeretnénk köszönetet mondani a Molnár János-barlang bűvárainak, akik segítettek a vízminதாக felszínre hozatalában, illetve köszönettel tartozunk a Budapest Gyógyfürdői és Hévízei Zrt.-nek. Mindemellett köszönettel tartozunk Benkó Zsoltnak a gondolatébresztő és alapos lektorálásáért.

IRODALOM

- BARADÁCS, E., DEZSŐ, Z., HUNYADI, I., CSIGE, I., MÓCSY, I., MAKFALVI, Z., SOMAY, P. (2002): Felszínalatti vizek maratottonyom-detektoros eljárással mért ^{222}Rn - és ^{226}Ra -tartalma (^{222}Rn and ^{226}Ra content of groundwaters) – Magyar Kémiai Folyóirat, 108(11) pp. 492–500.
- BODOR, P., ERŐSS, A., MÁDLNÉ SZŐNYI, J., CZUPPON, GY. (2014): A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolata a rózsadombi megcsapolódási területen (Interaction between the groundwater and the Danube at the Rózsadomb discharge area) – Karsztfejlődés XIX pp. 63–75.
- BORSODI, A.K., KNÁB, M., KRETT, G., MAKK, J., MÁRIALIGETI, K., ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J. (2012): Biofilm bacterial communities inhabiting the cave walls of the Buda Thermal Karst System, Hungary – Geomicrobiology Journal 29(7) pp. 611–627.
- ERHARDT I., ÖTVÖS V., ERŐSS A; CZAUNER B., SIMON SZ., MÁDL-SZŐNYI J., (2017): Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary) – Hydrogeology Journal, 25(6), pp 1871–1891
- ERŐSS, A. (2010): Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary – PhD thesis, ELTE, 171 p.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., CSOMA, A.É. (2012a): Hypogenic karst development in a hydrogeological context, Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary – In: Maloszewski P, Witczak S, Malina G (szerk.) Groundwater Quality Sustainability: IAH Selected Papers on Hydrogeology 17, London, CRC Press, Taylor and Frances Group pp. 119–133.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI J., SURBECK H., HORVÁTH Á., GOLDSCHIEDER N., CSOMA A.É. (2012b): Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary – Journal of Hydrology pp. 426–427:124–137.
- KALINOVITS, S., KOLLÁR K. A. (1984): Molnár János barlang (Map of the Molnár János Cave) – Magyarország barlangtérképei 5.

MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A. (2013): Effects of regional groundwater flow on deep carbonate systems focusing on discharge zones – Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory, Applications and Future development. 21–23. June Xi'an, China. China Geological Survey, Commission of Regional Groundwater Flow, IAH, pp. 71–75.

RESTÁS-GÖNDÖR, A. (2015): Izotóphidrogeológiai vizsgálatok a Molnár János-barlangban (Isotope hydrogeological studies in the Molnár János Cave) – MSc thesis, ELTE, 93 p.

**NÉHÁNY GONDOLAT A KARSZTÖKOLÓGIAI RENDSZER
SÉRÜLÉKENYSÉGÉRŐL**

**SOME THOUGHTS ABOUT THE VULNERABILITY OF THE
KARST GEOECOSYSTEM**

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

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

Abstract: As is well known, karsts have different properties than other types of stone and are very vulnerable. Water pipe, water reservoir and water abilities are the most important features of karstic rocks. At the same time, however, this is the biggest source of danger as the system is open. As a result of human activity, damage processes in the 3D karst system have accelerated in recent decades. Pollutants from the environment quickly enter the system with infiltrating water, where there has not enough time to clean the contaminants due to the rapid water movement. Only 10% of the Earth's surface is made up of karstic rocks, but their significance is very high, as the world's population's water demand is almost 1/4 part of karst water. Such use of karst water in itself justifies the multifaceted examination of the vulnerable karst ecosystem. The elements of the karst ecosystem are closely related to the type of utilization. The task of the research is to investigate the changes occurring during the utilization, to qualify the current state and to propose appropriate utilization. But to do this, the root causes of the vulnerability need to be investigated, to determine the most important tasks by knowing them. Previous research has mainly focused on the vulnerability of karstic waters, and several methods have been proposed for mapping it (LÓCZY 2006). The study provides a brief insight into environmental changes affecting the karst ecosystem and the need for vulnerability testing. Summarize the causes of the vulnerability and make some suggestions to resolve the most important issues.

Keywords: karst climate, soil and vegetation, karst ecosystem, karst and man, vulnerability of karsts

Bevezetés

A karsztos területek kutatása az utóbbi évtizedekben a környezeti tényezők karsztra gyakorolt hatásának kutatása irányába fordult. A karsztok más kőzettípusoktól eltérő tulajdonságokkal rendelkeznek és nagyon sérülékenyek. A vízvezető, víztározó és vízáadó képesség a karsztos kőzetek egyik legfontosabb tulajdonsága. Egyúttal azonban ez a legnagyobb veszélyforrás is, mivel a rendszer nyitott. A külső környezetből a szennyező anyagok a beszivárgó vízzel gyorsan bejutnak a rendszerbe, ahol a gyors vízmozgás miatt nincs elegendő idő a víz megtisztulására. A földfelszínnek csupán 10%-a épül fel karsztos kőzetekből, jelentőségük mégis igen nagy, mivel világ lakosságának vízigényét 1/4 részben karsztvízzel elégítik ki. A karsztvíz ilyen mértékű használata már önmagában is indokolja a sérülékeny

karszt-ökorendszer sokirányú vizsgálatát. A karsztok látványértéke is jelentős, megőrzésük a jövő generációk számára igen fontos. Ahhoz, hogy megvédjük a karsztok értékeit, fenntartható kezelésre és védelemre van szükség. A tanulmány néhány olyan folyamara hívja fel a figyelmet, amelyek a rendszerben elsősorban antropogén hatásra lépnek fel. Felismerésük a kedvezőtlen hatások csökkentése és megelőzése érdekében feltétlenül kívánatos a jövőben.

A karsztok sérülékenysége

A karszt-ökorendszer érzékenysége az 1980-as és 1990-es években egyre inkább nyilvánvalóvá vált. A nem karsztos anyagok gyorsan bejutnak a karsztvízrendszerbe és a karsztos oldást módosítják vagy károsítják a több millió évig fejlődő természetes formákat (*JAKUCS* 1987, *TRANTER* et al 1997, *BÁRÁNY KEVEI*, 1998, *TROFIMOVA* 1999). Egyre inkább hangsúlyossá vált a karsztok gyakorlatorientált kutatása (*DALLAS* et al 1988, *PFEFFER K-H*, 1990). Előtérbe került a karsztok megőrzésének kérdése is (*SHARPLES* 1993, *DAY* 1996, *DIXON*, *DUHING* 1996, *KIERNAN* 1997, *URICH* 2002, *KEVEINÉ BÁRÁNY*, 2008). A kutatások megállapították, fontos feladat a karsztos formák és folyamatok sokféleségének (geodiverzitás) megőrzése.

A karsztok sérülékenysége azt fejezi ki, hogy egy szennyezés, vagy károsítás milyen könnyen terjed a rendszerben, és milyen károkat okoz. A veszélyforrás a káros hatás, a sérülékenység a káros hatás következmények súlyossága, a kockázat a kedvezőtlen események valószínűsége. A kockázati térképek (risk map) számszerűsítik a káros események bekövetkezésének valószínűségét (*MC CALL*, *MARKER*, 1989). A sérülékenység értékelését a karsztokon a karsztvizek szennyeződés vizsgálatával közelítették meg a kutatók (*HASHIMOTO* et al. 1982, *FOSTER* 1987, *DOERFLINGER* et al. 1999, *ZWAHLEN* 2003, *RAVBAR*, 2007).

A karsztvíz egy része víznyelőkön keresztül, vagy a karsztos és nem karsztos kőzetek határán, illetve a talajon keresztül jut a karsztba. A talaj bizonyos határig szűri a vizet, a víznyelőkön és a közethatáron bejutó vizek azonban további szűrés nélkül jutnak a rendszerbe. A járatokban sem kötődnek meg a szennyező anyagok. A víz követése a felszín alatt nem egyszerű, mivel a járatokban gyorsan mozog a víz, a járat-rendszerek a karsztban összetartóak, a szennyeződés nem hígul fel mozgás közben. Egy víztározó kőzettest sérülékenysége függ attól, hogy pl. egy mezőgazdasági eredetű (pl. nitrát-terhelés, szerves-anyag) anyag, vagy nehézfém jut be a rendszerbe.

FOSTER (1987) szerint a sérülékenység mértéke függ a szennyezés jellegétől is.

Az egyre szennyezettebb felszíni vizek, és a klímaváltozással járó időjárási szélsőségek a felszín alatti vízkészletek felértékelődéséhez vezetnek. A karsztvizek mennyiségi és minőségi védelme a karsztos hidrológiai–földtani–ökológiai rendszer működésének, folyamatainak, viselkedésének megértése nélkül nem képzelhető el. Ennek egyik eszköze lehet a sérülékenységi becslés és térképezés.

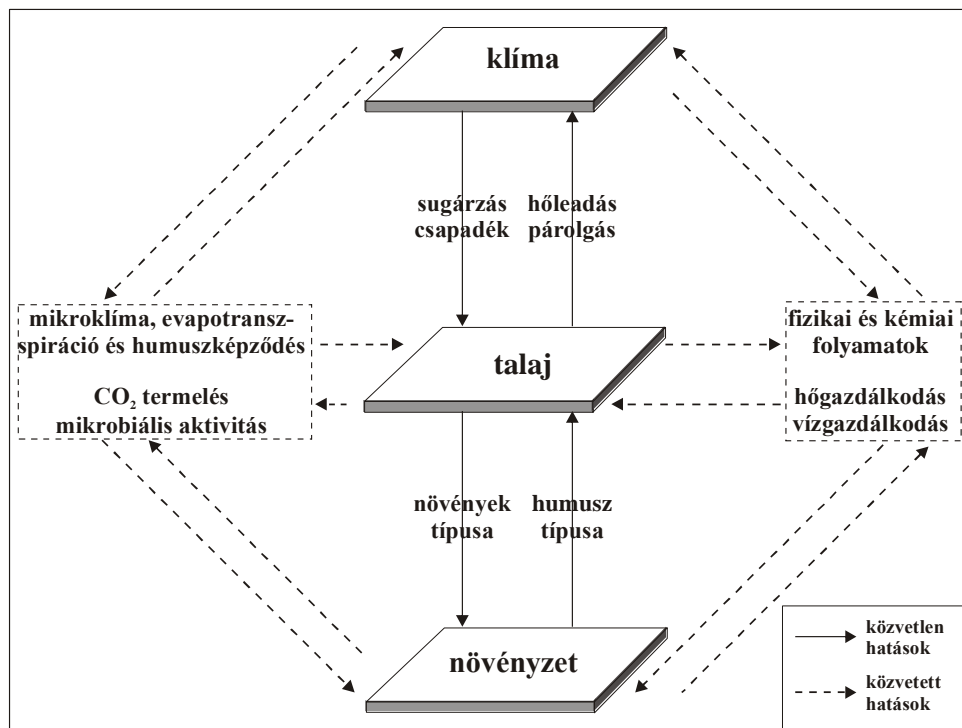
A sérülékenységi vizsgálatok több országban a törvényhozás részét képezik. Eredményeik nagy segítséget jelentenek a döntéshozatalban, környezeti hatásvizsgálatoknál, illetve a fenntartható tájhasználat megszervezésében is. A Postojnai Karsztkutató Intézet kutatói a sérülékenység meghatározására kidolgoztak egy módszert, amely a talajtani, kőzettani, meteorológiai, hidrológiai és geomorfológiai adatokat alapul véve, három tényezőt vizsgált: a fedő réteget, a beszivárgási viszonyokat, és a csapadékot. Térinformatikai eszközökkel elkészítették a résztényezők speciális térképeit, s azok additív értékelésével megrajzolták a vizsgált terület vízrendszerének sérülékenységi térképét. Magyarországon *SZŐNYI* et al. (1998) végzett sérülékenységi vizsgálatot a Keszthelyi-hegységben, ahol a kutatók a beszivárgást befolyásoló (a vadózus övre- és a karsztvíz tározóra) vonatkozó paramétereket vizsgálták. A szlovén módszert Magyarországon a Bükk Nemzeti Park Kis-fennsíkján tesztelték (*IVÁN* et al. 2011), ahol dolinák, barlangok, forrásmésző-kiválások, szakadékdolinák, karsztforrások képezték a vizsgálat alapját. A fedőrétegeket, a beszivárgás és a csapadék értékeket vették alapul a sérülékenység meghatározásánál. Megállapították, hogy a dolinasoros víznyelők a fedetlen karszton igen sérülékenyek, ahol fedőrétegek található ott kevésbé mutatható ki a sérülékenység. A tanulmány a továbbiakban néhány olyan folyamatváltozást mutat be, amely jelentősen hozzájárul a karsztok sérüléséhez.

A klíma–talaj–vegetáció kapcsolata a karsztökológiai rendszerben

A karsztok ökorendszerének (abiotikus és biotikus elemeinek) integrált kutatása napjainkban egyre fontosabbá válik. Az utóbbi másfél évtizedben került előtérbe tudományterületünkön az ökoszisztéma szolgáltatások vizsgálata (*KEVEINÉ BÁRÁNY, KISS, TANÁCS, SAMU* 2016), mivel a különböző környezeti hatások jelentősen megváltoztatták a karszt-ökorendszerek értékeit. *COSTANZA* et al. (1997) a Föld ökoszisztéma vizsgálata során 17 ökoszisztéma szolgáltatást (és azok funkcióit) különített el. Közülük a

karsztok vízellátási-, eróziós kontroll-, refúgium- és rekreációs szolgáltatása révén emelhetők ki.

A 2000. évtől fontossá vált a karszt-ökorendszer érzékenységének vizsgálata, melynek célja a karsztok felszíni és felszín alatti folyamatainak, s ezáltal a formaképzésnek természetközeli megőrzése. Az epikarsztban a változások motorja a klíma-talaj-növényzet kölcsönhatása (1. ábra). Ez a három szféra irányítja az anyag- és energiaáramlási folyamatokat. Bármelyik tényező változása kiváltja a másik kettő változását, ami viszont hat az egész rendszer további működésére.



1. ábra. A klíma -, talaj -, és növényzet kapcsolata a karszt-ökorendszerben
 Fig 1. Connection of climate, soil and vegetation in the karstecological system
 direct effect —→ indirect effect - - -→

A talajborítás, annak puffer és filter képessége miatt bizonyos ideig kiegyenlítheti a káros hatásokat (savanyúság, műtrágyázás, peszticidek stb), hosszabb időtartamú terhelés után azonban ez a kiegyenlítő hatás csökken vagy megszűnik. A kopár karsztokon közvetlenül jut a víz a rendszerbe, de az ún. allochton (nem karsztos területekről érkező) vízfolyások is közvetlenül vezetnek be a víznyelőkön a szennyezett vizeket a rendszerbe (2. ábra). A

gyors vízmozgás miatt ebben az esetben nem működik semmiféle belső helyreállító képesség (autore restoration).



2.ábra. Kopár karszt (Mallorca, Nagy Britannia), allogén víznyelő (Aggtelek)
Fig 2. Barren karst (Mallorca, Nagy Britannia), allogenic sinkhole (Aggtelek)

Általában az a szakmai vélekedés, hogy a karsztok talajai visszameszeződnek és a pH értékük bázikus. Az általunk vizsgált karszttalajok pH értékei az aggteleki-, bükki- és mecseki karszton savanyú, gyengén savanyú illetve semleges kémhatást jeleznek. A mecseki és aggteleki talajok valamivel savanyúbbak, mint a bükkiek. Több száz talajminta között sok 5,0-ös pH

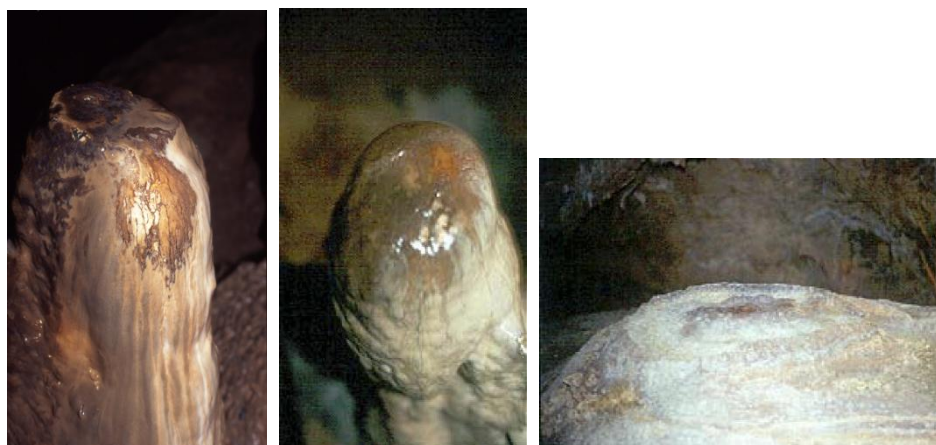
érték is előfordult, ami jelzi ezeknek a talajoknak a savanyodását (I. táblázat).

I. táblázat.
Table I

A talaj pH különböző ökológiai viszonyok között az aggteleki karszton
. Soil pH values under various ecological conditions on the Aggtelek karst

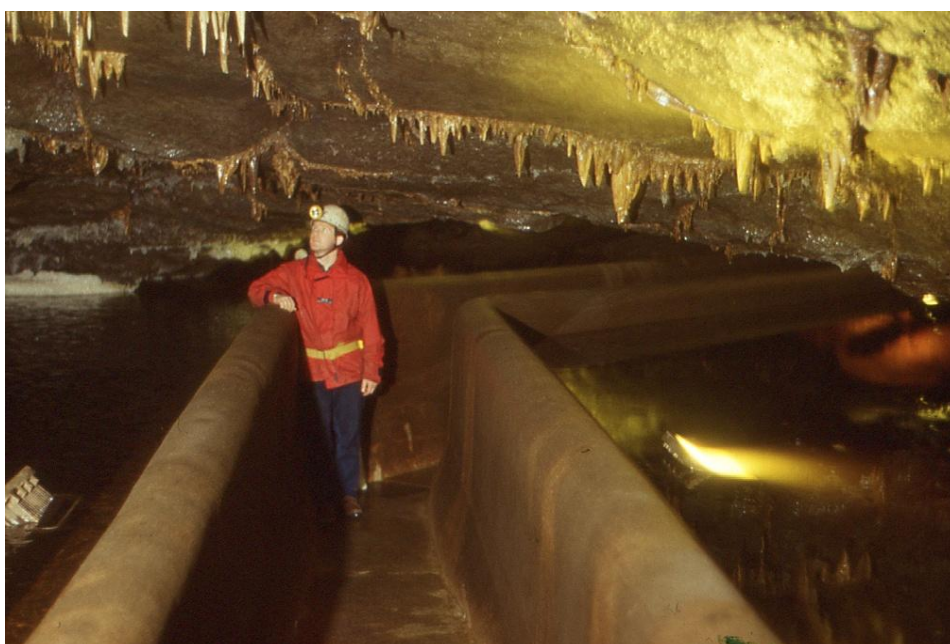
Kémhatás	Összes [%]	Tölgyerdő	Rét	Fenyőerdő	Szántó
Erősen savanyú (<4,5)	2 (3,3 %)	2 (2,57 %)	0	0	0
Savanyú (4,5-5,5)	26 (42,6 %)	20 (57,1 %)	2 (11,1 %)	4 (100 %)	0
Gyengén savanyú (5,5-6,8)	16 (26,2 %)	6 (17,1%)	10 (55,6 %)	0	0
Semleges (6,8-7,2)	7 (11,5 %)	4 (11,4 %)	3 (16,7 %)	0	0
Gyengén lúgos (7,2-8,5)	10 (16,4 %)	3 (8,6 %)	3 (16,3 %)	0	4 (100 %)
Összes	61 (100 %)	35 (100 %)	18 (%)	4 (100%)	4 (100 %)

A szivárgó- és befolyó vizek savasodása odavezetett, hogy cseppkő visszaoldódások (degradáció) jelentek meg a több ezeréves barlangi cseppköveken. Ilyen visszaoldódás nemcsak a Közép-európai barlangokban (a Baradlában és a szlovák Szabadság barlangban), de az atlantikus régióban Írországbán a Marble Arch barlangban is megfigyelhető (3. ábra).



3.ábra. Cseppkő visszaoldódások a magyar Baradla-, a szlovák Szabadság és az ír Marble Arch barlangban (Cuilcagh-hegység)
Fig 3. Degradation of dropstone in Baradla (Hungary), in Szabadság (Slovakia) and in Marble Arch cave (Ireland, Cuilcagh Mountain)

Az Észak-írországi Marble Arch barlang (a 665 m magasságú Cuilcagh-hegységben) és környezete a 1990-es évek végén az Európai Unió segítségével örökségvédelem alá került, ma már Geopark. A barlang vízgyűjtőjén hatalmas tőzeg területek találhatók, amelyek a gyors tőzeg kitermelés miatt megsérültek. A tőzeg savanyú humuszt termel, s a sérült tőzeg területekről a savanyú kémhatást előidéző növénymaradványok nagy csapadékok idején bemosódnak a barlangba, ahol cseppkő visszaoldódásos jelenségeket alakítanak ki. A barlang mennyezetén ezek a roncsolódott szervesanyag maradványok sok helyen megfigyelhetők (4. ábra).



4. ábra. A Marble Arch barlang áradás után
Fig 4. Marble Arch cave after flooding

Az utóbbi évtizedekben a talajok pH változásai és a szűrő-képesség csökkenése következtében megnöttek a nehézfém terhelések (XIANDONG, THORTON 1993, BÁRÁNY KEVEI et al. 2001, TIPPING et. al 2010, RUIZHAN et al. 2012). A vizsgált magyar karsztok közül az Aggteleki (II. táblázat) és Bükk karsztok nehézfém terhelése nagyobb, mint a Nyugat-mecseki karszté. Ez valószínűsíthetően azzal magyarázható, hogy az Aggteleki karszt a szlovák iparvidékről kapja a szennyezést, másrészt a két hegység között korábban elhelyezkedő vegyipari tengely, és az itt található ércdúsító is hozzájárult a nagyobb terheléshez. A talajok nehézfém szennye-

zése a karsztvizek szennyeződéséhez vezetnek (SZŐKE, BÁRÁNY-KEVEI 2003). A probléma komoly tényezővé vált a világ karszt területeinek jelentős részén. A nehézfémekkel terhelt vizek károsak az egészséges barlangi környezetre, de szennyezik a források vizét is, ezért annak ivóvízként történő felhasználása is problematikusá válhat a közeljövőben (KRESIC 2012).

II. táblázat.

Table II

A talajok nehézfém tartalma különböző növényzettel borított területeken, eltérő pH, és szervesanyag függvényében Aggteleken

. The heavy metal content of soils in different vegetation areas depending on different pH and organic matter in Aggtelek

Aggtelek	Ökológiai jelleg	Nehézfém [ppm]					pH [H ₂ O]	Szerves-anyag[%]
		Cd	Pb	Ni	Co	Cr		
minta								
1	Tölgyes	2.44	96.0	60.9	22.7	54.0	5.49	15.1
2	Tarló	0.48	29.9	23.9	14.5	40.6	7.66	16.3
3	Rét	1.20	43.9	65.1	17.6	72.2	7.31	12.6
4	Tölgyes	0.85	36.9	56.0	14.1	69.5	5.00	12.7
5	Rét	0.68	68.0	48.1	24.3	56.3	5.35	26.6
6	Rét	0.90	47.0	46.4	19.7	55.0	5.71	28.0
7	Fenyő	0.90	42.4	53.8	14.3	67.9	5.21	15.8
8	Tölgyes	0.87	46.9	43.9	18.2	53.3	4.33	19.3
9	Tölgyes	1.90	75.4	55.0	15.7	62.0	5.00	72.6
10	Rét	1.60	56.3	54.5	14.9	62.5	7.03	77.8
11	Tölgyes	2.00	57.4	57.7	13.9	67.4	6.29	43.1
12	Tölgyes	0.74	58.3	55.7	13.9	65.0	4.85	29.7
13	Tölgyes	0.95	68.1	78.6	27.1	87.9	4.93	33.0
14	Tölgyes	1.13	56.5	44.3	20.8	52.3	4.86	18.0
15	Rét	0.98	56.9	48.7	18.1	53.6	5.77	32.3
16	Tölgyes	0.76	53.6	45.6	13.7	55.7	4.40	44.0
Háttér koncentráció		0,5	25,0	25,0	15,0	30,0		
Megengedett határ		1	100	40	30	75,0		

Fontos mutatója tehát a karszt-ökorendszer sérülékenységének a modernkori nehézfém szennyezés. A fémszennyezés a karszttalajokat, a karsztvizet és forrásokat, de a karsztok növényzetét is fenyegeti. Amennyiben a talajon keresztül szivárog be a víz a rendszerbe, a talaj tulajdonságai (szövet, szerves-anyag tartalom és kémhatás) csökkenthetik a szétterjedés időtartamát és megkötések révén, annak mennyiségét is. Ezért az utóbbi évtizedekben megkezdtük a nehézfém szennyezések vizsgálatát a karsztos talajokban, vizekben és növényzetben (BÁRÁNY KEVEI et al. 2001, KEVEINÉ BÁRÁNY et al. 2002, SZŐKE, KEVEINÉ BÁRÁNY 2003, BÁRÁNY KEVEI et al. 2006, KASZALA, BÁRÁNY KEVEI 2015). Vizsgálataink szerint a talaj puffer-képessége lassíthatja, esetleg megakadályozhatja a nehézfémek gyors

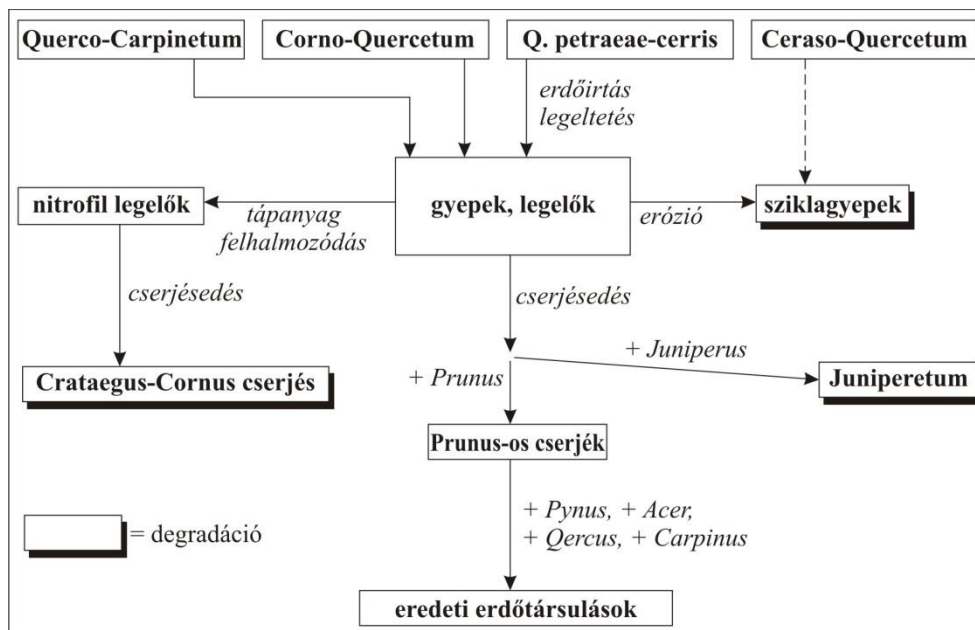
bejutását a karsztrendszerbe és a karsztvízbe, ami csökkenti a rendszer sérülékenységet. A talajból a növények különbözőképpen (akkumuláló, toleráló és távoltartó fajok) veszik fel a nehézfémek egy részét (BÁRÁNY, MEZŐSI 1999), amit az eredmények értékelésénél figyelembe kell venni. A savanyú talajok mobilizálják a nehézfémek többségét, így csökken a talaj védőszerpe és nő a rendszer sérülékenysége. Másrészt viszont a talajok jó minőségű humuszanyagai és az agyagos talajalkotók megköthetik a nehézfémeket, ezáltal csökkentik a sérülékenységet.

A karsztos tavakon az utóbbi 20-30 év alatt jelentős mértékben felerősödött az eutrofizáció. A benádasodás ezeken a területeken általában az antropogén hatásokkal van összefüggésben. Az Aggteleki tónál egyértelmű a kapcsolat a településből származó kommunális szennyező anyagokkal (5. ábra). A szlovák kutatók a Gömör-Tornai Karszt határon túli részein is regisztrálták ez a folyamatot (SAMU et al. 2012)



5. ábra. Az Aggteleki-tó 1984-ben (baloldal) és 1999-ben (jobboldal) az eutrofizálódás után
Fig 5. Aggteleki lake in 1984 (link) and in 1999 (right) after the eutrofication

Az erdőgazdálkodás korábban káros kezelési módokkal környezetvédelmi szempontokból okozott változásokat a karsztok állapotában (TANÁCS et al. 2007). A tarvágás, az új erdei utak létesítése, a természetes felújítások csökkentése, nem őshonos fajok telepítése megváltoztatta a karsztfejlődés természetes dinamikáját, az erdőfelújítások csökkentették az erdők faji diverzitását. Ugyanakkor a mezőgazdaság által művelt területekről is jelentős mennyiségű karsztidegen anyag jutott a karsztokra műtrágyázás, peszticidek kijuttatása és a kommunális szennyezések következtében. A 90-es évek végétől vált fontossá a mezőgazdasági művelés hatásainak (BURRI et al. 1999) vizsgálata a karsztokon. Az erdőirtás és legeltetés, de a környező területek mezőgazdasági tevékenysége is hozzájárult az aggteleki dolinák növényzetének átalakulásához (6. ábra).



6. ábra. A dolinák másodlagos asszociációinak fejlődése emberi tevékenység után Aggteleken (Bárány és Horváth 1999)

Fig. 6. Possible development of secondary grass associations after human activity in dolines in Aggtelek

A karsztok sérülékenységének fontosságát a jelen tanulmány csak néhány példa segítségével kívánta hangsúlyozni. A teljesség igénye nélkül, összegzésként megállapítható, hogy a sérülékenységet a karsztok 3D-s határfelületén, az alábbi tényezők erősítik napjainkban:

- a talajerózió (soil erosion),
- a szárazodás (desertification),
- a kőzet kitermelése (quarrying)
- a karsztvízszint csökkenése (water level decrease),
- a karsztos tavak eutrofizációja (eutrophication of lakes),
- a karsztvizek szennyeződése (organic and inorganic pollution),
- a karsztos talajok és a csepegő vizek elsavanyodása (acidification of soils and dripping water),
- a karsztok talajainak és vizének nehéz-fém-szennyezése (heavy metal pollution of soils and percolations water) ,
- a karsztok növényzetének uniformizációja és az őshonos növények eltűnése (uniformization and disappearance of native plants),
- a cseppkő visszaoldódása a barlangokban (dropstone degradation in the caves).

Következtetések

A fenti károsodásokat az emberi tevékenység az utóbbi századokban jelentősen felgyorsította. A karsztrendszer folyamatainak módosítására csak a karsztfelszíneken van lehetőség, a karsztokba jutott káros anyagok kiszűrése már nem lehetséges, ott már az öntisztulás (autore restoration) nem működik. Fel kell tárnunk ezért a jövőben minden olyan károsodást, ami a sérülékenység következménye, és fokozott védelemben kell részesíteni a karsztos területeket:

- első lépésben az egész vízgyűjtő területet kell védeni,
- ki kell terjeszteni a tájvédelmet azokra a karsztokra, amelyek ma még extenzív földművelés területei,
- meg kell tiltani az erdőirtásokat, a szükséges kitermelés helyén őshonos fajokat kell telepíteni,
- meg kell szüntetni a nagymérvű vízkitermelést, csak annyit kell használni, amennyi visszapótlódik,
- a vízgyűjtőkön az ipari termelést csökkenteni vagy teljesen meg kell szüntetni (ércbányászat, kőbányászat)

A fenti feladatok integrált megoldása csak multidiszciplináris projektek keretében lehetséges. Az IUCN a közelmúltban adta ki "*A Karszt Világörökségi Jellemzőinek Globális Áttekintése: Jelenlegi helyzet, jövőbeli kilátások és irányítási követelmények*" (IUCN, WILLIAMS, P. 2008) tematikus tanulmányt, amelyben a szakemberek a karsztrendszerek értékelésével és kezelésével kapcsolatos kérdésekben további hasznos tanácsokat találnak.

IRODALOM

- BÁRÁNY KEVEI, I. (1998): Geocological system of karsts. – Acta Carsologica. Krasoslovni Zbornik, XXVII/1. Ljubljana. pp. 13-25.
- BÁRÁNY KEVEI, I., HORVÁTH, A. (1996): Survey of the interaction between soil and vegetation in karstecological system /at Aggtelek, Hungary/. – Acta Geographica Szegediensis, Tom. XXXV. 1994-94. pp- 81 - 87.
- BÁRÁNY KEVEI, I., MEZŐSI, G. (1999): The relationships between soil chemistry and the heavy metal content of vegetation on karsts. – In.: (Ed. Bárány Kevei, I. & Gunn, J.) Essays in the ecology and conservation of karst. pp. 47-53.
- BÁRÁNY KEVEI, I., GOLDIE, H., HOYK, E., ZSENI, A. (2001): Heavy metal content of some Hungarian and English karst soils. – Acta Climatologica at Chorologica. Tom. XXXIV-XXV. pp. 81-92.

- BÁRÁNY KEVEI, I., ZSENI, A., HOYK, E., KASZALA, R.* (2006): Investigations of heavy metal pollution in the karst regions of Hungary. in.: Halasi-Kun.G.J. (edits) Pollution and water resources. – Columbia Univ. Sem. Procced. XXXVI. 2004-2006. Sustainable development in Central Europe. 181-191.
- COSTANZA, R., d'ARGE, R., GROOT, R., FARBER, S., GRASSO, M., ANNON, B., LIMBURG, K., NAEEM, S., O'NEILL, R.V., PAURELO, J., RASKIN, R.G., SUTTON, P., van den BELT, M.* (1997): The value of the world's ecosystem services and natural capital. – NATURE. 387. pp. 253-260.
- DALLAS, L.P., TROESTER, J.W., MOORE, J.E.* (1988): Karst Hydrogeology in the United States of America. – 21st Congr. Int. Associat. of Hydrogeol. Karst Hydrlogy and Karst Environment Protection 1. U.S. Geological Survey Open-File Report. pp. 88-476.
- DAY, M. J.* (1996): Conservation of karst in Belize. – Journal of Cave and Karst Studies, 58. pp. 139-144.
- DIXON, G., DUHINGH, N.* (1996): Compilation and Assessment of Some Places of Geoconservation Significance; – Report to the Tasmanian RFA Environment & Heritage Technical Committee, December 1996, 78 p., Regional Forest Agreement, Commonwealth of Australia and State of Tasmania.
- DOERFLINGER, N., JEANNIN, P.Y., ZWAHLEN, F.* (1999): Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tool (EPIKmethod). – Environmental Geology 39.2. pp. 165-176.
- FOSTER, S.S.D.* (1987): Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. – Environmental Geology and Water Sciences 13. pp. 39-43.
- HASHIMOTO, T., STEDINGER J.R., LOUCKS D.P.* (1982): Reliability, resiliency and vulnerability criteria for water resource system performance evaluation. – Water Resources Research 18.(1) pp. 14-20.
- IVÁN, V., MÓGA, J., FEHÉR, K., MIKLÓS, B.* (2011): Karszt-sérülékenységi vizsgálatok a bükki Kis-fennsík karsztján. – Karsztfejlődés XVI. pp. 167-183.
- JAKUCS, L.* (1987): Traces of effects of acidic rain (sedimentation) in the re-dissolution of cave dripstones. – ENDINS. Mallorca. pp. 49-59.
- Karst and agriculture in the world (1999) (Eds. *BURRI, E.* – *CASTIGLIONI, B., SAURO, U.*, Int. Journal of Speleology, 28 B (1/4) 1999. Publ. Quarterly by Societa Speleologica Italiana. 198 p
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2008): Geodiverzitás és tájdiverzitás. – Földrajzi Közlemények 132(4). pp. 431-439.

- KEVEINÉ BÁRÁNY I., ZSENI A., KASZALA R.* (2002): A talaj és a növényzet nehézfém-tartalmának vizsgálata karsztos területen. *Karsztfejlődés*. VII. pp. 297 – 315.
- KEVEINÉ BÁRÁNYI I., KISS M., TANÁCS E., SAMU A.* (2016): Ökoszisztéma szolgáltatások és biogeomorfológiai visszacsatolások a karsztokon. *Karsztfejlődés*. XXI. 157-175. DOI: 10.17701/16.157-174
- KIERNAN, K.* (1997): Landform classification for geoconservation; In: Eberhard, R.(ed.), *Pattern and Process: Towards a Regional Approach to National Estate Assessment of Geodiversity*, 1997. – Technical Series No. 2, Australian Heritage Commission & Environment Forest Taskforce, Environment Australia, Canberra. pp. 21-34.
- KRESIC, N.* (2012): Water in karst: Management, vulnerability, and Restoration. *Ground Water*.–51:656.doi: 10.1111/gwat.12094. 2012 | ISBN-10: 0071753338 | ISBN-13: 978-0071753333 | Edition: 1. 736 p.
- LÓCZY D.* (2006): Nemzetközi áttekintés a karsztok sérülékenységének minősítési módszereiről. – *Karsztfejlődés* XI. pp. 209-221.
- MC CALL, J., MARKER, B.* (eds.) (1989): *Earth science mapping for planning, development and conservation*. – Graham & Tritman, London, 288 p.
- RAVBAR, N.* (2007): *The protection of karst waters: a comprehensive Slovene approach to vulnerability and contamination risk mapping*. – ZRC Publishing, Ljubljana. 254 p.
- RUISHAN CHEN, CHAO YE., YUNLONG CAI., XIAOSHI XING* (2012): Integrated Restoration of Small Watershed in Karst Regions of Southwest China. – *A Journal of the Human Environment*© Royal Swedish Acad. of Sciences 201210.1007/s13280-012-0296-z.
- SAMU, A., FEKETE, I., BÁRÁNY KEVEI, I.* (2012): Sequential extraction procedure for the speciation of heavy metals in the sediments of swallow karstic lakes on the Aggtelek and Slovak karst (Hungary and Slovakia). – *Slovensky Kras, Acta Carsologica Slovaca*, 50(1) pp. 55-64.
- SHARPLES, C.* (1995): *Geoconservation in forest management - principles and procedures*. – *Tasforests*, 7. pp. 37-50, Forestry Tasmania, Hobart, Dec. 1995.
- SZŐKE E., KEVEINÉ BÁRÁNYI I.* (2003): Karsztvíz vizsgálatok az aggteleki karszton, különös tekintettel a nehézfém-szennyezésre. – *Karsztfejlődés* VIII. pp. 173-185.
- SZŐNYI-MÁDL, J.–FÜLE, L.* (1998): Groundwater vulnerability assessment of the SW Trans-Danubian Central Range, Hungary. – *Environmental Geology* 35(1) pp. 9-18.

- TANÁCS, E., SAMU, A., BÁRÁNY-KEVEI, I.* (2007): Forest structure studies in Aggtelek National Park (Hungary). *Acta Climatologica et Chorologica*. Tom. 40-41. pp. 123-133.
- TIPPING, E., ROTHWELL, J.J., SHOTBOLT, L., LAWLOR, A.J.* (2010): Dynamic modelling of atmospherically-deposited Ni, Cu, Zn, Cd and Pb in Pennine catchments (northern England). – *Environmental Pollution* 158 1521-1529. • DOI: [10.1016/j.envpol.2009.12.026](https://doi.org/10.1016/j.envpol.2009.12.026)
- TRANTER, J., GUNN, J., HUNTER, C., PERKINS, C.* (1997): Bacteria in Castleton Karst, Derbyshire, England. – *Quarterly Journal of Engineering Geology*. 30. 171-178. <https://doi.org/10.1144/GSL.QJEGH.1997.030.P2.09>
- TROFIMOVA, E.V.* (1999): Karst caves in the Irkutsk Amphitheatre, Russia: ecological condition and problems of conservation. – In.: *Essays in the ecology and conservation of karst*. (Szerk.: Bárány-Kevei, I., Gunn, J.). pp. 153-160.
- URICH, P.B.* (2002): Land use in karst terrain: Review of impacts of primary activities on temperate karst ecosystems. – Wellington, New Zealand: Department of Conservation. Volume 198 of Science for conservation, ISSN 1173-2946
- Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karst) Aquifer. (2003): *ZWAHLEN, F.* (eds.) – COST Action 620. Final Report. Neuchatel. 297 p. ISBN: 92-894-6416-X
- WILLIAMS, P.* (2008): World Heritage Caves and Karst. A Thematic Study. N°2. 1-26
- XIANDONG, L., THORTON, I.* (1993): Multi-element contamination of soils and plants in old mining areas, U.K. – *Applied Geochemistry, Suppl.* 2. pp. 52-56.

A KARSZTOSODÁS SORÁN KIALAKULT TÖRMELÉKZÓNA MODELLEZÉSE

MODELLING OF THE DEBRIS ZONE THAT DEVELOPED DURING KARSTIFICATION

**DEÁK GYÖRGY – PÉNTEK KÁLMÁN – FÜZESI ISTVÁN –
VETÉSI-FOITH SZILÁRD – VERESS MÁRTON**

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

Abstract: This study investigates the denudation way of the karst surface by models. According to the geomorphological model, a debris zone develops during dissolution, the subsidence of the surface is caused by the dissolution of debris pieces. The debris zone and its dissolution was modelled on plaster in laboratory. In the model we get data on the saturation rate of the percolating water. Based on the saturation rate, the mathematical model of karst denudation can be determined. With the model the subsidence rate of the surface can be given based on the input data.

Keywords: debris zone, saturation curve, geomorphological model, laboratory model, mathematical description of the model

Bevezetés

A beszivárgó oldat telítődésének figyelembevételével a törmelékzónás modellel leírható a karsztos felszín pusztulása. E tanulmány célja, hogy a telítődéshez laboratóriumi mérésekkel adatokat szolgáltatassunk, miáltal a geomorfológiai modell a matematikai modellből következő számításokkal működtethető.

A daviszi ciklustan a nem karsztos kőzetekből felépülő felszínnek felszínfejlődését tárgyalja. A ciklustan a felszín fejlődésében fázisokat különböztet meg, amelyek a végső lepusztulási szint (szenilis állapot, vagy végső tönk) különböző állomásai.

A karsztos felszínfejlődési felfogások egyik csoportja szerint a karszt felszínfejlődésében is vannak fázisok, amelyeket különböző méretű, vagy különböző karsztos formák képviselnek. Ezen irányzathoz tartozó elméletekre jellemző az is, hogy a felszínfejlődés ciklikus. A karsztos felszínfejlődésnél hosszabb-rövidebb ideig szünetelhet is a folyamat mielőtt a szenilis felszín a lepusztulása során elérné a karszt erózióbázisát. A felszín fejlődése történhet dolinák, uvalák (*GRUND* 1914, *CVIJIC* 1918), karrok (*CVIJIC*

1924, WILLIAMS 1966) kialakulásával és fejlődésével, vagy a karsztnak fedett karszttá, valamint szigethegyes karszttá alakulása során (WALTHAM, FOOKES 2003).

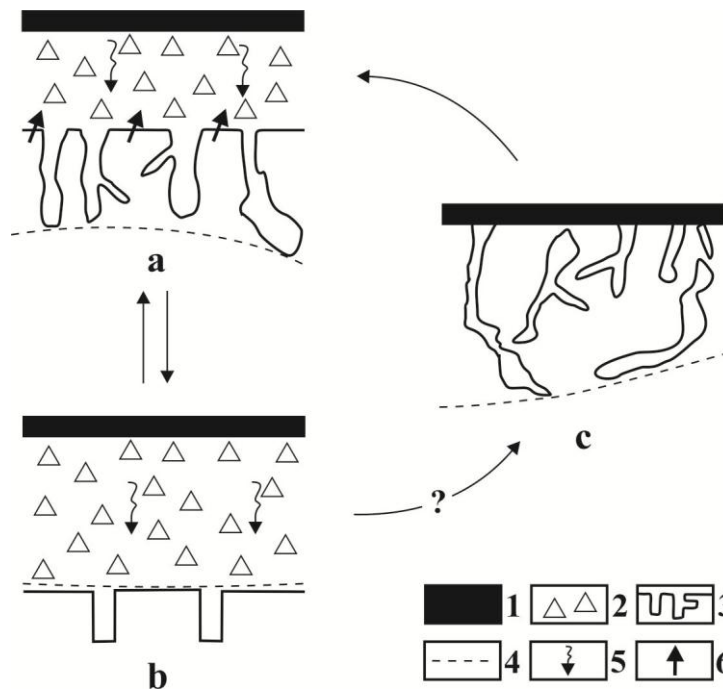
A másik felszínfejlődési elmélet csoport a karszt felszínfejlődését nem köti formaképződéshez. A felszínfejlődés nem ciklikus, a lepusztulás folyamatos. Akkor fejeződik be, ha a karszt felszíne eléri az erózióbázisát. SAWICKI (1909) felszínfejlődési elmélete szerint a karszton karsztos és nem karsztos (eróziós) lepusztulás váltakozik. Utóbbi akkor megy végbe, ha mállási maradék keletkezik. CUI et al. (2002) felfogása sem köthető felszíni formák kialakulásához: trópusi karszton a kőzet folytonos, megszakítatlan oldódása és így a felszín alacsonyodása során mállási maradék keletkezik, amely a karsztba szállítódik. Az alább bemutatásra kerülő modell ez utóbbi felszínfejlődési csoportba sorolható.

A geomorfológiai modell

Az eredeti modellben (VERESS, PÉNTÉK 1990, 1996) három zónát különítettünk el: az I. zónát, amely a talajnak, a II. zónát, amely az oldódás során keletkezett mészkőtörmeléknek, a III. zónát, amely a törésekkel átjárt karsztos fekének felelt meg. A továbbfejlesztett modellnek nem előfeltétele az I. zóna megléte, miután karsztos eredetű törmelék karrosodás során is keletkezik csupasz mészkövön (WILLIAMS 1966). A III. zónát a karszt epikarsztos zónájának tekintjük. Ugyanis a feké felszíne alatt egy változó vastagságú zóna az epikarsztos zóna helyezkedik el, ahol a kőzet másodlagos porozitása akár tízszeresen is meghaladhatja e zóna alatti kőzetrésznek a másodlagos porozitását (WILLIAMS 2008). Az epikarszt üregekkel, járatokkal, karrokkal átjárt. Alatta a porozitás azért csökken le, mert alsó felületénél húzódik, vagy húzódott a beszivárgó vizek telítődési szintje.

Modellünk szerint a feké epikarsztos zónájából az üregek, járatok, karrok növekedése során törmelék keletkezik (*1a. ábra*). A keletkezett törmelék vastagsága két folyamattól függ: a törmelék daraboknak a felszín felőli felemésztődésétől és alulról a feké felőli törmelék pótlódásától. A törmelék darabok felemésztődését a darabok oldódása okozza és a törmelékzóna vékonyodásával, valamint a karszt felszínének a süllyedésével jár. Alulról pótlódását, és így a törmelékzóna vastagodását a fekéközetből oldódása során keletkezett törmelék darabok okozzák. A törmelékzóna akkor vastagodik, ha fogyását a pótlódás meghaladja és akkor vékonyodik, ha a fogyás lesz a nagyobb. Vastagodása esetén a telítődési szint az epikarszt alsó felületétől a felszín irányába tolódik (*1b. ábra*). Akkor, ha a telítődési szint a feké felszínénél, vagy magasabban a törmelékzónában húzódik újabb

törmelék nem keletkezik. A törmelék zóna vastagodása leáll mindaddig, amíg a törmelék oldódásos fogyásával olyan mértékben vékonyodik el, hogy a telítődési szint már a fekü felszíne alá kerül. (Ekkor ismételten vastagodhat.) A törmelék teljes felemésztyődését követően (ez akkor lehetséges, ha a kivékonyodása intenzívebb, mint a vastagodása) az epikarsztos zóna vastagodhat (1c. ábra).



1. ábra: A törmelékzóna kialakulása és fejlődése

Jelmagyarázat: 1. talaj, 2. törmelék zóna, 3. epikarszt, 4. telítődési szint, 5. vízszivárgás, 6. a fekü oldódásával törmelék keletkezik, a. a törmelékzóna vastagodhat, b. a törmelékzóna vékonyodhat, c. törmelékzóna nincs

Fig. 1. The evolution and development of the debris zone

Legend: 1. soil, 2. debris zone, 3. epikarst, 4. saturation level, 5. percolation, 6. debris develops with the dissolution of the bedrock a. the debris zone can thicken, b. the debris zone can grow thinner, c. there is no debris zone

A fenti modell hasonlóságot mutat a szavanna típusú tönkösödést leíró modellel (BÜDEL 1957). Szavanna típusú tönkösödésnél a szálabban álló kőzetből mállási maradék (ez megfelel a törmelékzónának) keletkezik, amely nem oldódással, hanem erózióval pusztul és vékonyodik. (Vékonyodásával a felszíni vizek a fekü felszínét nagyobb eséllyel érhetik el, fenntartva az ott végbemenő mállást.)

Anyag és módszer

A törmeléken áthaladó víz telítődési jellemzőinek (telítődési ütem, telítődést befolyásoló tényezők, telítődési mélység) vizsgálatára gipsz anyagú törmelékzónát alakítottunk ki. Azért gipszből, mert annak oldódása gyorsabb, mint a mészkőé és a folyamathoz nem szükséges CO_2 . Kísérletünket fizikai analóg modellen végeztük. Ilyen modellt elsőként VERESS et al. (1998) használt. A fizikai analóg modellként működő kísérleti eszköz jellemzői az alábbiak:

- A törmeléket mintázó darabokat szobrászati gipszből alakítottuk ki, amelyek alakja kocka. A kockák élhosszúsága 2,0, 1,0, 0,5 cm-es volt. Egy kísérlet törmelékzónáját azonos méretű kockákból építettük fel. Kísérletenként változtattuk a törmelékzóna vastagságát: 2, 4, 6, 8 és 10 cm-re.
- Az oldószer desztillált víz, így az oldószer változó és állandó keménységet képező ionokat nem tartalmazott.
- A törmelékzóna összfelületére 250 cm^3 desztillált vizet adagoltunk kísérletenként 24 ± 2 min. idő alatt. Így egységnyi idő alatt (1 min.) egységnyi felületre (1 cm^2) $0,368 \text{ cm}^3$ desztillált víz, azaz oldószer hullott. Ha ezt a mennyiséget órára számítjuk, akkor a kísérlet során 22,11 mm oldószer (desztillált víz) érintkezett a gipsszel. A 10 cm-es vastagságú törmelékzónát használtuk fel a 20, 30, 40 stb. cm vastagságú törmelékzónák kialakítására az alábbi módon. A 10 cm-es vastagságú törmelékzónán áthaladt 250 cm^3 , most már oldat, teljes mennyiségének lecsepegését megvártuk. Majd ugyanazzal a sebességgel, azaz azonos idő alatt (24 ± 2 min.) ismét átjuttattuk a reakciótérre.

- A kísérleti eszköz és funkciójának bemutatása

A kísérleti eszköz (2. ábra) négy tagból épül fel. Felül helyezkedik el az adagolóedény, ami 500 cm^3 -es csepegtető tölsér, alul állítható csappal. Ebbe az eszközbe öntjük a 250 cm^3 oldószert (desztillált vizet), vagy ismételt feltöltésnél, a már a 10 cm-es rétegen áthaladt oldatot. Ez alatt helyezkedik el az oldószert, vagy oldatot szétosztató (diszpergáló) edény. Ennek az edénynek az alján sűrűn átllyuggatott, 6 cm átmérőjű rézlemez van, ennek nagysága $28,26 \text{ cm}^2$. A fémkorongon több rétegben, a koronggal azonos átmérőjű, kör alakú szűrőpapír található. Ezek az eszközök segítik a csepenként érkező víz szétosztását (diszpergálását). Ez alatti rész a reakciótér. Itt játszódik le az oldódás folyamata, az adott vastagságú, az azonos méretű törmelékzónán. A reakciótér belső átmérője 6 cm, magassága 10 cm, így térfogata $188,4 \text{ cm}^3$. A reakciótér alján a gipszkockák meg-

tartását szolgálja, az ugyancsak sűrűn átluggatott, 6 cm-es rézkorong lemez. A folyadék folyamatosan áthalad a törmelékzónán és a szedő edénybe hull. Az oldatot felfogó szedőedény alja csappal ellátott. A szedőedénybe felgyűlt oldatot a csap megnyitásával tároló edénybe vezetjük.



2. ábra: A kísérleti eszköz
Fig.2. Laboratory instrument

- A kísérleti eszköz működtetése

Az analóg modell működtetése az adott szemcseméretből (pl. 1,0 cm) adott vastagságú (pl. 10 cm) törmelékzóna felépítésével kezdődik. Majd a kockák felületét aktiváljuk a desztillált vízzel. A desztillált vízzel történő mosás eltávolította a porló anyagi részeket, és vízzel feltöltötte a gipszkockák ka-

pilláris hézagterfogató. Ez a jelenség a természetben is hasonló módon lejátszódik. Ezt követően feltöltjük az adagoló edényt a 250 cm^3 desztillált vízzel. Majd beállítjuk az adagolóedényből lecspepítő oldószer percnkénti cseppszámát a szabályzó csap és időmérő eszköz segítségével (2. ábra). Kísérleteinkben a percnkénti cseppszám 20 ± 5 csepp volt. Ezzel a módszerrel a folyadék áthaladásának sebességét minden vizsgálat esetére azonosítottuk. A reakciótereen áthaladó folyadék felfogásánál figyeltünk arra, hogy a 250 cm^3 oldószer lefolyjon a rendszerből. A 2, 4, 6, 8, 10 cm-es vastagságú törmelékzónán az oldószer (desztillált víz) a már jelzett sebességgel egyszerűen haladt át. A nagyobb rétegvastagságú törmelékzónák vizsgálatára a már említett módon, kellő számú újrafeltöltés történt az adagoló edénybe.

- A keletkező oldatok koncentrációjának meghatározása

A keletkezett 250 cm^3 ismeretlen koncentrációjú kalcium-szulfát oldat előkészítése a kémiai vizsgálatra az alábbi módon történt:

A 250 cm^3 oldatból 100 cm^3 -t centrifugáltunk, percnként 5.000 fordulatszám mellett, 5 percig. Ezzel az eljárással a fel nem oldott esetlegesen jelentkező törmelékeltávolítottuk.

Az oldottanyag tartalom meghatározása az oldott kalcium-szulfát kalcium-ion mennyiségének a mérésével történt (Barcza 2009). A kalcium-iontartalom vizsgálatát térfogatossal, komplexometriás módszerrel végeztük. A mérőoldat az etilén-diamin-tetra acetát – nátrium sója volt (SELECTON B₂, vagy EDTA).

A mérőoldat koncentrációja $0,01785\text{ mol/dm}^3$. A mérést 10 pH-n, eriochróm fekete T-indikátor jelenlétében, 10 cm^3 -es mintán többszörösen megismételt titrálással végeztük. Murexid-indikátor helyett azért alkalmaztunk eriochróm fekete T-indikátort, hogy az esetleges szennyező magnézium-ion leoldódását is mérésünkbe foglaljuk.

Mérési eredményeink értékelése megkívánta a telített kalcium-szulfát oldat létrehozását (SZABÓ, NYILASI 1978). Kísérleteink oldatait e standardhoz viszonyítottuk. Ezáltal megállapíthattuk adott oldatnak a telítődéshez képesti koncentrációját, valamint az oldat telítődési ütemét. Így a különböző vastagságú és szemcseméretű törmelékzónák oldatainak a telítődési üteme összehasonlítható. A kalcium-szulfát telített oldatának meghatározására olyan oldatot készítettünk, amelyben a 250 cm^3 desztillált vízbe addig adagoltuk és 72 órán át rázással addig oldottuk a gipszet, míg az az oldat alján (szobahőmérsékleten és nyomáson) maradandóan szilárd fázist nem alkotott. Az így keletkezett telített oldat kalcium-ion koncentrációját az előzőekben bemutatott módon határoztuk meg.

A mérési eredmények kiértékelése

Kvalitatív kiértékelés

A különböző szemcseméretű (0,5, 1,0, 2,0 cm) kockákhoz köthető, fokozatosan vastagodó törmelékzónákon (2,4,8 stb.) áthaladó desztillált víz (oldószer) koncentrációját g/dm^3 -ben három táblázatban (I, II, III. táblázatok) foglaltuk össze.

I. táblázat

Table I.

A 0,5 cm-es élhosszúságú kockákból felépített különböző vastagságú törmelékzónák oldott gipszkoncentrációinak adatai

Data of dissolved plaster concentrations of debris zones with various thickness made up of cubes with an edge length of 0,5 cm

A kísérlet sorszáma	A törmelékzóna vastagság x[cm]	Mérőoldat átlagfogyása cm^3	Koncentráció $\text{C}[\text{g}/\text{dm}^3]$
1.	2	3,70	0,8956
2.	4	4,66	1,0743
3.	6	5,70	0,3837
4.	8	6,55	1,5900
5.	10	6,70	1,6265
6.	20	7,00	1,6993
7.	30	7,40	1,7964
8.	40	8,50	2,0634
9.	50	8,75	2,1241
10.	60	8,80	2,1362
11.	80	8,90	2,1665
12.	100	9,00	2,1848

A mérési adatok (koncentráció: g/dm^3 -ben) jelzik, hogy a törmelékzóna vastagságának a növekedésével az azon áthaladó oldatok koncentrációja egyre jobban megközelíti a telített oldat koncentrációját, azaz $2,233 \text{ g}/\text{dm}^3$ -t. A teljes telítettség megközelítése a kisebb törmelék méreteknél (0,5 cm) nagyobb (I, II, III. táblázat, 3. ábra). Ennek a jelenségnek a magyarázata a fajlagos felület növekedésével magyarázható. A fajlagos felület 1 dm^3 térfo-

gatra számítva a 2 cm élhosszúságú kockák esetén 3.000 cm², az 1 cm-eseknél 6.000 cm², míg a 0,5 cm élhosszúságú kockák esetén 12.000 cm². Az aktív felület arány a reakcióterben is (a szoros illesztés miatt) 1:2:4 volt, azaz az elméletileg számított fajlagos felülettel azonos. Az aktív felület növekedése tükröződik a keletkező oldatok koncentrációjában nemcsak törmelékzóna vastagságokként, hanem a törmelékzónát alkotó szemcsék mérete szerint is (I, II, III. táblázatok).

Az oldatok telítődésének különbsége nem arányos a különböző méretű kockák aktív felületének a különbségével. Ennek oka, hogy a vertikális irányban mozgó folyadék az aggregált hézagterfogatokon keresztül igénybe veszi az aktív felületeket, de nem a szemcseméretetekhez köthető aktív felületek arányában.

II. táblázat

Table II.

Az 1 cm-es élhosszúságú kockákból felépített különböző vastagságú törmelékzónák oldott gipszkoncentrációinak adatai

Data of dissolved plaster concentrations of debris zones with various thickness made up of cubes with an edge length of 1 cm

A kísérlet sorszáma	A törmelékzóna vastagság x[cm]	Mérőoldat átlagfogyása cm ³	Koncentráció C[g/dm ³]
1.	2	3,22	0,8811
2.	4	4,03	0,9785
3.	6	4,42	1,039
4.	8	4,45	1,082
5.	10	4,83	1,1709
6.	20	5,89	1,4253
7.	30	7,49	1,8196
8.	40	7,99	1,9396
9.	50	8,09	1,9638
10.	70	8,29	1,9888
11.	100	8,60	2,0877

III. táblázat

Table III.

Az 2 cm-es élhosszúságú kockákból felépített különböző rétegvastagságú törmelékzónák oldott gipszkoncentrációinak adatai

Data of dissolved plaster concentrations of debris zones with various thickness made up of cubes with an edge length of 2 cm

A kísérlet sorszáma	A rétegvastagság x[cm]	Mérőoldat átlagfogyása cm ³	Koncentráció C[g/dm ³]
1.	2	2,85	0,6919
2.	4	3,70	0,8982
3.	6	4,15	1,0070
4.	8	4,75	1,1531
5.	10	5,10	1,2381
6.	20	6,00	1,4982
7.	30	6,85	1,6629
8.	40	7,20	1,7479
9.	50	7,35	1,7838
10.	60	7,50	1,8207
11.	80	7,75	1,8814
12.	100	7,80	1,8935

Kvantitatív kiértékelés

A mészkő törmelékes zónát képező karsztos denudációjának matematikai modelljét VERESS –PÉNTEK (1990), SZUNYOGH (1994) és PÉNTEK (2007, 2008) dolgozták ki. Az elmélet szerint a lefelé szivárgó oldószer a törmelékes zónán áthaladva a megtett út függvényében exponenciálisan telítődik. Ezért a mérési adatok felhasználásával kívánjuk eldönteni, hogy a telítődési görbe valóban exponenciális-e (I, II, III. táblázatok). Ezáltal megbízható alapot teremtve a matematikai modellhez.

A mért adatok felhasználásával keressük tehát a lefelé szivárgó telítődő oldat Ca koncentrációját mérő $C[g/dm^3]$ mennyiséget a törmelékes zónában megtett $x[mm]$ út függvényében a

$$C = C_e \cdot (1 - e^{-\lambda x}) \quad (1)$$

alakban, ahol C_e az oldat egyensúlyi (telítési) koncentrációja, továbbá $\lambda[1/mm]$ a telítődés ütemét kifejező alkalmas paraméter.

Az $(x, C(x))$ mérési pontokhoz a legkisebb négyzetek módszerén alapuló regressziószámítás alapján szeretnénk a legalkalmasabb (1) alakú függvényt illeszteni. Ezért elsőként alkalmas transzformációval az (1) függvényalakot linearizáljuk úgy, hogy előbb rendezzük, majd képezzük mindkét oldal természetes alapú logaritmusát. Ennek eredményeként jutunk a

$$\ln(C_e - C) = (-\lambda) \cdot x + \ln C_e \quad (2)$$

összefüggéshez, amelyet összevetve a regressziós egyenes

$$Y = Ax + B \quad (3)$$

alakjával, az

$$Y = \ln(C_e - C), \quad A = -\lambda, \quad B = \ln C_e \quad (4)$$

egyenleteket kapjuk.

IV. táblázat

Table IV.

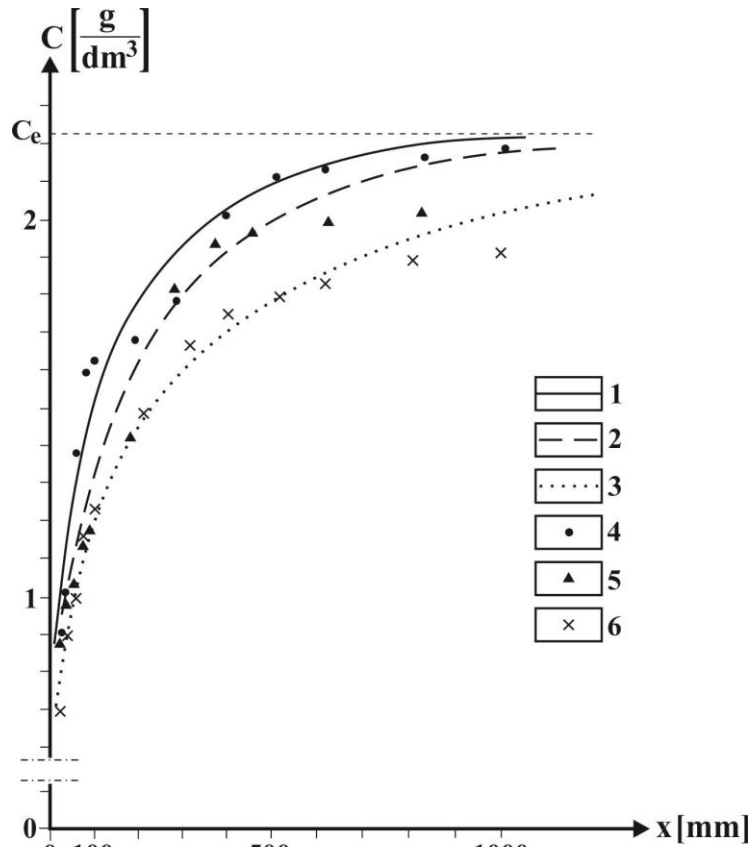
*A korreláció- és a regressziószámítás eredményei
Results of correlation calculation and regression calculation*

Törmelékkocka mérete [cm]	Regressziós egyenes egyenlete	$C = C_e$ függvény	Korrelációs együttható négyzete
0,5	$Y = -0,00341x - 0,01071$	$C = 2,233 \cdot (1 - e^{-0,00341x})$	$R^2 = 0,9260$
1	$Y = -0,00283x + 0,23649$	$C = 2,233 \cdot (1 - e^{-0,00283x})$	$R^2 = 0,9250$
2	$Y = -0,00156x + 0,16290$	$C = 2,233 \cdot (1 - e^{-0,00156x})$	$R^2 = 0,8558$

Gipsz esetén a laboratóriumi körülmények között a telítési koncentráció értéke: $C_e = 2,233[g/dm^3]$. A fenti ismeretek alapján már elvégezhetjük a korreláció- és regressziószámítást a mért értékpárokra 0,5 cm, 1 cm és 2 cm élhosszúságú törmelékkockákból felépített törmelékes oldási zóna esetén. A számítások eredményét a *IV. táblázat* mutatja.

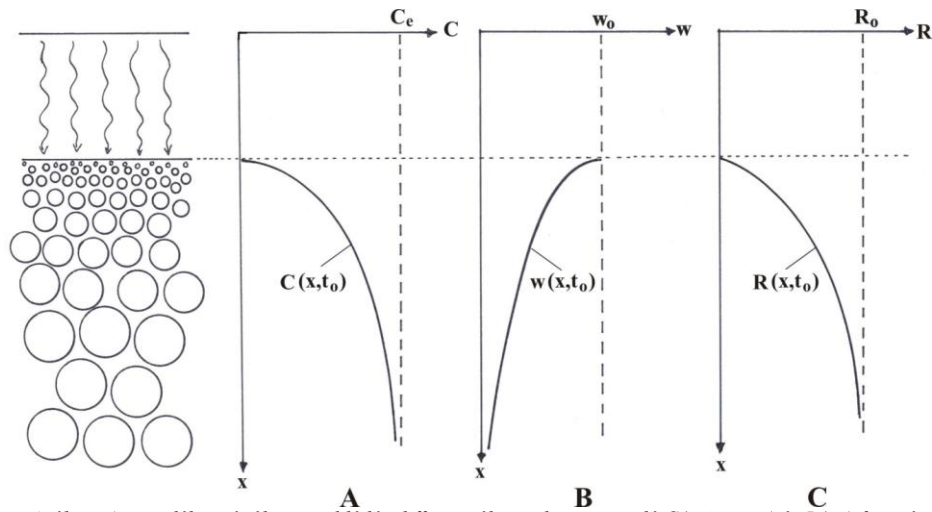
A $C = C(x)$ függvényeket közös koordináta-rendszerben ábrázolva a *3. ábrát* kapjuk. A grafikonok elemzéséből jól látható, hogy a telítődési folyamat valóban nagy pontossággal exponenciális függvénnyel írható le.

Megállapíthatjuk továbbá azt is, hogy minél kisebb a törmelékkockák mérete, s így minél nagyobb a törmelékes zónában a karsztos oldásnak kitett felület, annál gyorsabb ütemben telítődik az oldat, amit a 3. ábrán bemutatott telítődési görbék mutatnak.



3. ábra: A $C=C(x)$ függvény grafikonja 0,5 cm, 1 cm és 2 cm élhosszúságú gipszkockák esetén
 Jelmagyarázat: 1. 0,5 cm élhosszúságú kockák esetén a mérési értékek, 2. 1 cm élhosszúságú kockák esetén a mérési értékek, 3. 2 cm élhosszúságú kockák esetén a mérési értékek, 4. 0,5 cm élhosszúságú kockákhoz tartozó függvénygörbe, 5. 1 cm élhosszúságú kockákhoz tartozó függvénygörbe, 6. 2 cm élhosszúságú kockákhoz tartozó függvénygörbe

Fig. 3. Graph of the function $C=C(x)$ in case of plaster cubes with an edge length of 0,5 cm, 1cm and 2cm
 Legend: 1. measurement values in case of cubes with an edge length of 0,5 cm, 2. measurement values in case of cubes with an edge length of 1 cm, 3. measurement values in case of cubes with an edge length of 2 cm, 4. function curve belonging to cubes with an edge length of 0,5cm, 5. function curve belonging to cubes with an edge length of 1 cm, 6. function curve belonging to cubes with an edge length of 2 cm



4. ábra: A törmelékes zónában az oldódás differenciálegyenleteit megadó $C(x,t)$, $w(x,t)$ és $R(x,t)$ függvények alakja a t_0 időpontban (Péntek 2008)

Fig. 4. The shape of functions $C(x,t)$, $w(x,t)$ and $R(x,t)$ giving the differential equations of the dissolution in the debris zone at a time of t_0 (Péntek 2008)

A matematikai modell a mérési eredmények tükrében

A mészkő törmelékes oldódási zónát képező denudációs folyamatának első matematikai leírása VERESS, PÉNTÉK (1990, 1996) munkájában jelent meg. Egy további matematikai modellt mutat be SZUNYOGH (1994) dolgozata. Az első matematikai modell finomítását PÉNTÉK (2001), annak további fejlesztését PÉNTÉK, VERESS (2002) munkájában olvasható. A matematikai modellek további fejlesztésével alakult ki az exponenciális modell, amely a korábbi modellekre támaszkodva PÉNTÉK (2007, 2008) munkája. A mészkő karsztos pusztulását leíró egyenletrendszer az

$$\begin{aligned}
 v \cdot \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{1-\kappa}{\kappa} \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot \frac{\partial w}{\partial x} &= 0 \\
 \frac{\partial w}{\partial x} &= \frac{3}{R} \cdot \frac{\partial R}{\partial t} \\
 -\frac{\partial R}{\partial t} &= \frac{C_e - C}{\rho_{k\ddot{o}}} \cdot \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 \cdot v}} \right)^{-1}
 \end{aligned} \tag{5}$$

alakban írható fel, ahol

v a lefelé szivárgó oldószer áramlási sebessége;

- C az oldószernek a törmelékes zóna adott pontjában és időpillanatban mérhető $CaCO_3$ koncentrációja;
- x a törmelékes oldódási zóna kezdő időpontban mért felső peremétől mért távolság;
- κ a törmelékes oldódási zónát alkotó törmelékgömbök hézagterfogata;
- $\rho_{kő}$ a $CaCO_3$ sűrűsége;
- w a lefelé mozgó törmelékgömböknek a törmelékes zóna adott pontjában és időpillanatban mérhető süllyedési sebessége;
- R a törmelékgömböknek a törmelékes zóna adott pontjában és időpillanatban mérhető sugara;
- t az oldási folyamat kezdő időpontja óta eltelt idő;
- C_e az oldószer oldási rendszerre jellemző egyensúlyi telítési $CaCO_3$ koncentrációja;
- k_K a $CaCO_3$ kémiai oldódásának sebességi állandója;
- D az oldási rendszer diffúziós állandója;
- ν az oldási rendszer kinematikai viszkozitási tényezője.

Ebben az egyenletrendszerben ν , κ , $\rho_{kő}$, C_e , k_K , D és ν mennyiségek értéke ismert, vagy ismert értékek felhasználásával meghatározható. Feladatunk a $C = C(x, t)$, $w = w(x, t)$ és $R = R(x, t)$ függvények meghatározása. Az egyenletrendszer részletes megoldását Péntek (2008) dolgozata tárgyalja, amelynek eredményeként

$$\begin{aligned}
 C(x, t) &= C_e \cdot (1 - e^{-\lambda(x-w_0t)}) \\
 w(x, t) &= w_0 \cdot e^{-\lambda(x-w_0t)} \\
 R(x, t) &= R_0 \cdot e^{\frac{e^{-\lambda x} - e^{-\lambda(x-w_0t)}}{3}}
 \end{aligned} \tag{6}$$

összefüggéseket nyerjük, itt $x \geq w_0 \cdot t$, ahol w_0 jelöli a törmelékes zóna felső széléhez tartozó törmelékgömbök süllyedési sebességét. A (6) függvények grafikonjait a 4. ábra szemlélteti. Mindhárom függvény grafikonja a törmelékes zóna felső pereméhez szemléletesen mintegy hozzáragasztva azzal együtt süllyed a törmelékes zóna felső részének lefelé történő eltolódása közben. A térszín lealacsonyodását követve süllyed tehát a t idő függvényében a $C(x, t)$ telítődési görbe is, amelynek egy pillanatfelvételt modelleztük és vizsgáltuk a dolgozat korábbi részében a gipszben végzett modellkísérlet segítségével.

Következtetések

A kísérleti adatok kvalitatív és kvantitatív elemzése igazolja az elméletnek azon részét, amely az oldószer telítődését a törmelékzóna vastagságára és annak aprózottságára vonatkoztatja. Nem vizsgálta (és nem is vizsgálhatta) az oldhatóságot befolyásoló tényezőként a CO_2 szerepét.

A törmelékes zónán átszivárgó oldat koncentrációjának alakulását exponenciális függvények írják le, amelyekre illeszthető, mint ahogy eddig is feltételeztük, a matematikai modell.

Az a törmelékvastagság, amelynél az oldószer teljes mértékben telítődik, a függvények alakjából extrapolálható. Ez nem éri el, csak aszimptotikusan közelíti meg a teljes telítettséget. A törmelékzóna aprózottságának szerepét 0,5 cm, 1 cm és 2 cm élhosszúságú kockákból felépített modellel vizsgáltuk, az egyes függvények görbéi jól elkülönülnek. Ez a törmelék aprózottságának szerepét igazolja a telítődés folyamatában, szintén az elméleti modell állításaival összhangban.

IRODALOM

- BARCZA L.* (2009): A mennyiségi kémiai analízis gyakorlati kézikönyve – Budapest Medicina Kiadó 297 p.
- BÜDEL J.* (1957): Die doppelten Einebrungsflächen in dem feuchten Tropen – Zeitschrift für Geomorphologie 1 pp. 201–288.
- CUI Z, LI D, FENG J, LIU G, LI H* (2002): The covered karst, weathering crust and karst (double-level) – Science in China 45 pp. 366–378.
- CVJIČ J.* (1918): Hydrographie suterraine et evolution morphologique du karst – Trav. Inst. Géogr. Alpine 6(4) pp. 375-426.
- CVJIČ J.* (1924): The evolution of lapiés a study in karst physiography – Geogr. Rev. XIV pp. 26-49.
- GRUND A.* (1914): Der geographische Zyklus im Karst – Ges. Erdkunde 52 pp. 621-640.
- PÉNTEK, K.* (2001): Karsztosodó mészkő térszínnek lepusztulásának matematikai modellje – Karsztfejlődés VI. pp. 13-25.
- PÉNTEK, K.* (2007): A horizontális karsztosodás egyenletrendszerének levezetése elemi tárgyalással – Karsztfejlődés XII. pp. 53-70.
- PÉNTEK, K.* (2008): A horizontális karsztosodás egyenletrendszerének egy egyszerű megoldása – Karsztfejlődés XIII. pp. 5-22.
- PÉNTEK, K., VERESS, M.* (2002): A karsztos lepusztulás sebességének kiszámítása egy törmelékes oldódási zóna adatainak felhasználásával – Karsztfejlődés VII., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 73-

86.

SAWICKI L. S. (1909): Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst
Geogr. Z. (Vienna) 15, pp. 185-204, 259-81.

SZABÓ Z., NYILASI J. (1978): A szerves kémia alapjai – Műszaki Kiadó,
Budapest, 285 p.

SZUNYOGH, G. (1994): A horizontális karsztos lepusztulás folyamatának
matematikai modellezése – A Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola Tu-
dományos Közleményei IX. Természettudományok 4. pp. 173-201.

VERESS M., PÉNTEK K. (1990): Kísérlet a karsztos felszínnek
denudációjának kvantitatív leírására – *Karszt és Barlang* I. pp. 19-27.

VERESS M., PÉNTEK K. (1996): Theoretical model of surface karstic
processes – *Zeits. f. Geomorph* 40(4) pp. 461-476

VERESS M., PIDL K., MANTLER M. (1998): Gipsz karsztosodásának mo-
dellezése laboratóriumi körülmények között – *BDTF Tudományos Közle-
ményei XI. Természettudományok* 6. pp. 147-166.

WILLIAMS P.W. (1966): Limestone pavements: with special reference to
Western Ireland – *Transactions of the Institute of British Geographers* 40
pp. 155-172

WILLIAMS P.W. (2008): The role of the epikarst in karst and cave
hydrogeology: a review. – *International Journal of Speleology* 37 (1) pp. 1-
10.

WALTHAM A.C., FOOKES P.G. (2003): Engineering classification of karst
ground conditions – *Quarterly Journal of Engineering Geology and
Hydrogeology* 36 pp. 101–118.

KARROS FŐVÁLYÚBAN LÉTREJÖVŐ ÁRAMLÁSOK SZIMULÁCIÓS VIZSGÁLATA

SIMULATED EXAMINATION OF FLOW IN THE MAIN CHANNELS OF KARREN SYSTEMS

MITRE ZOLTÁN

ELTE SEK Földrajzi- és Földtudományi Intézet, Földrajzi Tanszék
9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. mitre.zoltan@sek.elte.hu

Abstract: In the paper we present a special analysis of the water flow in the main channels of karren systems, with special consideration to the vorticity and velocity in flow at the connecting points of the tributary channels. We made a digital channel system model with an 11 meters long main channel and 9 tributary channels joined into it, with different junction angles from 10° to 90°. We used CFD (Computational Fluid Dynamics) simulation algorithm to simulate the water flow, and collected data about the vorticity and velocity with a resolution of 1 cm³ from the main channel. We made the simulations with slope angles from 5° till 45° with a step of 5°. We calculated the average values of these data in every cross sections situated 1 cm from each other along the main channel of the channel system. We took a special attention to the local maximum values of these data, relatively to the local minimum values. We represented these maximum values with column diagram in special junction angle groups, where we could examine the tendency of values in case of every slope angles at every junction angles. We also had the ability to examine the tendency of values at the same slope angles at different junction angles. Based on these analyses we can see, that at the velocity of flow there are local minimum values before and local maximum values right after the joining points. Then the water flow has a reduced speed, especially right before the next joining points. Vorticity has the same tendency, at the joining points it has local maximum values and then it reduces till the next joining point, reach the local minimum value right before it. Value of vorticity can represent the solution in the main channels of karren systems. The more the value of it (number of rotation in 1 second), the more the solution happens in the main channel due to the destruction of border layers at the wall of main channel by the vorticity. When we increase the slope angle, the value of vorticity has higher values, but turbulence waterflow happens on shorter section. So, the higher the slope angle, the less the length of turbulence zone; this is the same, what we experienced in laboratory experiment and data collected from karst environment. The anomalies at the junction angles of 20°, 70°, 80° both in speed and vorticity has special reason, it needs further examinations.

Keywords: rimmenkarr, main channel, solution, turbulence, simulation, vorticity, channel system

1. Bevezetés

A vályúrendszerek fővályúiban, ahol azokhoz mellékvályúk csatlakoznak, lokális kiszélesedések alakulnak ki, amelyek létrejöttét a becsatlakozásnál képződő örvények által kiváltott megnövekedett oldó hatással magyarázzák (VERESS *et. al.* 2013). E tanulmány célja, hogy számítógépes szimuláció eredményei alapján tanulmányozza a fővályúban létrejövő örvénylést és áramlási sebesség változást különböző lejtő és becsatlakozási szögek esetén és így a vályú kiszélesedések értelmezéséhez adatokat szolgáltatson.

A karrok egyik változatát képviselik a vályúkarrok (rinnenkarrok). A vályúkarrok morfológiailag összetett képződmények (BÖGLI 1976, FORD, WILLIAMS 2007): a vályún helyenként lokális kiszélesedések fordulnak elő (VERESS 2009, VERESS 2010, VERESS et. al. 2013). A vályúkarrok lehetnek A és B típusúak (VERESS et. al. 2015). Előzőek kisméretűek és kicsi keresztmetszet területűek, keresztmetszetük inkább „V” alakú (KOZMA, MITRE 2012). A B típusú vályúk nagy keresztmetszet területűek és a keresztmetszetük „U” alakú. A vályúk képezhetnek vályúrendszereket, amikor a rendszer fővályújába mellékvályúk kapcsolódnak. A fővályúban ott, ahol azokhoz mellékvályúk kapcsolódnak lokális kiszélesedések alakulnak ki (VERESS et. al. 2013). A lokális kiszélesedéseknél a fővályú szélessége több dm-rel haladhatja meg ezen szakasz feletti és alatti szélességet. De nőhet e szakaszon a vályú mélysége is (MITRE 2016). A vizsgálatunk tárgyát képező fővályúk a B típusba tartoznak a mellékvályúktól eltérően nagyméretűek és „U” keresztmetszet alakúak (VERESS et. al. 2009, VERESS et. al. 2010). SZUNYOGH (1995) szerint azonban a vályúalak fél ellipszis is lehet. Bármely alakkal is közelítjük, a vályúoldalak felső részei párhuzamosnak tekinthetők egymással (SZUNYOGH 1995, VERESS et. al. 2012).

Az utóbbi években modellkísérletek és részletes terepi mérések adatainak a felhasználásával a vályú morfológiája és az áramlási viszonyok közötti kapcsolat megismerésére irányuló vizsgálatok történtek. Azonban a laboratóriumi kísérletek nagyon időigényesek, továbbá ezek során viszonylag kevés morfológiára hatást alakító paraméter vizsgálható. A terepen az áramlási viszonyok tanulmányozásának kicsi az esélye. A vályúban vagy a vályúmentes térszínen a vízágak kialakulására és így az általuk kifejtett hatások vizsgálatára csak hóolvadáskor lehet számítani (VERESS et. al. 2011). Ekkor viszont e helyek nehezen, vagy egyáltalán nem közelíthetők meg a vastag hótakaró miatt, és csak utólag, a morfometriai paraméterek alapján tudunk következtetni az áramlás jellegére.

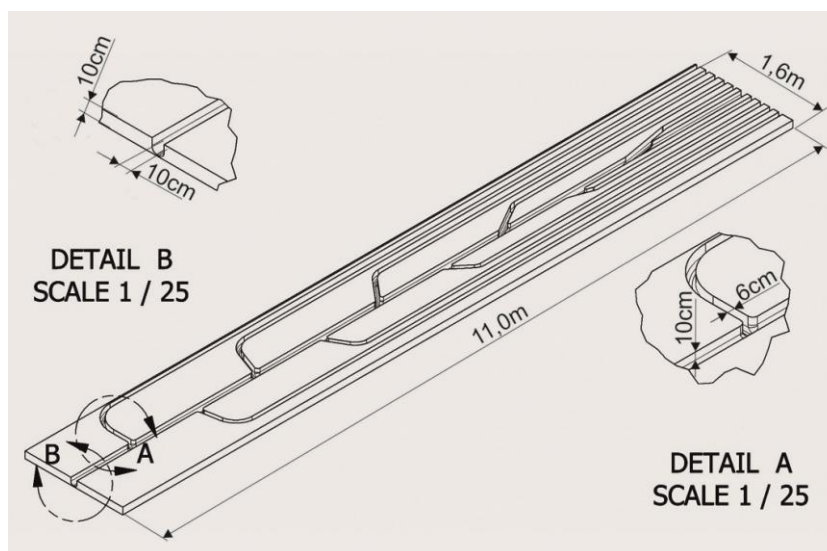
A vályúkarrok sajátosságainak vizsgálata céljából számos terepi felmérés (VERESS et. al. 2011, 2012) továbbá laboratóriumi kísérlet (DEÁK et. al. 2012) történt. Az említett okok miatt célszerű a vályúrendszerek és morfológiájuk fejlődését virtuális modellel vizsgálni (MITRE 2016). Digitális áramlási kísérletek adatainak felhasználásával a természetben végbemenő vízáramlási viszonyokhoz nyerhetünk információkat. Ezáltal a vályúkarrok morfológiai sajátosságait, fejlődését az áramlási sajátosságok figyelembevételével értelmezhetjük.

A korábban vizsgált terepi és laboratóriumi mérési adatok értékelése (MITRE, PÉNTEK 2014) valamint a tapasztalt jelenségek magyarázatának vizsgálatára alkalmazott Computational Fluid Dynamics (CFD) számítógé-

pes algoritmus megoldás (MITRE 2016) eredményei rámutattak arra, hogy a lejtőszöget változtatva az örvénylési szakasz hossza változik, azonban a becsatlakozási szögeket változtatva nem mutatható ki tendencia. Feltételezzük, hogy olyan áramlási jelenségek lehetnek jelen a becsatlakozásoknál, amelyek kialakulása klasszikus fizikai, hidrodinamikai törvényszerűségekkel nehezen vagy egyáltalán nem írhatóak le, azonban a részecske szintű áramlási mozgást szimuláló számítógépes programok segítségével kialakulásuk és jellegük jól vizsgálható (MITRE, PÉNTEK 2014, MITRE 2016).

2. Módszer

Ahhoz, hogy a terepen fejlődő vályúkarroknál létrejövő áramlási tulajdonságokat lemodellezzük, nélkülözhetetlen méretben és alakban a valósághoz hasonló vályúrendszert létrehozni. Az áramlás megismeréséhez két paramétert kívántunk vizsgálni, az örvényességet (létrejövő örvények átlagos fordulatszámát egy másodperc alatt), valamint az áramlási sebességet. A modellvályú felső pereménél, a kiindulási áramlási sebességet 1 m/s-nak választottuk.



1. ábra: A digitális modellvályú-rendszer műszaki rajza Autodesk Inventor szoftverben.
Fig. 1.: Technical drawing of the channel system model with Autodesk Inventor software.

A modell vályúrendszerben a fővályú szélességét és mélységét 10-10 centiméternek választottuk, alakját „U” alakra finomítottuk, a vízkitöltést pedig 9 centiméterben határoztuk meg. A becsatlakozó mellékvályút az egy-

szerűség kedvéért szintén 10 cm mélynek választottuk, azonban szélességét 6 cm-ben határoztuk meg. A modellben az egyes találkozási pontok és sarkok élét a valóságnak megfelelően lekerekítettük (*1. ábra*).

A vályúrendszer fővályújának hosszúsága 11 méter. A fővályúba 1 méteres szakaszonként csatlakoznak be a mellékvályúk úgy, hogy fentről lefelé haladva, becsatlakozásokként 10° -ot emelkedik azok becsatlakozási szöge 10° -tól 90° -ig. Ennélfogva 9 mellékvályú csatlakozik a fővályúba. A digitális modellkísérlet során a hordozó lejtő szögét 5° -os lépésekkel 5 - 45° között változtattuk. A modellkísérletet a korábbiakkal azonos CFD számítógépes algoritmussal, szoftverkörnyezettel végeztük (*MITRE 2016*), a kimeneti adatoknál viszont a víztest áramlási tulajdonságait leíró értékek 1 cm^3 -re vonatkoztatott átlagait rögzítettük. Ennek több oka is volt, részben a számítási művelet időhosszájának optimalizálása a számítógépfűtőn, részben az adatok mennyiségének csökkentése és ezáltal a feldolgozás gyorsítása.

A kapott értékeket egymástól 1 cm-re elhelyezkedő keresztmetszet-szelvények mentén vizsgáltuk x,y,z irányban, így pontos képet kaphattunk az áramlás jellegének alakulásáról a meder teljes szélességében. A létrejövő áramlási jelenségek nem mutattak jellegüket tekintve eltérést a korábbiakban megállapítottaktól (*MITRE 2016*), annak ellenére se, hogy a jelenlegi vályúrendszer kialakítása más, kisebb, finomabb, valósághoz közelebb. A vizsgálathoz a kapott értékeket a fővályú teljes keresztmetszete mentén 1 cm-es szelvényenként átlagoltuk, ezáltal az adott szelvényt közrefogó térfogat egészére jellemző átlagos áramlási sebesség és örvényesség-értékeket kaptunk.

Először megvizsgáltuk azt, hogy a fővályú teljes hosszában az örvényesség és a sebesség értékei miként változnak, hol alakulnak ki lokális minimum és lokális maximum helyek. Külön megnéztük ezen értékek egymáshoz való relatív eltérését (a lokális maximumokhoz képesti maximális eltérés). További vizsgálat tárgyát képezte a különböző lejtőszögek esetén az adott becsatlakozási szögnél miként változik az örvénylés és a sebesség értéke.

Ezt követően az örvényesség majd az áramlási sebesség az adott becsatlakozás előtti minimum értékhez viszonyított lokális maximumainak (relatív) értékeit ábrázoltuk. A kapott adatok kiértékeléséhez oszlopdiagramokat készítettünk, grafikonok vízszintes tengelyén a becsatlakozási szögeket ábrázoltuk, mint csoportot és minden becsatlakozási szög-csoportban elhelyeztük balról jobbra 5° -tól 45° -ig haladva az egyes lejtőszögek esetén mért lokális örvényesség- és sebesség-maximum értéket (tehát egy csoporthoz a különböző hordozó lejtőszögeknél keletkező lokális relatív értékek tartoznak). Lényegében az egyes becsatlakozási szög csoportokban a lejtő-

szög változtatásával az ott létrejövő maximum értékek alakulása tanulmányozható. Az egyes becsatlakozási szög csoportokban az azonos lejtőszög értékeire vonatkozó oszlopokat végigkövetve a becsatlakozási szög szerinti alakulása vizsgálható az egyes maximum értékeknek.

3. Eredmények

3.1. Örvényesség alakulása

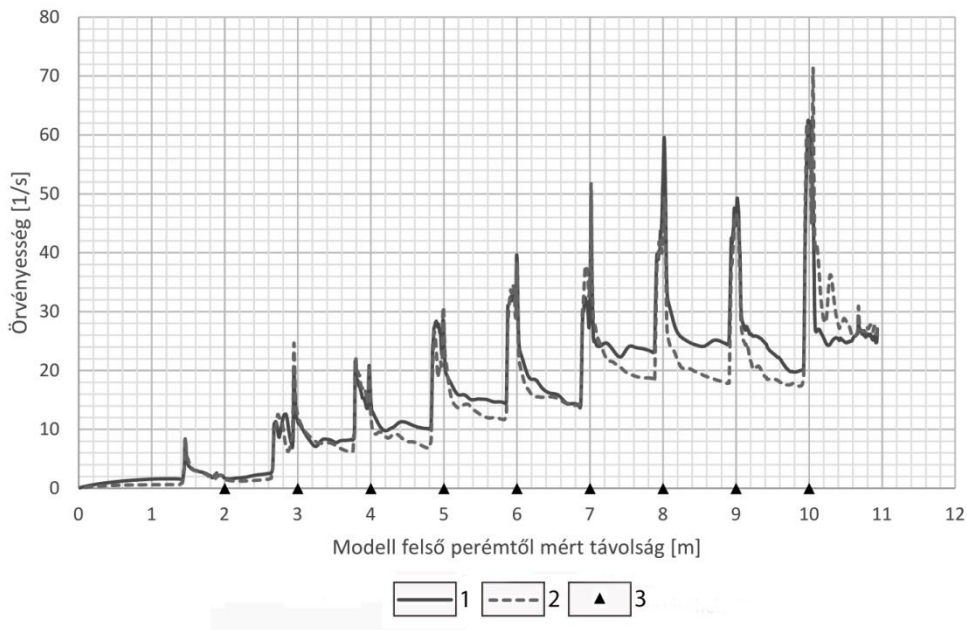
Az egyes lejtőszögek hatására létrejövő örvényesség átlagos értéke a modellvályú felső peremétől az első becsatlakozásig távolodva emelkedést mutat. Ez az emelkedés természetes, hiszen az áramlás sebességének növekedése miatt, a vízrészecskék és a vályú fala közötti kölcsönhatás révén, annak mentén apró örvények jönnek létre. A modellvályú felső peremétől az első becsatlakozásig (ez 2 méter) – amely 10° -os becsatlakozási szöggel érkezik a fővályúba – a zavartalan áramlásban létrejövő örvényesség alakulása, emelkedésének tendenciája vizsgálható.

Ezt az örvényesség emelkedést a becsatlakozó első mellékvályú oly módon változtatja meg, hogy a becsatlakozás előtt az örvényesség értékének az emelkedése megszűnik, stagnál. Főként az alacsonyabb dőlésszögű lejtők esetén nagyon enyhén lecsökken. Az örvényesség értékének ilyen jellegű megváltozása a becsatlakozás előtt már 40 cm-rel kimutatható. Oka valószínűleg a mellékvályúból beérkező víznek a fővályúban lévő víz áramlását gátoló hatása és így lokális sebességcsökkenés, amely az örvényességre is csökkentő hatással van.

A 2. ábrán megfigyelhető, hogy az egyes becsatlakozási helyek előtt az örvényesség minden esetben lecsökken majd a becsatlakozások helyeinél jól elkülöníthető lokális maximumok jönnek létre. Ez a jelenség minden egyes hordozó lejtő dőlésszögnél megmutatkozik. Szintén észlelhető, hogy az örvényesség értékei annak ellenére, hogy a becsatlakozási pontok felé lokálisan csökkennek, a teljes vályúrendszer tekintve viszont fokozatosan emelkednek, az egyenlő szakaszonként becsatlakozó mellékvályúk hatására.

A lokális kiszélesedések tágassága, vagyis az a szakasz hossz a fővályú mentén, amelyen az örvényes szakasz (a terepen pedig a lokális kiszélesedés) jól elkülönül a fővályú más részeitől, a lejtőszög emelkedésével csökkenést mutat. Ez a jelenség az 5° -os és 40° -os lejtőszög összevetése esetén szintén megfigyelhető a 2. ábrán. Az adatok alapján úgy véljük, a lejtőszög hatással lehet a lokális kiszélesedés méretére: nagyobb lejtőszögnél a lokális kiszélesedés kisebb lesz. A tendenciának csupán a 90° -os becsatlakozásnál lévő értékek mondanak ellent, ez alatti becsatlakozás mentes

szakaszon - a később tárgyalt – jelentős sebességnövekedés miatt az örvényesség a vályú alján a nagyobb lejtőszögek esetén, hosszabb szakaszon jelenhet meg.



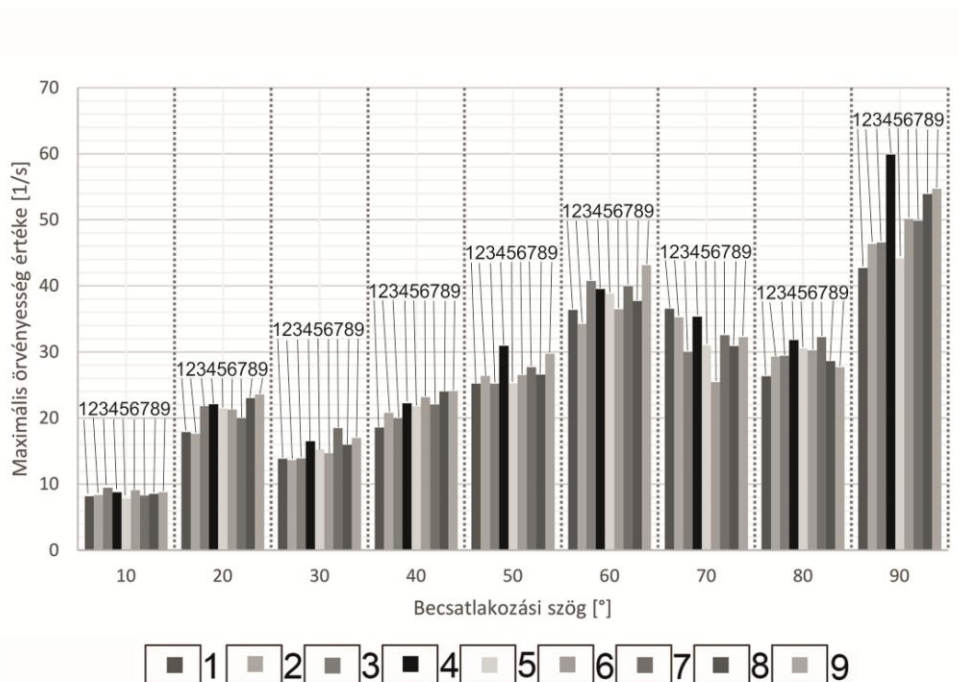
2. ábra: Örvényesség értékei a fővályú teljes hosszában.
 Jelmagyarázat: 1. 5°-os lejtődőlés, 2. 40°-os lejtődőlés, 3. becsatlakozási helyek.
 Fig. 2.: Values of vorticity along the main channel.
 Legend: 1. slope angle 5°, 2. slope angle 40°, 3. joining points.

A 3. ábrán a lokális örvényességi maximumok relatív értékeit ábrázoltuk. Megfigyelhető, hogy a lejtőszög emelkedésével, különösen a 10-60°-os, valamint a 90°-os becsatlakozási helyeknél, az örvényesség-maximum értékek egymáshoz hasonló, emelkedő tendenciát mutatnak.

Fontos megjegyezni, hogy a 70° és 80°-os becsatlakozásoknál a lokális maximum értékek szabályos változása megtörik. A 70°-os becsatlakozásnál a hordozó lejtőszög változtatásával az örvényesség maximális értékei nem emelkednek, hanem csökkennek, a 80°-os becsatlakozás esetén pedig egy nagy szórású, tendenciát nem mutató változás figyelhető meg. Hozzáteesszük, hogy ez a változás az örvényességi szakasz hosszára nincs hatással, a 2. ábrán is láthatjuk, hogy a korábban megállapított, szakaszcsökkenés jelentkezik a nagyobb lejtőszög értéknél. Szintén megfigyelhető, hogy a 20°-os becsatlakozási csoporthoz tartozó relatív örvényesség-maximum

értékek jóval nagyobbak, mint a 10° és 30°-os csoport esetén, tendenciájuk a lejtőszög növelésével azonban továbbra is emelkedő.

A 30°-os becsatlakozási szögtől egészen a 60°-os csoportig a lokális maximum értékek emelkednek, majd a 70-80°-os csoport értékei elmaradnak ettől. A 90°-os csoport értékei jelentősen kiemelkednek a 80°-nál tapasztalt értékektől, sőt, úgy tűnik, ezen értékek szinte ráillenek azon lineáris tendenciára, amit a 10°, 30°-60° közötti értékek mutatnak.



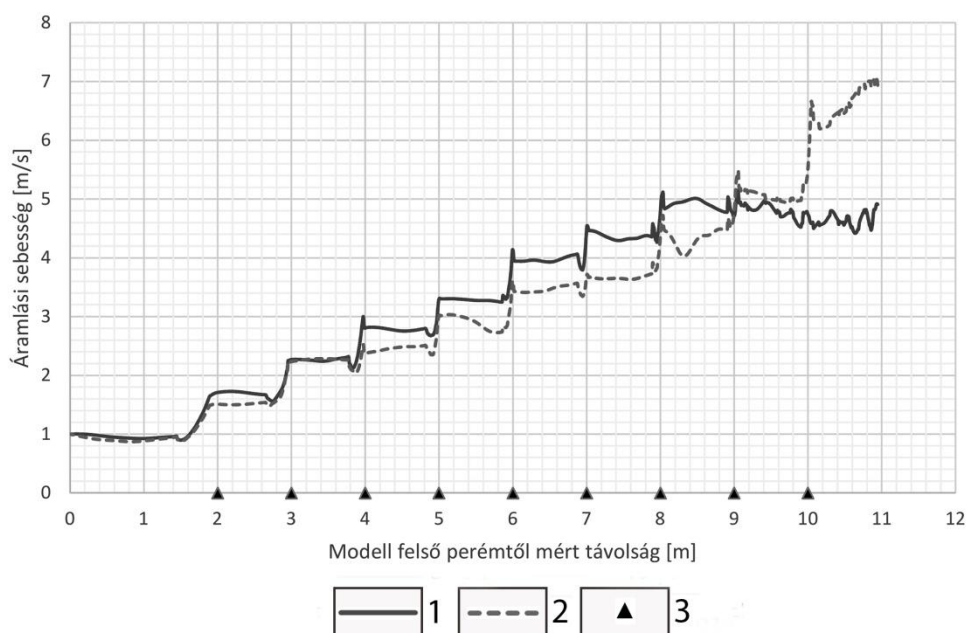
3. ábra: Maximális örvényesség értékei az egyes becsatlakozási szögeknél, különböző lejtőszögek esetén.
Jelmagyarázat: 1. 5°-os lejtődőlés, 2. 10°-os lejtődőlés, 3. 15°-os lejtődőlés, 4. 20°-os lejtődőlés, 5. 25°-os lejtődőlés, 6. 30°-os lejtődőlés, 7. 35°-os lejtődőlés, 8. 40°-os lejtődőlés, 9. 45°-os lejtődőlés.

Fig. 3.: The highest values of vorticity at joining angles in case of different slope angles.
Legend: 1. slope angle 5°, 2. slope angle 10°, 3. slope angle 15°, 4. slope angle 20°, 5. slope angle 25°, 6. slope angle 30°, 7. slope angle 35°, 8. slope angle 40°, 9. slope angle 45°.

Tehát, a becsatlakozási szögeket tekintve megállapítható, hogy a 20°-os becsatlakozási szögnél az örvényesség-maximum értéke kiugróan nagy, a 70-80°-os becsatlakozási szögnél pedig ennél kisebb. A 20°-os hordozó lejtőszögnél a 90°-os becsatlakozási szögnél létrejövő lokális maximum kiemelkedő értékű, amely még a 45°-os lejtőszögnél létrejövő lokális maximumnál is nagyobb.

3.2. Áramlási sebesség alakulása

A fővályúban lévő víz áramlási sebességének alakulását a 4. ábrán követhetjük nyomon. Itt is az 5° és 40° -os lejtőszög hatására létrejövő sebességváltozásokat mutatjuk be. A sebesség növekedése lépcsőzetes, de egyenletes, a modellvályú peremétől egyre távolodva egyre nagyobb. Az áramlás sebességét a gravitációs gyorsulás fokozza.



4. ábra: Az áramlási sebesség értékeinek alakulása, a fővályú teljes hosszán.
Jelmagyarázat: 1. 5° -os lejtődőlés, 2. 40° -os lejtődőlés, 3. becsatlakozási helyek.

Fig. 4.: Values of flow speed along the main channel.
Legend: 1. slope angle 5° , 2. slope angle 40° , 3. joining points.

Az egyes becsatlakozási helyeknél a sebességnek lokális maximumai figyelhetők meg, amelyet egy lokális minimum előz meg. Minden esetben megfigyelhető, hogy a becsatlakozás előtt lecsökken a sebesség. Mindezt azzal magyarázzuk, hogy a mellékvályúból beáramló víz, mint említettük, különösen, ha a mellékvályú becsatlakozási szöge nagy, gátolja a fővályúban mozgó vízág áramlását. Azonban a becsatlakozásnál a fővályúban áramló víz keresztmetszete csökken a mellékvályúnál beérkező víz miatt, ami egyúttal hozamnövekedést is okoz. Ezek az áramlási sebesség növekedését okozzák, ami a turbulens áramlás kialakulását segíti elő, amelyben örvények jönnek létre (ezt megfigyelhetjük a 2. ábrán). Ennek tudható be az

örvényesség lokális, jelentős megnövekedése. Az örvénylő szakaszt elhagyva a sebesség lokálisan újra csökken, az áramlás ismét a teljes fővályú szélességében zajlik, és rövid lokális csökkenő szakasz után az áramlási sebesség ismét enyhén növekedni kezd (MITRE 2016).

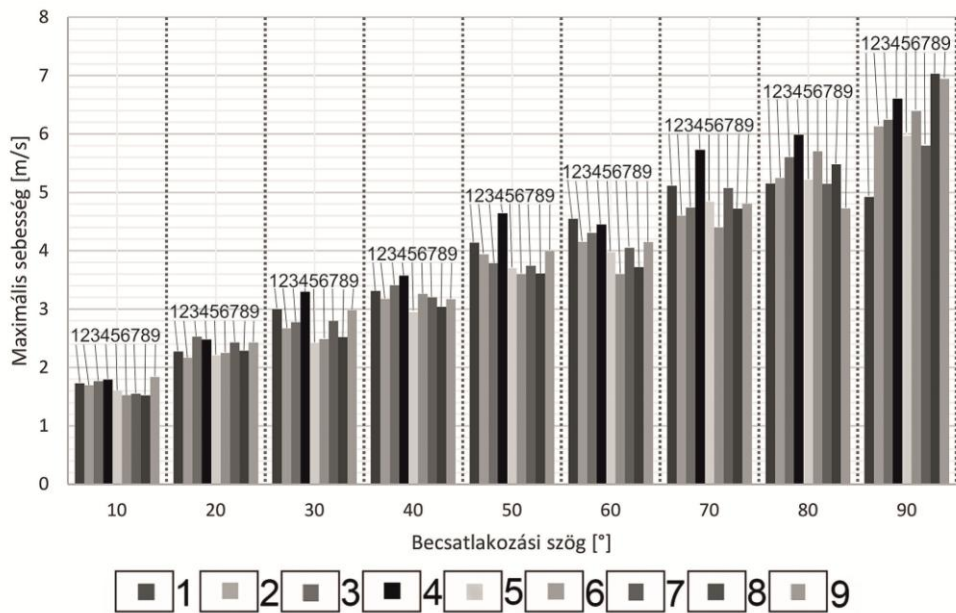
Érdemes kiemelni, hogy az áramlási sebességek a lejtőszög változtatásával nem nagyon térnek el egymástól és az a várt tendencia sem jelentkezik, nevezetesen, hogy nagyobb lejtőszög esetén a vályú mentén haladva nagyobb sebességértékek jönnek létre. A 4. ábrán is látható, hogy a 40°-os hordozó lejtő dőlésszög esetén az áramlási sebességek változása mérsékeltebb, mint az 5°-os dőlésszög esetén. Úgy tűnik, hogy a nagyobb dőlésű hordozó lejtő vályúinál a sebességek abszolút értékei kisebbek, mint a kisebb dőlésű hordozó lejtő vályúiban. Ez a tendencia az utolsó, 90°-os mellékvályú becsatlakozásnál fordul meg, amely helyet elhagyva a sebesség értékek felcserélődnek. Ennél a pontnál a meredekebb lejtésnél jelentős sebességnövekedés jön létre, amely az örvényesség alakulására a korábban tárgyalt hatással van.

Ezt mi úgy értelmezzük, hogy nagyobb lejtőszögnél, ahol nagyobb benne az áramlási sebesség a beáramló víz fékező hatása jobban érvényesül, azonban a 90°-os becsatlakozást elhagyva több becsatlakozási hely nem lévén, a víz mindenféle gátló hatás nélkül haladhat a fővályúban. Viszont, mivel a nagyobb lejtőszögnél folyásirányban a gravitációs gyorsulás nagyobb mértékben hat az áramlásra, értelemszerű az áramlás sebességének jelentős növekedése a modellvályúrendszer alján.

Az 5. ábrán a mellékvályúk becsatlakozási szögeit szintén csoportokba rendeztük és e csoportokban a különböző hordozó lejtő szögeknél mért áramlási sebességek lokális maximum értékei láthatóak. Ezek az értékek szintén relatív értékek, tehát a becsatlakozás előtti minimum értékhez vannak viszonyítva. Megfigyelhető, ha egy adott lejtőszöghöz tartozó oszlopot minden csoportban kiválasztunk, akkor a becsatlakozási szög emelkedésével szinte lineáris függvény mentén változik a sebesség maximális értéke.

Az egyes becsatlakozási csoportokban a hordozó lejtő szögének változásával viszont nem egyértelműen meghatározható sebesség-maximum tendenciák alakulnak ki. Észlelhető, hogy a hordozó lejtő szögének növekedésével a 20°-os lejtőszögnél a lokális maximum sebesség értéke kiugróan megnövekszik. Szintén érdemes megfigyelni, hogy a 80-90°-os becsatlakozási szögeket kivéve, hordozó lejtő szögének növekedésével a relatív lokális sebességmaximum értékek inkább csökkennek, majd a 20°-os dőlésszögnél hirtelen emelkedés jön létre. Az ezt meghaladó hordozó lejtő dőlésszögnél lokális maximumok ismét csökkennek. Ez – nem minden csoportnál egyér-

telműen - a legnagyobb 35-45°-os hordozó lejtő dőlésszögek körül kezd el ismét növekedni. A növekedés határozottan a 90°-os becsatlakozásnál mutatható ki.



5. ábra: Maximális sebességek értékei az egyes becsatlakozási szögeknél, különböző lejtőszögek esetén.
 Jelmagyarázat: 1. 5°-os lejtődőlés, 2. 10°-os lejtődőlés, 3. 15°-os lejtődőlés, 4. 20°-os lejtődőlés, 5. 25°-os lejtődőlés, 6. 30°-os lejtődőlés, 7. 35°-os lejtődőlés, 8. 40°-os lejtődőlés, 9. 45°-os lejtődőlés.
 Fig. 5.: The highest values of flow at joining angles in case of different slope angles.
 Legend: 1. slope angle 5°, 2. slope angle 10°, 3. slope angle 15°, 4. slope angle 20°, 5. slope angle 25°, 6. slope angle 30°, 7. slope angle 35°, 8. slope angle 40°, 9. slope angle 45°.

4. Következtetés

A számítógépes szimuláció megerősíti, hogy a mellékvályú becsatlakozásoknál turbulencia, örvénylés alakul ki. Az örvényesség ezeken a helyeken lokális maximumot ér el. Az örvényesség-maximum értékek (mind abszolút, mind relatív értelemben is) a hordozó lejtő szögének növelésével növekednek, azonban a 70-80°-os becsatlakozási szögnél csökken. A mellékvályú becsatlakozási szöge hat a fővályúban létrejövő örvénylésre és az örvényes szakasz hosszára is.

A digitális modellen a hordozó lejtő dőlésének csökkenésével nő az örvénylés hossza. Ez összhangban van a terepi adatokkal, miszerint meredekebb lejtőn rövidebbek a lokális kiszélesedések. Ezért modellünk közvetetten bizonyítja, hogy a lokális kiszélesedésekért az örvények felelősek. Az örvényesség minél nagyobb, ezáltal minél több és minél nagyobb sebességű

örvények alakulnak ki, annál nagyobb oldódás jön létre, mivel a turbulencia „összetöri” a vályúrendszer falát határoló vékony határréteget, a kialakuló új határrétegek a kalciumion koncentrációja kicsi, oda ionok léphetnek be a közet felszínéről ezáltal aktívabb oldódás jön létre (VERESS 2004). A nagyobb átlagos örvényesség nyomán rövidebb örvénylési szakaszok jönnek létre. A rövidebb örvényeknél az örvényesség és így az oldódás intenzívebb lesz. Ezért a lokális kiszélesedések szélesebbek lesznek, viszont rövidebb szakaszon jelenik meg.

Továbbra sem egyértelmű, hogy pontosan milyen fizikai okai vannak a relatív örvényesség- és sebesség-maximum lokális növekedéseknek például a 20°-os becsatlakozási szögnél, illetve az örvényesség-maximum alacsonyabb értékeinek a 70-80°-os becsatlakozási szögnél. Annyi megállapítást nyert, hogy az örvénylési szakasz hossza egyértelmű tendenciát mutat a lejtőszög változtatásával, azonban az örvényesség maximum értékei nem hozhatók teljesen összhangba ennek tendenciájával. Ez további vizsgálatot igényel.

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): Víz-áramlási 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.

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

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

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

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

- VERESS M.* (2004): A karszt – BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. 215 p.
- 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.* (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., CZÖPEK I., ZENTAI Z., DEÁK GY., MITRE Z.* (2007): Adatok a Totes Gebirgei lejtők karrosodásához – Karsztfejlődés XII. pp. 137-152.
- VERESS M., PÉNTEK K., ZENTAI Z., MITRE Z.* (2010): Vízágas vályúkarrok fejlődési típusai – Karsztfejlődés XV pp. 61-84.
- 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 (2015) 60–70. <http://dx.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
- VERESS M., ZENTAI Z., PÉNTEK K., EÖRY M., MITRE Z.* (2009): Vályúfejlődés csupasz lejtőkön – Karsztfejlődés XIV pp. 139-159.
- VERESS M., ZENTAI Z., PÉNTEK K., MITRE Z.* (2011): Rinnenkarr rendszerek fejlődése – Karsztfejlődés XVI pp. 71-85.
- VERESS M., ZENTAI Z., PÉNTEK K., MITRE Z., DEÁK GY., SAMU SZ.* (2012): Vályúrendszerek fővályúinak fejlődése – Karsztfejlődés XVII pp. 131-154.
- 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>

**GLACIOKARSZT OLDÁSOS DOLINÁINAK KIALAKULÁSA ÉS
KÉPZŐDÉSI KÖRNYEZETE ALPI ÉS DINÁRI PÉLDÁK
FELHASZNÁLÁSÁVAL**

**THE EVOLUTION AND DEVELOPMENT ENVIRONMENT OF
SOLUTION DOLINES OF GLACIOKARSZT BASED ON EXAMPLES
FROM ALPINE AND DINARIC AREAS**

VERESS MÁRTON

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

Abstract: In this study, the evolution, the development and the development environment of solution dolines of glaciokarst (the Alps and the Dinarides) are studied. Based on morphological observations (partly with the help of literary data), the dolines of sample sites were put into doline types (giant solution doline, small-sized solution doline and schachtdoline). The various features of the dolines belonging to different doline types were analysed and compared: their size, shape-parameter, elongated nature and the slope angle of their side slope. According to their characteristics (shape-parameter, inclination of the side slope), giant solution dolines are similar to dolines of the temperate zone. Therefore, they developed below the tree line, then they were transformed by glacial erosion in a way that they mainly grew along their length. The shape-parameters of small-sized solution dolines and schachtdolines (their depth is large as compared to their diameter) prove that their increase happened by deepening. Their deepening was caused by the meltwater of the snow patches of snow drifts which water does not move laterally because of the rock debris of the floor and thus, solution works downwards in the features. Deepening and snow accumulation strengthen each other. These karstic depressions are connected to the periglacial zone because treeless environment favours snow drifts. If the depression is completely filled with snow in most part of the year, the snow patch is wide thus, dissolution affects the total width of the doline. A doline (schachtdoline) with vertical sides and plain floor develops. If snow-fill is only partial in most part of the year, the snow patch and thus, dissolution will have a smaller area and a small-sized solution doline with funnel shape develops.

Keywords: glaciokarst, giant solution doline, small solution doline, schat doline, temperal doline, glacial erosion solution

Bevezetés

Ebben a tanulmányban a glaciokarszt dolinatípusainak a genetikáját és képződési környezetét elemezzük alpi és dinári területekről szerzett adatok felhasználásával.

A jég által átalakított karszt a glaciokarszt (*SWEETING* 1973, *MAIRE* 1990, *SMART* 2004). Glaciokarszton ezért a karsztos eredetű formák mellett jelen vannak a glaciális eredetűek is (de előfordulnak a periglaciális eredetűek, valamint korlátozottan a folyóvízi erózió formák is).

A glaciokarszt jellemzői az alábbiak:

- Akkor, ha a glaciokarszt magashegységben van, övekre különül. Jelen lehet a glaciális öv, amely a jelenleg jéggel borított területeket foglalja magába. Ez alatt és a fahatár felett helyezkedik el a periglaciális öv, a fahatár alatt mérsékelt övi folyóvízi eróziós öv. Ez utóbbiban folyóvízi erózió csak korlátozottan hat (pl. agyagos morénával fedett térszíneken, ill. ahol a felszín a karsztvízszintnél húzódik).

- A karsztokat osztályozzák fedettségük szerint. *GVOZDETSKIY* (1965) elkülönített csupasz karsztot (karsztos kőzet van a felszínen), talajos karsztot (a karsztot talaj fedi), fedett karsztot (a karsztot nem karsztos kőzet fedi) és buried karsztot (a karsztos kőzet fedett nem karsztos kőzettel, de ez olyan mértékű, hogy a karsztosodás hiányzik). A fedett karszt eltemetett karszt, ha a fedő vízzáró, ill. rejtett karszt, ha a fedő vízáteresztő (*VERESS* 2016a). A karszt allogén karszt, ahol a karsztos kőzetet nem karsztos kőzet határolja (*JAKUCS* 1977). Glaciokarszton egymás szomszédságában csupasz karszt, talajos karszt, allogén-, fedett karsztok váltakozhatnak, de utóbbiak lehetnek eltemetett-, ill. rejtett karsztok is (*VERESS* 2016a). Glaciokarszt fedett karsztjának a sajátossága, hogy a fedő a fekéből származik, amely így többnyire karsztos eredetű.

- Glaciokarszton a kiterjedt felszíni vízlefolyás hiányzik, vagy korlátozott (*COLHOUM* et al. 2010) a vízvezetés vertikális. Ebben szerepet játszik a karsztos kőzet jó vízvezető képessége, a felszíni formák jellege (gleccservölgyek és egyes karsztformák zárt kifejlődésűek).

- Glaciokarszt karsztformái lehetnek preglaciális-, interglaciális-, glaciális (szubglaciális)- és recens (posztglaciális) korúak (*FORD* 1979). A preglaciálisak az eljegesedés előtti korúak, a glaciális korúak a gleccserekkel egyidősek, míg a posztglaciálisok a jég visszahúzódását követően alakultak ki. Glaciokarszton kialakulásuk és/vagy fejlődésük szerint karsztos glaciális, glaciokarsztos és kevert formák létezhetnek (*FORD* 1979). Karsztos glaciális a forma, ha a jégeróziós alakzat karsztosodással átalakult. Glaciokarsztos, ha a karsztos forma jégerózióval formálódott át. A kevert formákat több, különböző idejű glaciális és karsztos hatás érte. A posztglaciális formákat nem érte glaciális hatás. A glaciokarszt karszt formái a karrok, az óriás hasadékok, az aknák, a karsztos depressziók és a barlangok. A karsztos depressziók közt említhetők a dolinák (uvalák). a víznyelők és a poljék (elsősorban a piedmont poljék) és az utánsüllyedékes dolinák (*BÖGLI* 1960, 1961, *MIOTKE* 1968, *FORD* 1979, *KUNAVÉR* 1983, 2009a, 2009b, *SWEETING* 1973, *WALTHAM*, *FOOKES* 2003, *SMART* 1986, 2004, *WALTHAM* et al. 2005, *FORD*,

WILLIAMS 2007, STEPIŠNIK et al. 2010, ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015a, 2015b, VERESS 2012, 2016b).

- A karsztos glaciális formák jobban megőrizték eredeti állapotukat, míg a glaciokarsztos formák és a kevert formák különböző mértékben lepusztultak, ill. átalakultak, vagy feltöltődtek (FORD 1979, SMART 2004).

- Az idősebb karsztos formákban a fiatalabb karsztosodás jellege megváltozik (ennek eredményeként, pl. dolina talpán víznyelő alakul ki). Gyakori, hogy a karsztos folyamat az eredeti formának csak egy részén hat, de ilyenkor esetleg több helyen (pl. oldódásos- vagy utánsüllyedéses dolinák alakulnak ki az idősebb depresszióban (FORD 1979, DJUROVIČ et al. 2010, VERESS 2016a, 2016b).

A glaciokarszt oldódásos dolináinak jellemzői

A glaciokarszton a trópusi dolináktól eltekintve, az összes dolinatípus előfordul. Így említhetők az oldódásos-, az omlásos-, az átöröklődéses- és az utánsüllyedéses dolinák (FORD 1979, SWEETING 1973, PLAN, DECKER 2006, FORD, WILLIAMS 2007). Közülük a leggyakoribbak az oldódásos- és az utánsüllyedéses dolinák. Amíg az oldódásos dolinák fedetlen karszton jellegzetesek, addig az utánsüllyedéses dolinák fedett karszton (VERESS 2016a). Az oldódásos dolinák mészkőben, az utánsüllyedéses dolinák a karszt fedőjében alakulnak ki. Glaciokarszton az oldódásos dolinák változatai az óriás oldódásos dolina, a kisméretű oldódásos dolina és az aknadolina (KUNAVÉR 1983, FORD 1979, 1984, SWEETING 1973, BOČIČ et al. 2012, VERESS 2016b, STEPIŠNIK et al. 2010, DJUROVIČ et al. 2010). A kisméretű oldódásos dolinákat, jellegzetes alakjuk miatt (ld. alább) trichterdolináknak is nevezik (FINK 1973, PLAN 2005). A fenti típusokba tartozó dolinák előfordulnak mind talaj nélküli, mind talajjal fedett felszíneken.

A kisméretű oldódásos dolinák kicsik. Az általunk mért dolinák közül a legnagyobb átmérője 35 m, mélysége 25 m (1. ábra). A kisméretű oldódásos dolinák BAUER (1962) szerint posztglaciális korúak. Elterjedtek a periglaciális övben (főleg annak alsó részén a havasi törpecserjés térszíneken). E formák oldallejtője meredek, lefelé tölcészerűen elkeskenyednek, miáltal aljzatuk kis kiterjedésű. Aljzatukon uralkodik a törmelék, oldallejtőiken talaj és növényfoltok váltakozhatnak mészkő előbukkanásokkal. Többnyire lejtős felszíneken fejlődnek ki sorokat alkotva. A lejtői helyzetűek aszimmetrikus keresztmetszetűek: dőlésirányba eső lejtőjük az átellenes lejtőjükhöz képest meredekebb és rövidebb. Összetettek is lehetnek. Ekkor nagyobb, megnyúlt oldódásos eredetű

mélyedés talpán sorakoznak oly módon, hogy a közöttük lévő válaszfalak alacsonyabbak, mint a hordozó mélyedés pereme. Változatos morfológia környezetben fordulhatnak elő: a kisméretű oldódásos dolinák, így tekónvölgyekben, a tekónvölgyek óriásdolináiban, a fennsíkok óriás dolináiban, vagy a fennsíkok különböző dőlésű térszínein.



1. ábra: Kisméretű oldódásos dolina (Hochschwab)
Fig. 1 Small-sized solution doline (Hochschwab)

Az aknadolinák függőleges, vagy közel függőleges, sík aljzatú formák (2, 3. ábrák). Talpukon törmelékkel szálban álló mészkövel (néha járattal) és a nyári hónapokban is megmaradó hóval (KUNAVÉR 1983). Az aljzat szálban álló kőzete és a vékony törmelék azt bizonyítja, hogy a sík aljzat nem feltöltéssel alakult ki. Az aknadolinák oldallejtői talaj és növényzet nélküliek, amely csak részben vezethető vissza a nagy magasságukból következő alacsony hőmérsékletre. A növényzet hiányát részben a meredek oldallejtő és a nagyméretű hó kitöltésből fakadó hó borítás (a hosszú idejű hó elborítás alatt nincs mód fotoszintézisre) is okozza. Méretük a kisméretű oldódásos dolináknál is kisebb. A Kanin-hegységben KUNAVÉR (1983) szerint átmérőjük átlagosan 7,1 m (a legnagyobb átmérő sem nagyobb 20 m-nél), átlagos mélységük 5,9 m. KUNAVÉR (1983) adatai szerint a Kanin-hegységben 2000 m feletti magasságokban is elterjedtek és a 2000 m felettiak kisebb méretűek, míg a 2000 m alattiak között nagyobbak is előfordulnak.

Az aknadolinák gyakran csoportos előfordulásúak és egymáshoz közeli helyzetűek. Sűrűségük igen nagy lehet. BAUER (1962) szerint az

Alpokban 1 km²-en 900 db is előfordul. Egymáshoz közeli helyzetük miatt a válaszfalaik részlegesen elpusztulhatnak.



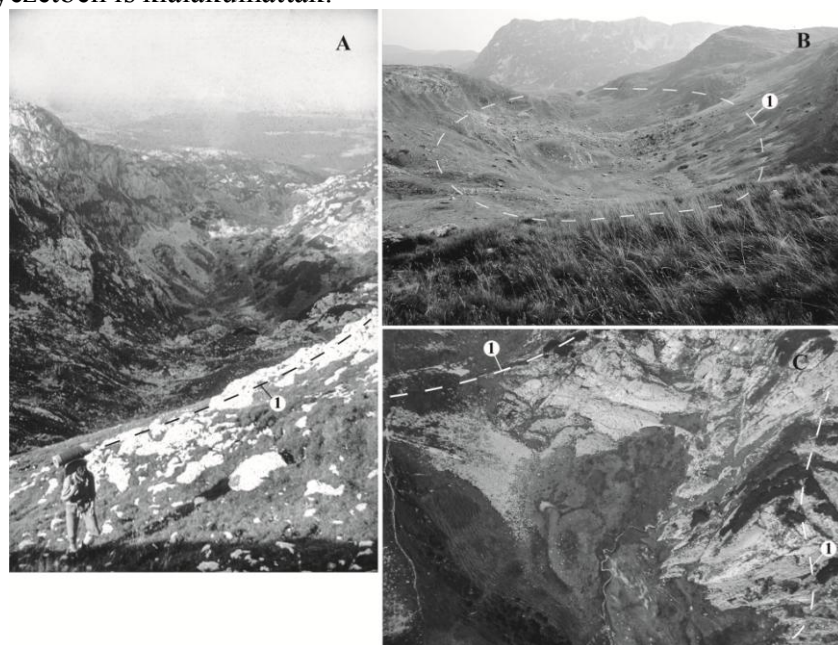
2. ábra: Aknadolina (Totes Gebirge)
Fig. 2 Schachtdoline (Totes Gebirge)



3. ábra: Réteglap mentén kialakult aknadolina (Durmitor)
Fig. 3 Schachtdoline that developed along bedding plane (Durmitor)

Lejtésirányban, vagy kialakulásukban szerepet játszó törésvonalak irányába megnyúltak (KUNAVÉR 1983) és ekkor aszimmetrikus keresztmetszetűek. Gyakran alakulnak ki nagyobb dőlésű rétegek réteglapjai mentén. Ilyenkor az oldallejtőik miután több réteglap mentén jöttek létre lépcsősek (a lépcsőket réteglapok és rétegfejek képezik). Ha a réteg, amely mentén a faluk kialakult, igen nagy dőlésű (közel 90°-os), akkor a dolina falát egyetlen réteg réteglapja alkotja (3. ábra). A periglaciális ezen öv formái, gyakran a kisméretű dolinákkal együtt fordulnak elő, de az öv felső növénytelen részén is jellegzetesek. A periglaciális övön belül előfordulnak a gleccservölgyek kis dőlésű lejtőin, kárgerincen, vagy a gleccservölgyön kívül eső fennsík részeken.

Az aknadolinák posztglaciális korú formák (KUNAVÉR 1961, 1983, FORD 1979). Bár KUNAVÉR (1983, 2009a) szerint előfordulhatnak jégerózióval lecsonkolt, fosszilis aknadolinák is, amely arra utalhat, hogy kialakulásuk feltételei az utolsó interglaciálisban, vagy az utolsó glaciálisban is megvoltak. KUNAVÉR (1983) és FORD (1979) szerint a hó felhalmozódások olvadékvizeinek, míg STEPIŠNIK et al. (2010) szerint a gleccserek olvadékvizeinek oldódása által alakulnak ki. Ez esetben glaciális környezetben is kialakulhattak.



4. ábra: Óriásdolinák: A: Lokvice Valley (Durmitor), B: Urdeni do (Durmitor), C: a Wildgöszl-csúcs melletti óriás dolina (Totes Gebirge)
 Jelmagyarázat: 1. dolina pereme
 Fig. 4 Giant dolines: A: Lokvice Valley (Durmitor), B: Urdeni do (Durmitor), C: giant doline next to Wildgössl peak (Totes Gebirge)
 Legend: 1. margin of giant dolines

Az óriás dolinák (4. ábra) jégerózióval, de más folyamatok által is (ld. alább) átalakított formák (FORD 1979, KUNAVÉR 1983, ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015a, 2015b, VERESS 2016a, 2016b). Az oldódásos dolinák (és így az óriás dolinák is) talaj alatti oldódás (JAKUCS 1977a, 1977b, 1980), ill. az epikarsztban végbemenő oldódás során képződnek (WILLIAMS 1983, VERESS, PÉNTEK 1996). Nem képződnek oldódásos dolinák, ha az epikarsztban a víztározás túlzottan rövid idejű, mert a vadózus zónában a vízelvezetés gyors (FORD, WILLIAMS 2007), vagy ha a karsztvízszint a karszt felszínénél helyezkedik el.

Az óriás dolinák (és uvalák) mérete (különösen az átmérőjük) jelentős mértékben meghaladja a kisméretű oldódásos dolinák méretét. Átmérőjük 40-50 m-től terjedhet a több km-ig. A nagyobb átmérőjüket a Dinári-hegységben kontának (STEPIŠNIK et al. 2010, ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015a, 2015b), a Picos de Europe hegységben jounak (MIOTKE 1968) nevezik.

Az óriás dolinák gleccservölgyekben, fennsíkokon, keskenyebb gerincszerű fennsíkokon, gerinceken, magaslatokon fordulnak elő (BOGNAR, FAIVRE 2006, BOČIČ et al. 2012, ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015b). A gleccservölgyek óriás dolinái kárfülkékben és teknővölgyekben is előfordulhatnak.

Belsejükben VERESS (2016a, 2016b) szerint egyaránt előfordulhat csupas-, soil-, fedett karszt (utóbbinak az eltemetett- és rejtett karszt változata is), allogén karszt. Ezért, de a változatos felszínformáló erők miatt is, morfológiájuk változatos. Belsejükben karsztos (kisméretű oldódásos dolinák, aknák, karrok, víznyelők, utánsüllyedéses dolinák) és nem karsztos jégeróziós (báránysziklák, sziklamedencék, rétegbordák, morénahalmok), periglaciális (törmelékkúpok, hegyomlások halmjai), eróziós (völgyek, medrek) formák egyaránt előfordulhatnak.

Az óriás dolinák a periglaciális övben és a mérsékeltövi folyóvízi eróziós övben fordulnak elő. Karsztos eredetűek, de mai állapotukat tekintve komplex, polimorf formák (FORD 1979, PLAN, DECKER 2006, ANNYSÁ et al. 2014, ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015a, DJUROVIČ et al. 2010). Fejlődésükben (növekedésükben) a hóerózió (KUNAVÉR 1983), a periglaciális folyamatok (ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015a) egyaránt szerepet játszottak és játszanak a glaciális eróziót követően. Az óriás dolinák preglaciális, vagy interglaciális kialakulását (vagy annak kezdetét) bizonyítja, hogy talpukon kisebb-nagyobb foltokban moréna, glaciális (báránysziklák), valamint posztglaciális formák (kisméretű oldódásos dolinák, utánsüllyedéses dolinák) vannak. De az is, hogy egyes depressziók alatti barlangokban fluvioglaciális üledékek halmozódtak fel (BOČIČ et al.

2012), tehát az utolsó glaciálisban üledékbefogadók voltak. Továbbá az is, hogy a burreni (Írország) glaciokarst depresszióinak hosszabbik tengelye egybeesik az egykori jégtakaró mozgásának irányával (*DREW* 2004). Tehát a depressziók az utolsó glaciálisban már léteztek. *VERESS* (2016a) szerint a belsejükben lévő nem karsztos és karsztos formák azt bizonyítják, hogy az óriás dolina fejlődése már elhalt ezért paleoformák (paleo dolina).

Módszer

A dolinák morfometriáját számos kutató elemezte. *WILLIAMS* (1971) a dolinák tengelyeinek, ill. tengelyrészeinek felhasználásával e formák külső- és belső aszimmetriáját, *JENNINGS* (1975) horizontális méretük, valamint mélységük közti kapcsolatot vizsgálta. *KUNAVÉR* (1983) a morénán kialakult dolináinak a szélességét és mélységét hasonlította össze. A dolinák megnyúltságának és irányultságának a vizsgálatához *FARSANG* et al. (1992) és *PÉNTEK* et al. (2000) hoztak létre módszert. A dolinák osztályozását függvényekkel *PÉNTEK* et al. (2007) végezte. Térinformatika felhasználásával vizsgálható a dolina-mélység gyakoriság, a dolina alapterületek lognormál gyakoriság eloszlása (*TELBISZ* et al. 2009). Vizsgálható továbbá a hordozó terület dőlése és a töbrök területe közti kapcsolat is (*LIPPMANN* et al. 2008).

A feldolgozásba bevont dolinákat részben irodalmi adatokból gyűjtöttük. Így nyertük az óriás oldódásos dolinák egy részének, valamint az aknadolinák egy részének az adatait, *KUNAVÉR* (1983) munkájának a felhasználásával. Más dolinák adatait a rendelkezésre álló térképekről véletlenszerűen gyűjtöttük le (ezek a mérsékeltövi oldódásos dolinák). Terepről is gyűjtöttünk adatokat (kisméretű oldódásos dolinákat, az aknadolinák egy részét, az óriás dolinák egy részét) az általunk kutatott területekről. Morfológiai megfigyelésekkel (részben irodalmi adatok felhasználásával) a mintaterületek dolináit dolinatípusokba soroltuk. Az elemzésekhez felhasznált óriás oldódásos dolinák száma 28 db, a kisméretű oldódásos dolináké 16 db, míg az aknadolináké 8 db.

A tanulmányban alkalmazott módszer a különböző dolinatípusokba tartozó dolinák méretének, alak-paraméterének, oldallejtőjük meredekségének, megnyúltságának az összehasonlítása.

Az alak-paramétert a depresszió átmérőjének és mélységének hányadosa adja. Megjegyzendő, a dolinaalak vizsgálatára a mélység és az átmérő hányadosát is használják, amit relief aránynak neveznek (*KEVEINÉ, BÁRÁNY* et al. 2015). Az alak-paraméter a dolinát leíró szintvonalak felhasználásával előállított függvényel is megadható (*PÉNTEK* et al.

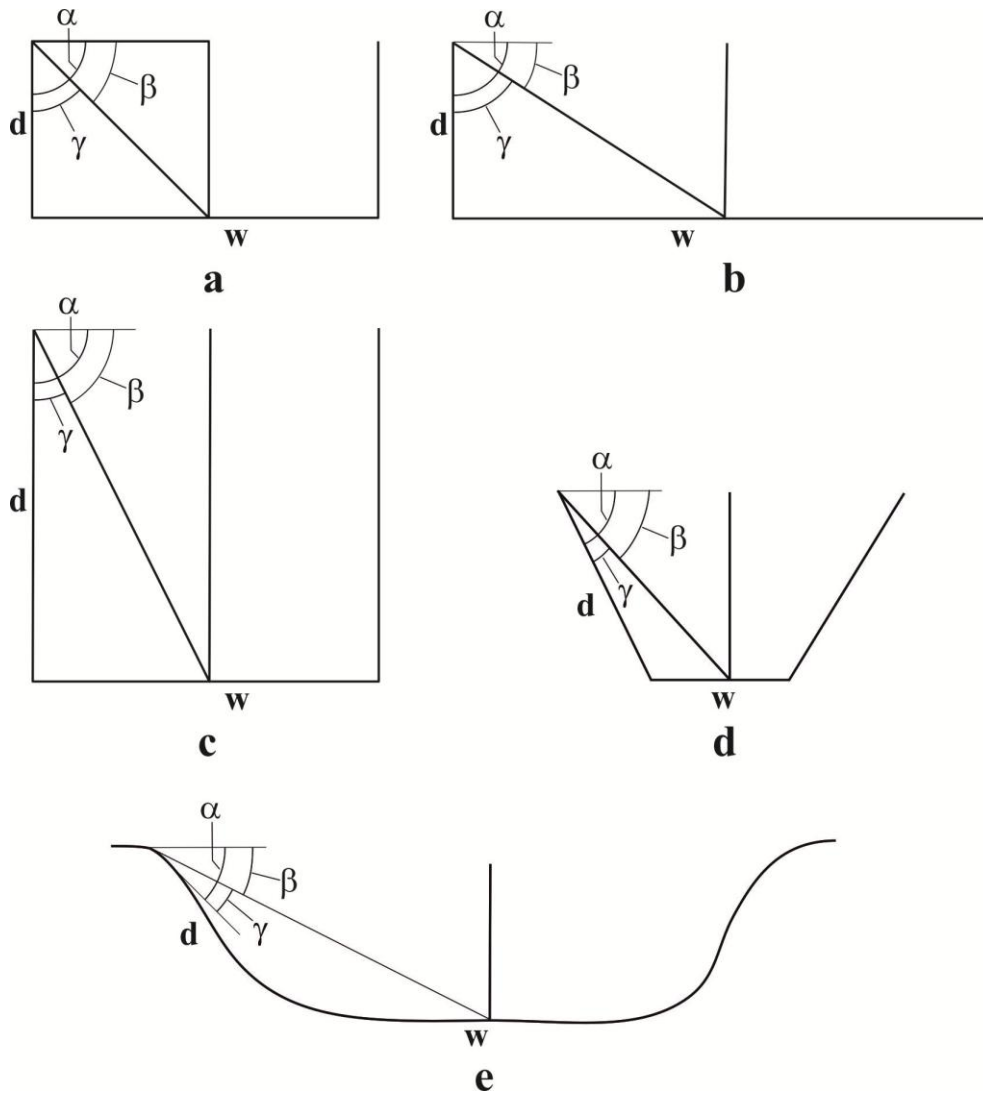
2007). Ezen alakképzéstől eltekintünk egyrészt mert ez esetben az alak három paraméterrel adható meg, másrészt az eljáráshoz megfelelő részletességű szintvonalas térkép szükséges. (Ilyen térképet az aknadolináknál nem mindig lehetne készíteni, a függőleges oldallejtők miatt). Ha az alak-paraméter nagy, a dolina átmérője a mélységéhez képest nagy, ha az alak-paraméter kicsi, az átmérő kicsi, vagy kisebb a mélységhez képest. A megnyúlt dolináknál képezhető az alak a hosszúság, ill. a szélesség felhasználásával is.

Az alak-paramétert módosíthatja (növelheti) a dolina aljzatának a feltöltődése. (Ezért tájékoztatásul az adatokat hordozó táblázatokban jelöltük ennek tényét.) Valószínű, hogy az alak-paraméter változás a feltöltődés miatt nem számottevő. Ugyanis számos óriás oldódásos dolina aljzatán előbukkan a mészkő. A kisméretű oldódásos dolináknál és az aknadolináknál talpán többnyire mészkőtörmelék van, ami a mészkőnek az aljzat felszínéhez közelségére utal.

Képeztük az átlagos megnyúltságot, úgy hogy az ugyanazon típusokba tartozó dolinák hosszának és szélesség átlagának a hányadosát számítottuk.

A dolinák összehasonlításánál a dolinák oldallejtőinek a meredekségét is célszerű figyelembe venni. A meredekség (az oldallejtő dőlése) megállapítható számítással és méréssel. Számítás során a mélység és az átmérő felének a hányadosa adja az átlagos lejtőszög tangensét (5a. ábra).

Az átlagos lejtőszöggel (vagy számított) a dolina pereménél felvett vízszintes (a fél átmérő), valamint a peremet és a dolina középpontját összekötő egyenes közötti szöget adjuk meg. Ez eltérést mutat a tényleges lejtőszögtől. Minél meredekebb az oldallejtő, és minél kiterjedtebb a sík aljzat (ugyanakkora mélységnél), annál nagyobb az eltérés szöge (γ), a tényleges lejtőszög (α) és az átlagos lejtőszög (β) között (5a. ill. b. ábra). Minél nagyobb a depresszió mélysége ugyanakkora sík aljzatnál, annál kisebb lesz az eltérés szöge (5a. ill. c. ábra). Ugyanakkora mélységnél és átmérőnél ugyancsak kisebb lesz a két lejtő különbsége, ha a sík aljzat kisebb (5a, b, ill. d. ábra). Akkor, ha az oldallejtő nem egyenes, hanem íves, az eltérés pontról pontra változhat. Ennek azonban nincs jelentősége, mert az átlagos lejtőszöget a peremre adtuk meg. Tehát ez esetben is a sík talp kiterjedése, a mélység és az oldallejtő dőlése határozzák meg a tényleges és az átlagos lejtőszög közötti eltérést. Az átlagos lejtőszög is képezhető a hosszúság és a szélesség felhasználásával ugyancsak.



5. ábra: A depresszió pereménél képzett átlagos lejtőszöget befolyásoló tényezők

Jelmagyarázat: d : depresszió mélysége, w : depresszió átmérője, α : tényleges lejtőszög, β : átlagos lejtőszög, γ : a tényleges lejtőszög és az átlagos lejtőszög közötti eltérés, a. az eltérés adott sík aljzatnál adott mélységnél és egyenes függőleges oldallejtőnél, b. az eltérés értéke nagyobb sík aljzatnál, de ugyanakkora mélységnél, mint az a. esetben, c. az eltérés értéke nagyobb mélységnél, egyenes és vertikális oldallejtőnél, de ugyanakkora sík aljzatnál, mint az a. esetben, d. eltérés értéke, ugyanakkora mélységnél és ugyanakkora peremi átmérőnél, mint az a. esetben, de nem függőleges, egyenes oldallejtőnél, e. eltérés nem egyenes (íves) oldallejtőnél

Fig. 5 Factors influencing average slope angle formed at the margin of depression

d : depth of depression, w : diameter of depression, α : actual slope angle, β : average slope angle, γ : difference between actual slope angle and average slope angle, a. the value of difference in case of a given plain floor, a given depth and straight and vertical side slope, b. the value of difference in case of a larger plain floor, straight and vertical side slope, but at the same depth like in case a., c. the value of difference in case of a larger depth, and straight and vertical side slope, but in case of the same plain floor like in case a., d. the value of difference in case of the same depth and marginal diameter like in case a., if the side slope is not vertical, but straight, e. the value of difference in case of a non-straight (arcuate) side slope

A lejtőszög mérésével háromféleképpen állapítható meg, amelyek az alábbiak:

- Szintvonalas térképről történő meghatározással. Ezt az eljárást nem használtuk, mivel a kisméretű dolinákról nincsenek szintvonalas térképek.
- Terepi méréssel, amikor az oldallejtők mindegyikén mértük a dőlést, majd a kapott értékeket átlagoltuk. A dőlést a lejtők közepénél a legjellegzetesebb helyen mértük. A jellegzetes hely kiválasztása azonban szubjektív, így az óriás dolináknál (de még a kisméretű dolináknál is), ahol igen változatos lejtőszögek is lehetnek nem alkalmazható.
- Keresztszelvényekről mérésével, *KUNAVÉR* (1983) adatait felhasználva. Ekkor kettő adat mérhető, amely ugyancsak átlagolható. Ez az eljárás jól használható az egyenes lejtőjű aknadolináknál.

A mérésével előállított lejtőszögek közelítőleg mutatják az átlagos lejtőszög és a tényleges lejtőszög különbségeket. Ennek az aknadolinák lejtőszögének megállapításánál van jelentősége. Ugyanis a sík aljzat miatt az átlagos lejtőszög e formáknál tér el leginkább a tényleges lejtőszögtől.

Mintaterületek

A dolinákat hordozó mintaterületek az alábbi karszterületeken találhatóak: Durmitor (Dinári-hegység, Montenegró), Kanin (Dinári-hegység, Szlovénia), Hochschwab (Keleti-Alpok, Ausztria), Totes Gebirge (Keleti-Alpok, Ausztria), Alsó-hegy (Északi-középhegység, Magyarország), Mecsek (Magyarország).

Az Alsó-hegy az Aggteleki-karszt része, amely a Gömör-Tornai karszt Magyarországra eső része. Felső-perm, alsó-triász gipsz-anhidrites, valamint triász karbonátos kőzetek építik fel (*LESS* 1998). A karszt a Szilicei takaróhoz tartozik (*KOVÁCS* 1984). Az Alsó-hegy az Aggteleki-karszt önálló folyóvölgyekkel nem tagolt fennsíkja, amelyen számos dolina, uvala és akna található. A feldolgozásba innen mérsékeltövi dolinák kerültek be, amelyek a fennsík középső részén a szlovák határ mentén helyezkednek el.

A Durmitor-területéről a Mlječni do kisméretű oldódásos dolinái, egy aknadolinája, valamint a Mlječni do mellett elhelyezkedő óriás dolina (az Urdeni do) került a feldolgozásba. A Durmitort triász, kréta mészkövek építik fel. A hegység takarós szerkezetű, a Durmitori blokk része (*MILJUSH* 1978, *USTASZEWSKI* et al. 2009). Két glaciáció történt a hegységben. A fiatalabb után már csak a kárfülkékben volt jég. A hegységben mára csak egyetlen gleccser őrződött meg (*DJUROVIĆ* 2009). A Mlječni do és az Urdeni do glaciális erózióval átalakított karsztos depressziók, amelyek

aljzatát függőleges helyzetű vastagabb és vékonyabb mészkőrétegek alkotják.

A Hochschwab az Északi-Mészkő-Alpokhoz tartozik és a Juvavic egység része, alsó triász homokkövekből, palából, középső triász mészkő és dolomit valamint felső triász homokkőből épül fel (MANDL et al. 2002). Területéről a feldolgozásba kisméretű oldódásos dolinák kerültek be. E dolinák egyik csoportja a hegység keskeny (gerincszerű) platójának a K-i végénél elhelyezkedő nagyméretű karsztos depresszió ÉNy-i lejtőjén helyezkedik el. Másik csoportja az említett depresszió K-i pereménél található keskeny, hosszú, zárt karsztos mélyedésnek a talpán.

A Kanin-hegység a Júliai-Alpok része. Felső triász mészkő, földolomit, valamint jura mészkő építi fel (BUSER, 1986, CARULLI 2006). Szerkezetileg nyugat-keleti irányi antiklinális, amelyet vetők darabolnak fel (ANTONINI, SQUASSINI 1982). Karsztos depresszióinak morfológiáját TELBISZ et al. (2011) tanulmányozták. A Kanin területéről KUNAVÉR (1983) adatainak a felhasználásával óriás oldódásos dolinák, valamint aknadolinák kerültek be a feldolgozásba.

A Mecsek-hegység, a Tiszai nagyszerkezeti egység felszínén levő szigethegysége (STEGENA et al. 1975). Permi és alsótriász homokkövek, triász és jura mészkövek építik fel (FÜLÖP 1989). Karsztja a Nyugat-Mecsek területén fejlődött ki, pliocén és középső miocén korú abrázios teraszokon (LOVÁSZ 1971). A feldolgozásba bevont mérsékeltövi oldódásos dolinák egyik csoportja a hegység peremén található, Abaliget községtől néhány 100 m-re, a másik csoportja az Abaliget, Orfű községek és a Virágos-völgy által közrefogott területen helyezkedik el.

A Totes Gebirge az Északi-Mészkő-Alpok része felső-triász és jura mészkőből épül fel. A Felső-Ausztróalpi takaró Tiroli Fácies egységbe tartozik (PLAN et al. 2009). A feldolgozásba bevont óriás dolinák a Tauplitz alm nevű területen található, amely egy gleccser által formált, viszonylag sík térszín. A Totes Gebirgeből bekerült egy aknadolina is, amely a Redender Stein és a Winderkarkg csúcsok között található a 201 jelű turistaút mentén.

Eredmények

Amíg a vizsgált kisméretű dolinák hossza 1,0-35,0 m közötti (átlag 7,14 m), addig az aknadolináké 4,00-20,00 m, amelynek az átlaga 9,38 m (I, II. táblázat). Az aknadolinák nagyobb vertikális fejlettségét mutatja, hogy a kisméretű oldódásos dolinák átlagos mélysége (1,96 m) kisebb, mint az aknadolinák átlagos mélysége (6,53 m). Fenti értékek mutatják, hogy e két

típusba tartozó dolinák kis méretűek, de azt is, hogy e két típus dolináinak méretei megegyeznek, vagy hasonlóak. Viszont jelentősen eltérnek (kisebbek) az óriás dolinák és a mérsékelt övi dolinák méreteitől (*III, IV. táblázat*). A kisebb méret a fiatal kialakulási korról (posztglaciális korúak), illetve azzal magyarázható, hogy előfordulási környezetükben a biológiai aktivitás csekély intenzitású, ill. rövid időtartamú. Ismert, hogy az oldáshoz közvetlenül hozzájárul a CO₂, amely főleg a talaj élőlények disszimilációjához köthető (*JAKUCS 1977a, 1977b, 1980*). Látható, hogy a kisméretű oldódásos dolinák méretei változatosabbak, mint az aknadolinák méretei. Ez arra vezethető vissza, hogy a Mlječni do (Durmitor) területén a kisméretű oldódásos dolinák számottevően kisebbek, mint a Hochschwabi kisméretű dolináké. Ennek több oka is lehet. Így a Mlječni do dolinái tengerszint feletti magassága nagyobb, mint a Hochschwabi dolinák magassága. Emiatt fiatalabbak (a jéggel borítottság megszűnése későbbi), ill. kisebb a biológiai aktivitás is a nagyobb magasság miatt. De szerepe lehet a kisebb méretükben annak is, hogy itt a mészkőnek jelentős a kova tartalma (*VERESS 2016a*). Az *I. táblázat* adatai azt is mutatják, hogy a Hochschwabi dolinák oldallejtőinek meredeksége kisebb, mint a Durmitoriaké. Ez arra utal, hogy e típus dolináinak növekedése együtt jár az oldallejtő ellankodásával.

Az óriás dolinák hossza 140-680 m közötti, ennek átlaga 289,55 m. Látható, horizontális méreteik többszörösen nagyobbak, mint a kisméretű oldódásos dolinák, vagy aknadolinák horizontális mérete. Ha méretüket a mérsékeltövi oldódásos dolinákéval vetjük össze, utóbbiaktól az eltérés jóval kisebb. A mérsékeltövi dolinák hossza 100-210 m közötti, melynek átlaga 140 m (az eltérés még kisebb lenne, ha az uvalák adatait is figyelembe vettük volna). Mélységüket tekintve az eltérések változatosan alakulnak. Az óriás dolinák mélysége 5-40 m között változik, amelynek az átlaga 19,96 m. Az átlag jelentősen meghaladja a kisméretű oldódásos dolinák átlagos mélységét, kismértékben az aknadolinákét és nem különbözik a mérsékeltövi dolinák átlagos mélységétől (19,42 m). Bár az óriás dolinák és a mérsékeltövi dolinák mélységét módosíthatja a feltöltődés. Ez azonban a mérsékeltövi dolináknál akár még nagyobb is lehet, mint az óriás oldódásos dolináknál. Amíg az óriás oldódásos dolinák talpán előbukkan a mészkő, addig a mérsékeltövi dolináknál a feltöltés jelentős is lehet. Így *ZÁMBÓ (1986)* adatai szerint az Aggteleki-karszt dolináinál a kitöltés 7 m-nél is nagyobb lehet.

I. táblázat
Table I.

Kisméretű oldódásos dolinák
Small-sized solution dolines

Jele és neve	a	b	c	$\frac{a}{c}$	$\frac{b}{c}$	α_1	α_2	mért lejtőszög átlaga	tengerszint feletti magasság	aljzat	adat forrása
D-1	3.0	1.0	1.0	3.00	1.00	33.69	63.43	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-2	2.0	1.0	0.5	4.00	2.00	26.56	45.00	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-3	1.0	1.0	0.5	2.00	2.00	45.00	45.00	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-4	1.0	1.0	0.5	2.00	2.00	45.00	45.00	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-5	2.0	1.0	0.8	2.50	1.25	38.65	57.99	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-6	3.0	2.0	1.5	2.00	1.33	45.00	56.30	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-7	1.0	1.0	0.5	2.00	2.00	45.00	45.00	N	1950-1960 között	2.3	II.
D-8	1.0	1.0	0.5	2.00	2.00	45.00	45.00	N	1950-1960 között	2.3	II.
H-1	35.0	25.0	7.2	4.86	3.47	22.36	29.34	41.5°	1780	2.3 méréskor: 4	V.
H-2	13.3	9.4	4.1	3.24	2.29	31.65	41.10	65.00°	1800	2.3 méréskor: 4	V.
H-3	9.1	7.2	2.5	3.64	2.88	28.79	34.78	51.00°	1805	2.3 méréskor: 4	V.
H-4	14.5	10.2	3.8	3.81	2.68	27.66	36.69	44.00°	1805	2.3 méréskor: 4	V.
H-5	9.9	9.5	3.0	3.30	3.17	31.22	32.28	52.50°	1800	2.3 méréskor: 4	V.
H-15	8.5	7.3	1.7	5.0	4.29	21.80	24.97	33.00°	1790	2.3 méréskor: 4	V.
H-16	4.5	4.3	1.1	4.09	3.91	26.05	27.10	54.00°	1760	2.3 méréskor: 4	V.
H-17	5.5	4.8	2.1	2.62	2.29	37.37	41.18	52.5°	1760	2.3 méréskor: 4	V.
átlag	7.14	5.42	1.96	3.13	2.41	34.25	41.88	49,19°	-	-	-

D: Durmitor, H: Hochschwab, a: hosszúság (m), b: szélesség (m), $\frac{a}{c}$: mélység (m), alak-paraméter a hosszúság mentén, $\frac{b}{c}$: alak-paraméter a szélesség mentén, α_1 : átlagos lejtőszög a hosszúság mentén, α_2 : átlagos lejtőszög a szélesség mentén, 1. mészkő: 2, törmelék: 3, talaj: 4, hó: N: Nincs adat, II: Veress (2016a), V: nem publikált saját mérés, ill. észlelés, a Hochschwabi dolináknál a hó egy őszi havazás (2016 október) maradványa, mért lejtőszög átlaga n=8 adatból képezve

D: Durmitor, H: Hochschwab, a: length (m), b: width (m), c: depth (m), $\frac{a}{c}$: shape-parameter along length, $\frac{b}{c}$: shape-parameter with along length, α_1 : average slope angle along length, α_2 : average slope angle along width, 1, limestone: 2, debris: 3, soil: 4, snow N: No data, II: Veress (2016a), V: non-published own measurement and observation, the average of the measured slope angle formed from data n=8; In depressions marked H-1...H-17, snow accumulation developed because of fresh snow fall at the time of measurement (October 2016)

Aknadolínák
Schachtdolines

II. táblázat
Table II.

Jele és neve	a	b	c	$\frac{a}{c}$	$\frac{b}{c}$	α_1	α_2	mért lejtőszög átlaga	tengerszint feletti magasság	aljzat	adat forrása
K-1	20.00	17.14	15.71	1.27	1.09	57.52	61.39	80°	N	4	I.
K-2	14.28	N	8.57	1.67	N	50.20	N	73°	N	1	I.
K-3	9.43	N	6.28	1.50	N	53.13	N	60°	N	4	I.
K-4	6.28	N	4.86	1.29	N	57.13	N	75°	N	1, 4	I.
K-5	9.42	N	4.86	1.94	N	45.90	N	90°	N	4	I.
K-7	7.14	N	5.43	1.31	N	56.68	N	90°	N	4	I.
T-1	4.00	N	3.00	1.33	N	56.31	N	N	N	2, 3	V.
D-1	4.50	N	3.5	1.29	N	57.26	N	N	1950-1960 között	2, 3	V.
átlag	9.38	-	6.53	1.45	-	54.26	-	78°	-	-	-

K: Kanin, T: Totes Gebirge, D: Durmitor, a: hosszúság (m), b: szélesség (m), c: mélység (m), $\frac{a}{c}$ alak-paraméter a hosszúság mentén, $\frac{b}{c}$ alak-paraméter a szélesség mentén, α_1 : átlagos lejtőszög a hosszúság mentén, α_2 : átlagos lejtőszög a szélesség mentén, 1. mészkő: 2, törmelék: 3, talaj: 4, hó: N: Nincs adat, I: Kunaver (1983), V: nem publikált saját mérés, ill. észlelés, mért lejtőszög átlaga, n=6 adatból képezve

K: Kanin, T: Totes Gebirge, D: Durmitor, a: length (m), b: width (m), c: depth (m), $\frac{a}{c}$ shape-parameter with along length, $\frac{b}{c}$ shape-parameter with along width, α_1 : average slope angle along length, α_2 : average slope angle along width, 1, limestone: 2, debris: 3, soil: 4, snow: N: No data, I: Kunaver (1983), V: non-published own measurement and observation, the average of the measured slope angle formed from data n=6

III. táblázat
Table III.

Óriás oldódásos dolinák
Giant solution dolines

Jelen és neve	a	b	c	$\frac{a}{c}$	$\frac{b}{c}$	α_1	α_2	mért lejtőszög átlaga	tengerszint feletti magasság	aljzat	adat forrása
K-1Pod V.Babo	450	120	30	15.00	4.00	7.59	26.56	N	N	N	I.
K-2 Pod V.B Skednjem	230	140	15	15.33	9.33	7.43	12.09	N	N	N	I.
K-3 V suhi dol.pod št.2	220	150	20	11.00	7.50	10.30	14.93	N	N	N	I.
K-4 Malo Poldne-Konte	250	200	25	10.00	8.00	11.31	14.04	N	N	N	I.
K-5 Veliko- Poldne-Konte	260	180	20	13.00	9.00	8.75	12.52	N	N	N	I.
K-6 Krota Morjana- Konte	300	220	15	20.00	14.67	5.71	7.77	N	N	N	I.
K-7 Velikj Dol	680	450	35	19.43	12.86	5.88	8.84	N	N	N	I.
K-8 Mali Dol	500	250	25	20.00	10.00	5.71	11.31	N	N	N	I.
K-10 Pod Črnim Voglom	300	300	20	15.00	15.00	7.59	7.59	N	N	N	I.
K-11 Zadnji Dol	250	150	15	16.67	10.00	6.84	11.31	N	N	N	I.
K-12 Spodnjo Osajnica	450	370	45	10.00	8.22	11.31	13.67	N	N	N	I.
K-13 Pod Gnilo Glavo	220	100	10	22.00	10.00	5.19	11.30	N	N	N	I.
K-14 Pod Zg.Konjcem	140	100	10	14.00	10.00	8.13	17.30	N	N	N	I.
K-17 Kotel	330	250	40	8.25	6.25	13.63	17.74	N	N	N	I.
K-19 sz.od Vrha Lašt	200	100	15	13.33	6.67	8.53	16.70	N	N	N	I.
K-22 V Jami	410	200	40	10.25	5.00	11.04	21.80	N	N	N	I.
K-23Zah.od Jame	160	80	10	16.00	8.00	7.12	14.04	N	N	N	I.
K-24 Vzh.od Plešivca	140	80	12.5	11.20	6.40	10.12	17.35	N	N	N	I.
K-25 s.od Zelene Glave	250	200	22.5	11.11	8.89	10.20	12.68	N	N	N	I.
K-26 Konta	460	230	17.5	26.28	13.14	4.35	8.65	N	N	N	I.
K-27 j.ad Vrha Lašt	170	110	15.0	11.33	7.33	10.01	15.25	N	N	N	I.

K-28 Konte	jjz.od	140	110	15.0	9.33	7.33	12.09	15.25	N	N	N	I.
K-29 Konte	ju.od	180	100	17.5	10.29	5.71	11.00	19.29	N	N	N	I.
K-30 Jelenje Rupe	sp. del	220	90	10.0	22.00	8.00	5.19	14.04	N	N	N	I.
K-31 Ruda- pod Rombonom		400	200	20	20.00	10.00	5.71	11.31	N	N	N	I.
T-2		76.31	47.31	5.0	15.26	9.47	7.47	11.92	N	1620	1, 2, 3	II.
T-3		71.05	55.26	5.0	14.21	11.05	8.01	10.26	N	1620	1, 2, 3	II.
Urdeni do (D)		650	450	25.00	26.00	18.00	4.40	6.34	N	1740	1, 2, 3	IV.
átlag		289.55	179.38	19.96	15.22	9.28	8.24	13.42	-	-	-	-

K: Kanin számozás a Kunaver (1983) féle számozás szerint, T: Totes Gebirge, D: Durmitor, a: hosszúság (m), b: szélesség (m), c: mélység (m), $\frac{a}{c}$ alak-paraméter a hosszúság mentén, $\frac{b}{c}$ alak-paraméter a szélesség mentén, α_1 : átlagos lejtőszög a hosszúság mentén, α_2 : átlagos lejtőszög a szélesség mentén, 1. mészkő: 2, törmelék: 3, talaj: 4, hó: N: Nincs adat, I: Kunaver (1983) által megadott depressziók közül kimaradtak azok, ahol nem volt szélességi adat, vagy az nagyon kicsi volt a hosszúsághoz képest, I. Kunaver (1983) II. Veress (2016a) IV: 1:25000 térképről

K: Kanin, numeration according to Kunaver's (1983) numeration, T: Totes Gebirge, D: Durmitor, a: length (m), b: width (m), c: depth (m), $\frac{a}{c}$ shape-parameter along length, $\frac{b}{c}$ shape-parameter along width, α_1 : average slope angle along length, α_2 : average slope angle along width, 1, limestone: 2, debris: 3, soil: 4, snow: N: No data, I: some of the depressions given by Kunaver (1983) were left out where there was no width data, or it was very small as compared to length, I. Kunaver (1983) II. Veress (2016a) IV: from a 1:25000 map

IV. táblázat
Table IV.

Mérsékeltövi oldódásos dolinák
Solution dolines of the temperate zone

Jelen és neve	a	b	c	$\frac{a}{c}$	$\frac{b}{c}$	α_1	α_2	mért lejtőszög átlaga	tengerszint feletti magasság	aljzat	adat forrása
A-1	210	170	35	6	4.86	18.43	22.38	N	480	1, 2	III.
A-2	110	90	12.5	8.8	7.2	12.80	15.52	N	490	1, 2	III.
A-3	110	110	20	5.5	5.5	19.88	19.98	N	490	1, 2	III.
A-4	170	120	20	8.5	6	13.24	18.43	N	490	1, 2	III.
A-5	180	130	20	9	6.5	12.53	17.10	N	490	1, 2	III.
A-6	160	120	27.5	5.82	4.36	18.97	24.62	N	490	1, 2	III.
A-7	160	70	7.5	21.33	9.33	5.35	12.09	N	390	1, 2	III.
M-1	140	100	15	9.33	6.67	12.09	16.70	N	300	1, 2, 3	III.
M-2	140	130	25	5.6	5.2	19.65	21.03	N	300	1, 2, 3	III.
M-3	110	90	17.5	6.29	5.14	17.65	21.25	N	310	1, 2, 3	III.
M-4	120	100	17.5	6.86	5.71	16.26	19.29	N	310	1, 2, 3	III.
M-5	100	70	20	5	3.5	21.80	29.74	N	320	1, 2, 3	III.
M-6	110	70	15	7.33	4.67	15.25	23.20	N	320	1, 2, 3	III.
átlag	140	105.38	19.42	8.10	5.74	15.68	20.10	-	-	-	-

A: Aggteleki-karszt, M: Mecsek-hegység, a: hosszúság (m), b: szélesség (m), $\frac{a}{c}$: c: mélység, (m), alak-paraméter hosszúság mentén, $\frac{b}{c}$: alak-paraméter a szélesség mentén, α_1 : átlagos lejtőszög a hosszúság mentén, α_2 : átlagos lejtőszög a szélesség mentén, N: Nincs adat, 1. törmelék: 2, talaj: 3, lösz: III: 1:10000 térképről

A: Aggtelek karst, M: Mecsek Mountains, a: length (m), b: width (m), c: depth (m), $\frac{a}{c}$: shape-parameter along length, $\frac{b}{c}$: shape-parameter along width, α_1 : average slope angle along length, α_2 : average slope angle along width N: No data, 1, debris: 2, soil: 3, loess, III: from a 1:10000 map

V. táblázat
Table V.

Dolinatípusok dolináinak átlagos megnyúltsága
Average elongated nature of the dolines of doline types

Dolinatípus	megnyúltság
mérsékeltövi oldódásos dolina (n=13)	1,33
kisméretű oldódásos dolina (n=16)	1,31
óriási oldódásos dolina (n=28)	1,61

a: átlagos hosszúság

b: átlagos szélesség

Megjegyzés: aknadolinák kimaradtak, mert a szélesség nem ismert

a: average length

b: average width

Notice: schachtdolines were left out because width is unknown

Az óriás oldódásos dolinák nagy horizontális mérete olyan hosszabb idejű fejlődést sugall, ami elsősorban erőteljes oldalirányú növekedésükkel történhetett.

Az aknadolinák alakjai a hosszuk mentén 1,27-1,50 közöttiek, míg a kisméretű oldódásos dolináknál 2,00-5,00 közöttiek (átlag 1,45 ill. 3,13). Ezzel szemben az óriás dolinák alak-paraméterei a hosszuk mentén nagyok (az átlagos alak-paraméter 15,22) és nagyon változatos méretűek (8,25-26,28 közöttiek). Az alak-paraméter értékeik többszöröse a kisméretű oldódásos dolinákénak, vagy az aknadolinákénak. Az óriás dolinák alak-paraméter értékei hasonlóságot mutatnak a mérsékeltövi dolinák alak-paraméter értékeivel, amelyeknél az alak 5,00-21,33 között változik (tapasztalható, hogy a két dolina típus dolináinak alak-paraméter értékei „egymásba csúsznak”), az átlag 8,10. Mindez arra utal, hogy az óriás dolinák egykori képződési környezete jobban hasonlított a mérsékeltövi dolinákéra, mint az aknadolinák, vagy a kisméretű oldódásos dolinák képződési környezetére.

A számított lejtőszögek legkisebbek az óriás oldódásos dolináknál. A hosszúság felhasználásával kapott lejtőszög $4,35^{\circ}$ - $13,63^{\circ}$ értékek között van, átlaga $8,24^{\circ}$. Az óriásdolínákéhoz közeli lejtődőlésűek a mérsékeltövi dolinák. Ezek lejtőszögei $5,35^{\circ}$ - $21,80^{\circ}$ közötti, átlaga $15,68^{\circ}$. Nagy lejtőszög értékek jellemzik a kisméretű oldódásos dolinákat és az aknadolinákat. Előzőeknél a lejtőszög $21,80^{\circ}$ - $45,00^{\circ}$ közötti (átlag $34,25^{\circ}$). Utóbbiaknál $45,90^{\circ}$ - $57,52^{\circ}$ közötti (átlag $54,26^{\circ}$). Látható, hogy az aknadolinákat meredekebb lejtők övezik, mint a kisméretű oldódásos dolinákat. Az eltérés még markánsabb, ha a tényleges lejtőszögeket tekintjük. Ez az aknadolináknál 60° - 90° közötti, míg a kisméretű oldódásos dolináknál $41,5^{\circ}$ - $65,0^{\circ}$ között változik.

Megállapítható, hogy az aknadolináknál és a kisméretű oldódásos dolináknál olyan kialakító folyamatok hatottak, amelyek vertikálisan fejlett formák kialakulását eredményezték, míg az óriás dolináknál olyanok, amelyek horizontálisan fejlett formák létrejöttének kedveztek. Az aknadolinák és a kisméretű oldódásos dolinák meredek oldallejtői arra utalnak, hogy területükön az oldódás meredek lejtők kialakulását eredményezte.

Ha összehasonlítjuk az óriás dolinák és a mérsékeltövi dolinák átlagos megnyúltságát, akkor megállapítható, hogy előzőnél ez nagyobb (V. táblázat). Az óriás dolináknál még nagyobb lenne, ha a *KUNAVÉR* (1983) féle adatokból nem hagytuk volna ki azokat a dolinákat, amelyeknek a legkisebb átmérője csak 10 m volt, míg a leghosszabb a 150 m-t is meghaladta. E formák nem valószínű, hogy tipikus oldódásos dolinák. Ha az óriás oldódásos dolinák és a mérsékeltövi dolinák átlagos hosszának és átlagos szélességének a különbségét tekintjük, akkor megállapítható, hogy a hosszúságuk különbsége nagyobb (149,55 m), mint a szélességüké (74,00 m). Az óriás oldódásos dolinák nagyobb megnyúltsága és az, hogy a két dolina típusa tartozó dolinák hosszkülönbsége nagyobb, mint szélességük különbsége arra utal, hogy az óriási oldódásos dolinák hosszirányukba gyorsabban növekedtek, mint a mérsékeltövi oldódásos dolinák.

A kisméretű oldódásos dolináknál a két átmérő közti különbség nagyon kicsi. Ez közvetetten fiatal kialakulásukra bizonyíték. Bár valószínűleg az összes, vagy a többség törés mentén alakult ki, rövid fejlődésük alatt még nem volt idő ahhoz, hogy a törés menti hosszuk kellően megnőjön.

A dolinák kialakulása

A kisméretű oldódásos dolinák és az aknadolinák az óriás dolinákhoz képest nem csak kisebbek, hanem a vertikális méretük az átmérőjükhöz viszonyítva a nagyobb. Ezt jól reprezentálják a dolinatípusok dolináinak átlagos alakparaméter értékei. Ez úgy lehetséges, ha a kisméretű oldódásos dolinák és az aknadolinák növekedése főleg lefelé és nem oldalirányba történt és történik.

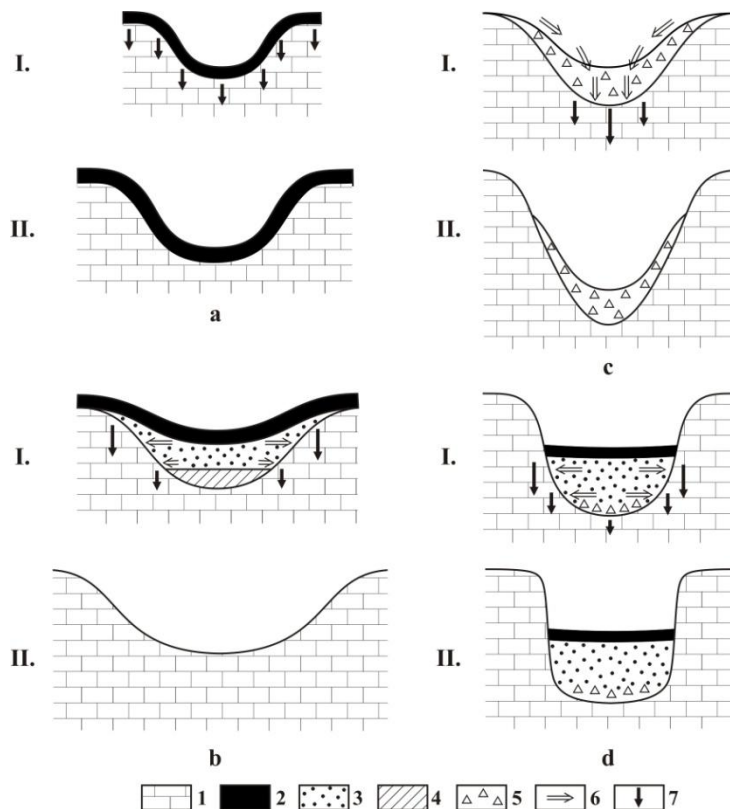
Ha a karsztos formában az oldódás horizontális, akkor a forma növekedése során elsősorban szélesedik. Horizontális oldódással növekednek a madáritatók (*JENNINGS* 1985), de *GAMS* (1978) a poljék szélesedését is horizontális oldódással értelmezi. A folyamat a polje aljzat üledékeinek és a polje oldal érintkezésénél történik. *ZÁMBÓ* (1970, 1986), *ZÁMBÓ* és *FORD* (1997) az Aggteleki-karszt (Magyarország) dolináinál mutatott ki horizontális oldódást. Ezt arra vezette vissza, hogy a dolina

kitöltés alsó része vízzáró lesz, miután az agyagásványok a vízfelvétel során megduzzadnak és ezért az üledék felső részében a víz oldalirányban szivárog a dolina oldallejtője felé. Miáltal alakja növekedése során nőhet (6bI. ábra). Oldalirányú szivárgást azonban nem csak a kitöltés alsó részének a vízzárása okozhat. A szivárgási irány függ a szemcsemérettől, a laboratóriumi kísérletek szerint (VERESS et al. 2014, VERESS et al. 2015, DEÁK et al. 2015, VERESS 2016a). A finom szemcseméretű (0,250 mm-nél kisebb szemcséjű) fedőben nagy a kapillaris hézagterefogat, ezért a fedőben lévő vízre a hajszálcsovesség emelő tényezője hat. Ezt bizonyítja a különböző szemcseméretű üledék eltérő mértékű vízemelése. A 0,063 mm-nél kisebb szemcséjű fedőben a vízemelés 24 óra alatt elérheti a 100 cm-t, míg az 1,00-2,00 mm szemcséjű fedőben mindössze a 2 cm-t (Veress et al. 2015, VERESS 2016a). A víz emiatt a fedőben nem lefelé, hanem felfelé, ill. oldalirányban mozog. Ezzel szemben a durvább szemcséjű fedőben (szemcseméret 0,500 mm-nél durvább), miután nagy az aggregát hézagterefogat a vízre gravitáció hat és így lefelé mozog.

A kisméretű oldásos dolinákban és az aknadolinákban a hólé, miután azok talpán durva közettörmelék van (szemcseátmérő uralkodóan több cm) lefelé mozog. Ezt a vízmozgási irányt a közettörmelékre települt néhány dm-es talaj nem képes megváltoztatni. Emiatt az oldódás e formák aljzatán megy végbe, ami mélyüléseket eredményezi, ezáltal az alak csökken (6cI. ábra). Ha a talaj kellően kivastagszik, akkor a vízszivárgás részben horizontálisra módosulhat. Ez horizontális oldódást okozva hozzájárulhat a lejtők dőlésének a növekedéséhez, miközben a dolina alakja ugyanakkora maradhat (6d. ábra).

A kialakuló mélyedésekben a periglaciális övben, fák hiányában, a hófúvások hó felhalmozódásokat hoznak létre. A mélyedés növekedés és a hó felhalmozódások egymást erősítik. A mélyedésben több hó halmozódik fel, mind a környezetében, így az intenzívebben mélyülhet, mélysége nő. A mélyebb formában még több hó halmozódhat fel, így a forma mélyülése még intenzívebb lesz, ez további mélység növekedéssel jár.

A lejtő meredeksége a formát kitöltő hó kitöltés kiterjedésétől függ. Akkor, ha a dolinát az év zömében teljesen (vagy majdnem teljesen) hó tölti ki, az oldódás a hófolt teljes szélességében végbemegy a keletkező olvadékvíz által. Ekkor meredek lejtőjű aknadolina alakul ki (7a. ábra). Ezért aknadolinák fordulhatnak elő a periglaciális öv felső részén, ahol a hó lassabban olvad, de ott is ahol a morfológiai viszonyok kedveznek a nagyméretű hó kitöltésnek, valamint a hó lassú fogyásának. Továbbá ott is, ahol a meredek dőlésű réteglapok irányítják az oldódást (3. ábra).

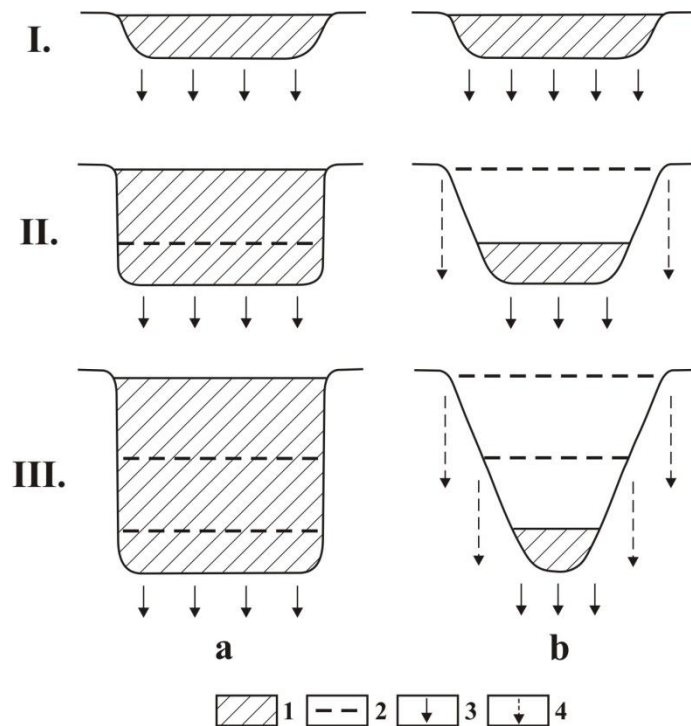


6. ábra: Karstos depressziók alak-paraméter változásai
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. talaj, 3. finomszemcsésű fedő, 4. vízfelvétel során vízzáróvá alakuló agyagos fedő, 5. durvaszemcsésű fedő, 6. vízmozgás a fedőben, 7. oldódás (a nyíl hossza utal az oldódás intenzitására), a. a depresszió minden részén hasonló az oldódás (alak-paraméter nem változik), b. a depresszió lejtőjén az oldódás nagyobb, az oldallejtők ellankásodnak (alak-paraméter nő), c. a depresszió talpán az oldódás nagyobb, az oldallejtők meredekebbekké alakulnak (alak-paraméter csökken), d. a depresszió oldallejtői ugyancsak meredekebbekké formálódnak a lejtők alsó részének az oldódása miatt (alak-paraméter csökkenhet) (b. ábra Zámbo 1986 nyomán)

Fig. 6 Changes of shape-parameter of karstic depressions

1. limestone, 2. soil, 3. fine-grained superficial deposit, 4. clayey superficial deposit becoming impermeable during water absorption, 5. coarse-grained superficial deposit, 6. water movement in the superficial deposit, 7. dissolution (the length of the arrow refers to the intensity of dissolution), a. dissolution is similar in all parts of the depression (the shape-parameter does not change), b. dissolution is greater on the slope of the depression, the side slopes become gentle (the shape-parameter increases), c. dissolution is greater on the floor of the depression, side slopes become steeper (the shape-parameter decreases), d. the side slopes of depressions become steeper because of the dissolution of the lower part of the slopes (the shape-parameter can decrease) (Fig. b. after Zámbo 1986)

Ha a hó kitöltés az év zömében kisebb mértékű a dolinában, mert a hó kitöltés eleve kisebb, vagy gyors olvadás során összezsugorodik, akkor a hófolt szélessége kisebb lesz. Az oldódás kisebb területre koncentrálódik. A mélyülő dolina alul kisebb szélességű lesz. Ez kisebb dőlésű (az aknadolinákhoz képest) oldallejtők kialakulását eredményezi. Kialakul a kisméretű oldódásos dolina (7b. ábra).



7. ábra: Aknadolinák, kisméretű oldódásos dolinák alak-paramétere és az éves hó kitöltésük időtartama közötti elvi kapcsolat

Jelmagyarázat: 1. hó kitöltés, 2. a rövidebb időtartamú hó kitöltés szintje, 3. hó olvadék általi folyamatos oldódás, 4. hó olvadék általi rövid idejű oldódás, I. kezdeti állapot: a mélyedések sekélyek, a hó teljesen kitölti azokat, II-III. kifejlődő állapot: az a. ábra mélyedése hosszú időn keresztül hóval teljesen kitöltött, így a forma teljes szélességében mélyül, a b. ábra mélyedése csak rövid ideig kitöltött teljesen hóval; a hosszú idejű, alacsonyabb hó kitöltés idején a hófolt szélessége is kisebb, így az oldódás területe is kisebb kiterjedésű lesz, a forma elkeskenyedve mélyül

Fig. 7 Theoretical relation between the shape-parameter of schachtdolines and small-sized solution dolines and the duration of their annual snow fill

1. snow fill, 2. level of snow fill of shorter duration, 3. continuous dissolution by snow melt, 4. dissolution of short duration by snow melt, I. original state: depressions are shallow, snow completely fills them, II-III. juvenile state: depression of Fig. a. is completely filled with snow for a long time thus, the feature becomes deep in its total width, depression of Fig. b. is completely filled with snow for a short time; during lower snow fill that is of long duration, the width of the snow patch is also smaller thus, the area of dissolution will be also of smaller extent, the feature deepens by becoming narrow

Az óriás dolinák jellemzőinek jelentős eltérése a kisméretű oldódásos dolináktól és aknadolináktól, hasonlósága a mérsékeltövi dolinák jellemzőihez arra utal, hogy nem a jelenlegi (periglaciális) környezetben jöttek létre. Fejlődésük az alábbi módokon történhetett.

- Kialakulásuk talajjal fedett térszínen kezdődött, amely kedvezett a nagy átmérőjű (nagy alak-paraméter) dolinák létrejöttének.
- Később a lejtők talaj alatti oldódása során a depresszió szélesedett. (A horizontális méret tovább nő, ez azonban nem eredményezi az alak-

paraméter további növekedését, miután a dolina talajjal fedett talpa is mélyül (*6a. ábra*). Sőt ahogyan a dolina talpra az oldallejtőkről a talaj lemosódik a kivastagodó kitöltésben a megnövekedett víztározás miatt a talajélet intenzitása és így a biogén CO₂ termelés fokozódik. Tehát az oldódási intenzitás a dolinatalpon meghaladhatja az oldallejtőkét. Emiatt az alak-paraméter akár csökkenhet is.

- Ezt követően mállási maradékból, beszállított üledékből a dolinában fedő halmozódhat fel. Ha ennek alsó része vízzáróvá alakul a vízfelvétel során, vagy elegendően finom szemcséjű üledék halmozódik fel, oldalirányú vízmozgás lép fel, amely a dolina szélesedését okozhatja (az alak-paraméter nő, *6b. ábra*). Az óriásdolinákból azonban jelenlegi állapotokban a finom szemcséjű, nem moréna eredetű üledék hiányzik. Ismert azonban, hogy a glaciális erózió a depressziók üledékkitöltését eltávolította (*SWEETING 1973*), ami a fent említett hiányt magyarázhatja.

- Az óriás oldódásos dolinák a pleisztocénben jégeróziót szenvedtek el. Ez a dolinák méreteinek figyelembevételével, továbbá, hogy talpukon moréna van, arra utal, hogy a glaciális erózió elsősorban a lejtők pusztulását eredményezte (az alak-paraméter így tovább nőhetett).

A fenti genetikai sajátosságok a jégeróziót megelőzően erdős környezetre utalnak. Ezért az óriás oldódásos dolinák a fahatár alatt alakultak és fejlődtek. Fejlődésük glaciális erózióval akkor folytatódott, amikor a hordozó térszín megemelkedett, továbbá a pleisztocén klímaromlás miatt a fahatár alacsonyabb helyzetű lett. Önmagában a pleisztocén klímaromlás a fahatár feletti helyzetüket nem okozhatta, hiszen a mai klimatikus körülmények mellett is többségük a fahatár felett helyezkedik el.

Az óriás oldódásos dolinák és a mérsékelt övi dolinák hosszának a nagyobb különbsége, mint szélességeiké arra utal, hogy a jégerózió az óriás oldódásos dolinák már meglévő megnyúltságát nagyobb mértékben növelte, mint a szélességüket. Vagyis az óriás oldódásos dolinák elsősorban a jégmozgás irányába növekedtek glaciális erózió által.

Következtetés

Az óriás oldódásos dolinák fahatár alatti környezetben alakultak ki. E környezetben talaj alatti oldódással nagy átmérőjű formák alakulhattak ki. A horizontális növekedésüket még erősíthette finom szemcséjű üledék kitöltésük és a jégerózió. A jégerózió során főleg hosszabbik átmérőjük mentén növekedtek. Ugyanakkor a fás növényzet miatt hó felhalmozódások kevésbé alakulhattak ki belsejükben és így vertikális növekedésük kevésbé volt meghatározó. Mai helyzetükbe kialakulásukat követően a hordozó

területük emelkedése során kerültek. Ahol hiányoznak képződési feltételeik nem voltak meg. Így a hordozó terület gyors és nagymértékű kiemelkedése miatt a felszín még létrejöttük előtt a fahatár fölé került, vagy a karszt fedett volt és fedőjét csak akkorra vesztette el, amikor már a fahatár feletti helyzetben volt.

Az aknadolinák és a kisméretű oldódásos dolinák a periglaciális övben hó (hófolt) alatt alakultak ki, miután a fás növényzet hiánya miatt területükön hó felhalmozódások jöhetnek létre. A mélyedés kialakulás és a hó felhalmozódás egymást erősítik. Vertikális növekedésüket (mélyülésüket) az okozza, hogy talpukon főleg durvaszemcsésű fedő (törmelék) van. Hogy a létrejövő depressziók közül melyik lesz kisméretű oldódásos dolina, vagy aknadolina, az attól függ, hogy a teljes hó kitöltés milyen hosszú. Ha a teljes hókitöltés majdnem kiterjed az év egészére, aknadolina alakul ki, miután a hó kitöltés széles, így az oldódás a forma teljes területén végbemegy. A teljes hó kitöltés nem csak a magasságtól, hanem a helyi morfológiai viszonyoktól is függ. Ezért előfordulhatnak alacsonyabban is, ill. ott is, ahol a függőleges helyzetű rétegek irányítják az oldódást, hozzájárulva ezáltal a függőleges oldallejtő létrejöttéhez. Ha a hó kitöltés csak részleges az év zömében, a hófolt és így az oldódás is kisebb lesz, kisméretű oldódásos dolina alakul ki.

IRODALOM

ANNYSA K., FRANKL A., SPALEVIC' B V., C'UROVIC' B M., BOROTAC D., NYSSENA J. (2014): Geomorphology of the Durmitor Mountains and surrounding plateau Jezerska Povrs' (Montenegro) – Journal of Maps, 2014 <http://dx.doi.org/10.1080/17445647.2014.909338>

ANTONINI, R. & P. SQUASSINO (1992): Fenomeni carsici di Planina Goricica – Alpine caves: alpine karst system and their enviromental context, 33–39, Asiago.

BAUER F. (1962): 'Nacheiszeitliche Karstalpen' – Proc. 2nd Inst. Congr. Speleol., Bari-Lecce-Salerno 1958.1 pp. 299-329.

BOČIČ N., FAIVRE S., KOVACIC M., HORVATINCIC N. (2012): Cave development under the influence of Pleistocene glaciation in the Dinarides – an example from Štirovača Ice Cave (Velebit Mt., Croatia) – Zeitschrift für Geomorphologie Vol. 56(4) pp. 409–433.

BOGNAR A., FAIVRE S. (2006): Geomorphological Traces of the Younger Pleistocene Glaciation in the Central Part of the Velebit Mt. – Hrvatski geografski glasnik 68(2) pp. 19–30.

- BÖGLI A.* (1960): Kalklösung und Karrenbildung– Zeitsch. f. Geomorph. N. E. (2) pp. 4-21.
- BÖGLI A.* (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie – Zeits. f. Geomorphologie 5 pp. 185-193.
- BUSER, S.* (1986): Osnovna geološka karta SFRJ, List Beljak in Ponteba, Beograd, 1:100 000.- Beograd.
- CARULLI, G.B.* (2006): Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia, 1:150 000.- Servizio Geologico, SELCA, Firenze.
- COLHOUN, E.A. KIERNAN, K., BARROWS, AND T.T. GOEDE, A.,* (2010): Advances in quaternary studies in Tasmania – In: Bishop, P., Pillans, B. (Eds.), Australian Landscapes, Geological Society of London, Special Publication, 346 pp. 165-183.
- DEÁK GY., SZEMES M., VERESS M.* (2015): A gipsz fedőjének vízmozgásai fizikai analóg modelleken – Karsztfelődés XX pp. 215-229.
- DJUROVIĆ P.* (2009): Reconstruction of the Pleistocene Glaciers of Mount Durmitor in Montenegro – Acta geographica Slovenica 49 (2) pp. 263-289.
- DJUROVIC' P., PETROVIC' A.S., SIMIC' S.* (2010): The overall impact of Pleistocene glaciation on morphological diversity of uvalas at Durmitor and Zijovo – Serbian Geographical Society, 90 pp. 17–34. doi:10.2298/GSGD1001017D.
- DREW D.* (2004): Burren Glaciokarst, Ireland – In: Gunn J. (ed.) Encyclopedia of Caves and Karst Science, Fitzroy Dearborn, New York pp. 169-171.
- FARSANG A., M TÓTH T.* (1992) Bükk-i dolinák morfológiai vizsgálata – In: A Bükk karsztja, vizei, barlangjai I. Miskolc, pp. 39-50
- FINK M.H.* (1973): Multilingual glossary of karst and speleological terminology – ISU, Subcommission on Karstterminology Project, 53 p.
- FORD D.C.* (1979): A review of alpine karst in the Southern Rocky Mountains of Canada – Bulletin of the National Speleological Society, 41 pp. 53-65.
- FORD D.C.* (1984): Karst groundwater activity and landform genesis in modern permafrost regions of Canada– In: LaFleur RG (ed.): Groundwater as a Geomorphic Agent, Allen&Unwin, London, pp. 340-350.
- FORD D.C., WILLIAMS P.W.* (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley and Sons, Ltd. Chichester 562 p.
- FÜLÖP J.* (1989): Bevezetés Magyarország geológiájába – Akadémia Kiadó, Budapest, 246 p.
- GAMS I.* (1978): The polje: The problem of definition – Zeits. für Geomorphology 22 pp. 170-181.

- GVOZDETSKIY N.A.* (1965): Types of Karst in the U.S.S.R. – Separatum, Prob. Speleol. Res. (Prague) pp. 47-54.
- JAKUCS L.* (1977a): Morphogenetics of karst regions – Adam Hilgar, Bristol, 284 p.
- JAKUCS L.* (1977b): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai – Karszt és Barlang I-II. pp. 1-16.
- JAKUCS L.* (1980): A karszt biológiai produktum – Földrajzi Közlemények XXVII pp. 331-339.
- JENNINGS J.N.* (1975): Doline Morphometry as a Morphogenetic Tool: New Zealand Examples – New Zealand Geog. 31 pp. 6-28
- JENNINGS J.N.* (1985): Karst Geomorphology – Basil Blackwell, New York, 293. p.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I., KISS M., NELIS S.* (2015): Néhány további adat a hazai karsztdolinák aszimmetriájának kialakulásához – Karsztfejlődés XI. pp. 125-144.
- KOVÁCS S.* (1984): Tisia-probléma és lemeztekonika-kritikai elemzés a koramezozoós fácieszónák eloszlása alapján – Földtani Kutatás 27 (1) pp. 55-72.
- KUNAVÉR J.* (1961): Visokogorski Kras v Vzhodnih Julijskih in Kamniskih Alpah – Geografski Vestnik 33 pp. 95-135.
- KUNAVÉR J.* (1983): Geomorphology of the Kanin Mountains with special regard to the glaciokarst – Geografski zbornik XXII.(1) pp. 201-343.
- KUNAVÉR J.* (2009a): The nature of limestone pavements in the central part of the southern Kanin plateau (Kaninski podi) Western Julian Alps – In: Ginés A, Knez M, Slabe T, Dreybrodt W. (szerk.): Karst Rock Features. Karren Sculpturing Zalogba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna, Ljubljana, Carsologica, 9. pp. 299-312.
- KUNAVÉR J.* (2009b): Corrosion terraces, a megaausgleichsfläche on a specific landforms of bare glaciokarst – In Ginés A, Knez M, Slabe T, Dreybrodt W (eds): Karst Rock Features. Karren Sculpturing Zalogba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna, Ljubljana, Carsologica, 9. pp. 161-168
- LESS GY.* (1998): Földtani felépítés – In: Boross G (ed): Az Aggteleki Nemzeti Park, Mezőgazda, Budapest, pp. 26-66.
- LIPPMANN L., KISS K., MÓGA J.* (2008): Az Abaligeti-Orfűi karsztos felszínformák vizsgálata térinformatikai módszerekkel – Karsztfejlődés XIII. pp. 151-166.
- LOVÁSZ GY.* (1971): Adatok az Abaligeti-karszt geomorfológiai és hidrológiai jellemzéséhez – Földrajzi Értesítő XX(3) pp. 283-296.

- MAIRE R.* (1990): La haute montagne calcaire – Karstologia-Memoires 3 La Ravoire, 731 p.
- MANDL G., BRYDA G., KREUSS O., MOSER M., PAVLIK W.* (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet – Unpubl. final report to the Viennese Waterworks, Geologische Bundesanstalt, Wien, 225 p.
- MILJUSH P.* (1978): Tectonic framework and evolution of the Dinarides – Tectonophysics, 44 (1-4) pp. 321-344.
- MIOTKE, F.D.* (1968): Karstmorphologische Studien in der glazialüberformten Hohenstufe der Picos de Europe' Nordspanien. Jahrbuch der geographischen Gesellschaft zu Hannover Sonderheft, 4 161 p.
- PÉNTEK K., VERESS M., LÓCZY D.* (2007): A morphometric classification of solution dolines – Zeitschrift für Geomorph 51(1) pp. 19-30
- PÉNTEK K., VERESS M., SZUNYOGH G., DAZAMITS R., TENDELITS A.* (2000): A karsztos mélyedések morfometriájának függvénytani eszközökkel történő leírása – BDF Tudományos Közlemények, Szombathely 7 pp.73-96.
- PLAN L.* (2005): Karstwasserschutz und andere umweltrelevante Fragestellungen im Bereich der Schneeberg und Hochswab – Projektbericht.
- PLAN L., DECKER K.* (2006): Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau Eastern Alps, Austria – Zeits. f. Geomorph. N. F. 147 pp. 29-54.
- PLAN L., FILIPPONI M., BEHM M., SEEBACHER M., JEATTER P.* (2009): Constraints on alpine speleogenesis from cave morphology – A case study from the eastern Totes Gebirge (Northern Calcareous Alps, Austria). – Geomorphology 106 (1-2) pp. 118-129.
- SMART C.* (1986): Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. – Zeits. f. Geomorph. N. F. 30 (4) pp. 423-443.
- SMART C.* (2004): Glacierized and glaciated karst – In: Gunn J (edit.): Encyclopedia of Caves and Karst Science, Fitzroy-Dearborn, New York, London pp. 389-390.
- STEGENA L., GECZY B., HORVATH F.* (1975): Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin – Tectonophysics, v. 26 pp. 71-90.
- STEPIŠNIK U., FERK M., KODELJA B., MEDENJAK G., MIHEVC A., NATEK K., ŽEBRE M.* (2010): Glaciokarst of western Orjen, Montenegro – Cave and Karst Science 36(1) pp. 21-28.
- SWEETING, M.M.* (1973): Karst Landforms – Columbia University Press, New York, 362 p.

- TELBISZ T., MÓGA J., KÓSIK SZ.* (2009): A Pelsőci-fennsík digitális domborzat elemzése és töbör-morfometiriai jellemzése – *Karsztfejlődés XIV* pp. 121-137.
- TELBISZ, T., MARI L., SZABÓ L.* (2011): Geomorphological characteristics of the Italian side of Canin massif (Julian Alps) using digital terrain analysis and field observations – *Acta Carsologica* 40(2) pp. 255-266.
- USTASZEWSKI K., SCHMID SM., LUGOVIĆ B., SCHUSTER R., SCHALTEGGER U., BERNOULLI D., HOTTINGER L., KOUNOV A., FÜGENSCHUH B., SCHEFER S.* (2009): Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina – Implications for the collision of the Adriatic and European plates. *Lithos*, 108 (1-4) pp. 106-125.
- VERESS M.* (2016a): *Covered Karst* – Springer, Berlin, Heidelberg, New York 536 p. DOI 10.1007/978-94-017-7518-2
- VERESS M.* (2016b): Postglacial evolution of paleodepressions in glaciokarst areas of the Alps and Dinarides – *Zeitschrift für Geomorph* 60(4) pp. 343-358.
- VERESS M., PÉNTEK K.* (1996): Theoretical model of surface karstic processes – *Zeitschrift für Geomorph.* 4 pp. 461-476.
- 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.
- WALTHAM A.C., FOOKES P.G.* (2003): Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal Engineering Geology Hydrogeology* 36 pp. 101–118
- WALTHAM T., BELL F., CULSHAW M.* (2005): *Sinkholes and Subsidence.* Springer, Berlin – Heidelberg, 382 p.
- WILLIAMS P.W.* (1971): Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea – *Zeitschrift für Geomorph* 15 pp. 40-61
- WILLIAMS P.W.* (1983): The role of the subcutaneous zone in karst hydrology – *Journal Hydrology* 61 pp. 45-67.
- ZÁMBÓ L.* (1970): A vörösagyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt délnyugati részén –. *Földrajzi Közlemények* 94(18) pp. 281-293.
- ZÁMBÓ L.* (1986): Karsztvörösagyagok CO₂ termelés és a karsztkorrózió összefüggése – *A Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei I. sorozat Bányászat* 33/1-4 pp. 125-138.

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

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

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

**A MECSEKI KARSZT OLDÓDÁSOS- ÉS UTÁNSÜLLYEDÉSES
TÖBREINEK MORFOMETRIAI ELEMZÉSE**

**MORPHOMETRIC ANALYSIS OF DISSOLVED- AND
SUBSIDENCE DOLINES IN THE MECSEK KARST**

VETÉSI-FOITH SZILÁRD – KISS ZOLTÁN – GÁRDONYI ISTVÁN

ELTE-SEK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Földrajz Tanszék,
9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. szilard.vetesi@gmail.com,

Abstract: In this study we investigated the covered karst of the Mecsek, with a special focus on the subsidence and dissolved dolines. We analyzed the size, morphology, shape, orientation, type and density of the dolines in three different morphological environments. We suppose that, the parameters of the subsidence dolines are primarily determined by their morphologic environment. According to our findings, the most important property that influences doline development is the surface slope that significantly influences the partitioning of rainfall into runoff and infiltration and directs the seepage and the solution.

Keywords: Mecsek Mountains, covered karst, dissolved- and subsidence dolines, morphometric analysis, orientation

1. Bevezetés

A tanulmányban a mecseki utánsüllyedéssel rendelkező dolinák tulajdonságait vizsgáljuk három mintaterületen. A célból, hogy a morfológiai környezet (a hordozó formák, a felszín dőlése) és a dolinák fejlődése közti kapcsolathoz adatokat szolgáltatassunk.

A mecseki karsztról már a XX. század elejétől jelentek meg morfológiai és hidrológiai tanulmányok (SZABÓ 1940, 1957, 1963, LOVÁSZ 1971a, RÓNAKI 1970, HEVESI 2001, 2002, HOYK 2002, LIPPMANN et al. 2008, CZIGÁNY et al. 2008, KEVEINÉ et al. 2015, VERESS 2010, 2016). Mecseki karszt területéről megjelent publikációk főleg a barlangokkal foglalkoztak (BOKOR 1925, GEBHARDT, OPPER 1959, SZABÓ 1961, RÓNAKI 1962, 1970, 1971, VASS 1960, LOVÁSZ 1971b). A Mecsek-hegység talán leghíresebb barlangját, az Abaligeti-barlangot tudományos szempontból azonban már MYSKOWSKY (1905) vizsgálta, hírnevet adva ezzel a barlangnak.

A Mecsek-hegység legjellemzőbb felszíni karsztformáit a dolinákat, az egyes munkákban genetikailag egyformáknak tekintették. Ezek eltérő méretére LIPPMANN et al. (2008), eltérő korára pedig SZABÓ (1968) hívja fel a figyelmet. Genetikájukat tekintve VERESS (2010) tesz különbséget a

nagyméretű oldódásos dolinák és a kisebb méretű utánsüllyedéses töbrök között. *KEVEINÉ* és munkatársai (2015) szerint, a Mecsek-hegységben a dolinákra leginkább a körkörös forma jellemző, mivel az oldás még „nem elég fejlett rendszerben” zajlik. Emiatt a dolinák mélysége és a felszíni kiterjedésük (hosszúság, szélesség) között fordított arányosság van.

A felszíni pusztulásos karsztformák legelterjedtebb formaelemei a különböző töbrök, melyik mind genetikailag, mind morfológiailag nagy változatosságot mutatnak. Típusaik az alábbiak: oldódásos-, utánsüllyedéses-, szakadék- és átöröklődéses dolina (*SWEETING* 1973, *JENNINGS* 1985, *TRUDGILL* 1985, *WALTHAM, FOOKES* 2003, *WALTHAM* et al. 2005, *GUNN* 2004, *FORD, WILLIAMS* 2007).

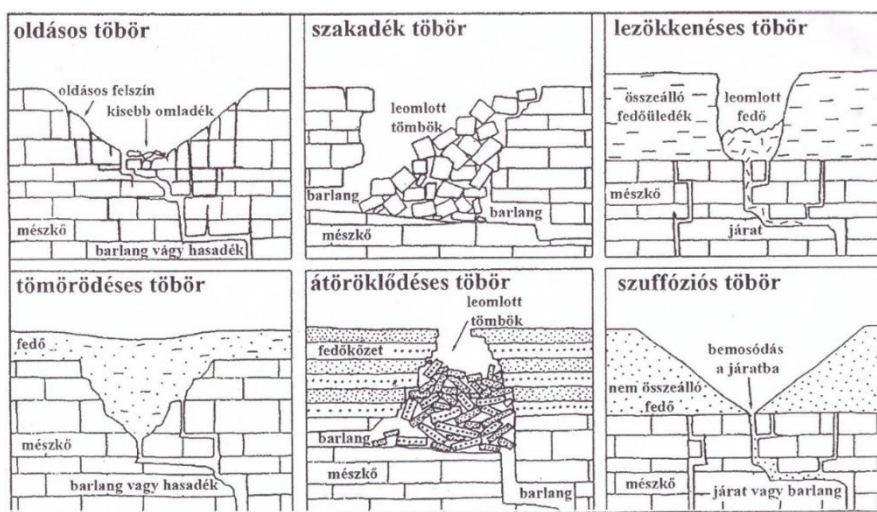
Az oldódásos dolinák (*1. ábra*) autogén karsztokon alakulnak ki. A hazai oldódásos dolinák (Mecsek-hegység, Bükk-hegység) a néhányszor 10 m és néhányszor 100 m közötti átmérővel rendelkeznek (*SZABÓ* 1963, 1968). Az oldódásos dolinákban utánsüllyedéses dolinák is létrejöhetnek, ha azok aljzatát különböző vastagságú fedőüledék fedi (*VERESS* 2010).

A szakadékdolinák kialakulhatnak talajtakaróval fedett, de csupasz karsztokon is, a karszt üregeinek beomlásával. Nagy méret, meredek oldallejtők illetve omlási halmok jellemzik e formákat (*1. ábra*).

Az átöröklődéses dolinák az eltemetett karsztok jellemző formái. Akkor képződnek, ha a karszt vízzáró fedője konszolidált, nem karsztos kőzet, a fekéjében pedig nagy az anyagihiány. Ekkor a karszt üregének a beomlásával az anyagihiány áterjed a fedőre (*1. ábra*).

WALTHAM, FOOKES (2003) és *WILLIAMS* (2004) az utánsüllyedéses dolinákknak három típusát különítik el. Ezek a lezökkenéses-, a szuffóziós-, és a tömörödéses dolina. E dolina típusok rejtett karszton (a fedő vízáteresztő) alakulnak ki.

Jóval kisebb formák, mint az oldásos dolinák, átmérőjük és mélységük csupán néhány méter. Meredek oldalú (függőleges) lezökkenéses töbrök képződik, ha a karszt fedője összeálló vagy részben összeálló kőzet. Mivel a fedő összeálló, azon omlás megy végbe, miután a fedőben lejátszódó anyagszállítás következtében abban üreg keletkezik (*WALTHAM* et al. 2005). Szuffóziós dolinák képződnek a nem összeálló fedőüledékekben. A depresszió a beszivárgó csapadékvíz által alakul ki oly módon, hogy a csapadékvíz a fedő anyagát a karszt üregeibe, járataiba szállítja főleg szuffózióval, emiatt oldallejtőik lankásabbak. A tömörödéses dolinák az idősebb depressziókat kitöltő anyag tömörödésével jönnek létre.



1. ábra: A töbrök típusai (WILLIAMS 2004)
 Fig. 1: Doline types (WILLIAMS 2004)

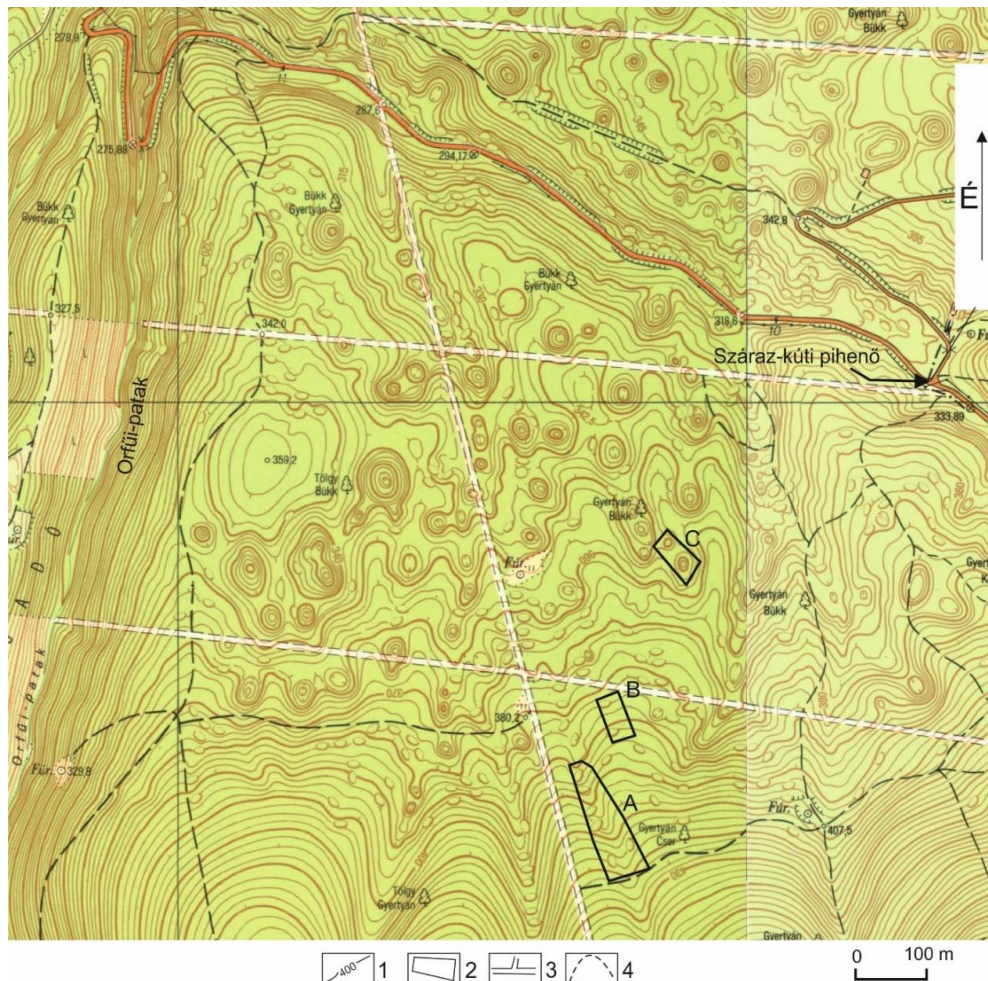
2. Kutatási terület

Adatgyűjtést a Mecseki karszt Orfői részén folytattunk. Az Orfői-karszt felszíni karszt képződményei, a Szuadó-völgy és az Orfői-patak völgye, valamint a Zsidó-hegy – Száraz tó – Bödös-kút közötti vonal által határolt 350-420 m tszf-i magasságú felszínen helyezkednek el. Fedett karszt, fedője lösz, karsztos fekü közete középső triász (anizuszi) mészkő (VADÁSZ 1935). Felszíni formái az átöröklődéses völgyek, az oldódásos- és utánsüllyedéses dolinák.

3. Eszközök és módszerek

Terepbejárásaink során az utánsüllyedéses dolináknak morfológiai környezetük szerint három csoportját különítettünk el, melyek az alábbiak:

- völgytalpon elhelyezkedő utánsüllyedéses töbrökből álló töbrösor (A jelű terület),
- enyhe lejtési térszínen elszórtan elhelyezkedő utánsüllyedéses töbrök (B jelű terület),
- nagyméretű oldódásos dolinában és annak környékén elhelyezkedő utánsüllyedéses töbrök (C jelű terület).



2. ábra: Kutatási területek az Orfű-karszton
 Jelmagyarázat: 1: szintvonal, 2: kutatási terület, 3: út, 4: erdészeti út
 Fig. 2: Research areas in the Orfű-karst
 Legend: 1: contour line, 2: research area, 3: road, 4: forest road

3.1. Térképek készítése

A vizsgált területek közül az 'A' és a 'B' jelű területekről síkrajzi-, a 'C' jelű területről domborzatrajzi térképet készítettünk, 1:400-as méretarányban, helyi rendszerben. A térképeken helyzethűen feltüntettük mind az utánsüllyedéses- mind az oldódásos dolinákat. A dolinákban jelekkel ábrázoltuk a dolinák formaelemeit, ahol ez szükséges volt. A térképeken ábrázolt dolinákat sorszámmal láttuk el, majd felmértük a morfológiai jellem-

zöiket. A síkrajzi térképeken feltüntettük továbbá a hordozó területek lejtésének irányát. A függőleges tagoltság ábrázolása érdekében a 'C' jelű terület óriásdolináiról és az azokban elhelyezkedő utánsüllyedéses töbrökről szintvonalas térképet készítettünk. Ezeken szintén feltüntettük mind az oldódásos mind az utánsüllyedéses dolinák helyét, méreteit és jellegzetes formaelemeket.

A síkrajzi térképek elkészítéséhez szükséges adatok felmérése (irányszög, távolság) tájolóval, illetve egy Leica Disto D5 típusú lézeres távmérő segítségével történt. A szintvonalas térkép készítéséhez szükséges méréseket teodolittal végeztük. A domborzati térképen a szintvonalakat 1 m-es sűrűséggel szerkesztettük ki. A tengerszint feletti magasság meghatározására minden esetben GPS-t használtunk.

3.2. Adatgyűjtés a morfológiai elemzéshez

Mind az utánsüllyedéses, mind az oldódásos dolinák adatainak (ld. alább) segítségével morfológiai elemzést végeztünk kialakulásuk és fejlődésük jobb megértéséhez. A dolinák paramétereinek vizsgálatához lejtőmérőt, és lézeres távmérőt használtunk. A 3 vizsgálati területen összesen 49 db dolina felmérésére került sor, melyeknek az alábbi paramétereit mértük:

- hosszabbik tengely mérete és az északi iránnyal bezárt szöge,
- rövidebbik tengely hossza,
- a dolina mélysége.
- a határoló oldallejtők lejtőszöge.

Az így mért (illetve a szerkesztett térképekről leolvasott) adatokból a dolinák az alábbi morfológiai jellemzőit számítottuk, felhasználva WILLIAMS (1971, 1972a, 1972b) által használt képleteket:

- megnyújtottsági arány (D), ami a dolina leghosszabb és legrövidebb átmérőjének hányadosa,
- alak (O), ami a dolina leghosszabb átmérőjének és mélységének hányadosa,
- átlagos átmérő ($D_{\text{át}}$), ami a leghosszabb és legrövidebb átmérő átlaga,
- dolinasűrűség (ρ), ami az egységnyi területen levő dolinák száma,
- dolinaterület (T), ami a dolina térképi területének a nagysága,
- dolinafelület (A), ami a dolina kúppalástartal helyettesített oldallejtőinek a területe.

3.3. Iránygyakorisági vizsgálat

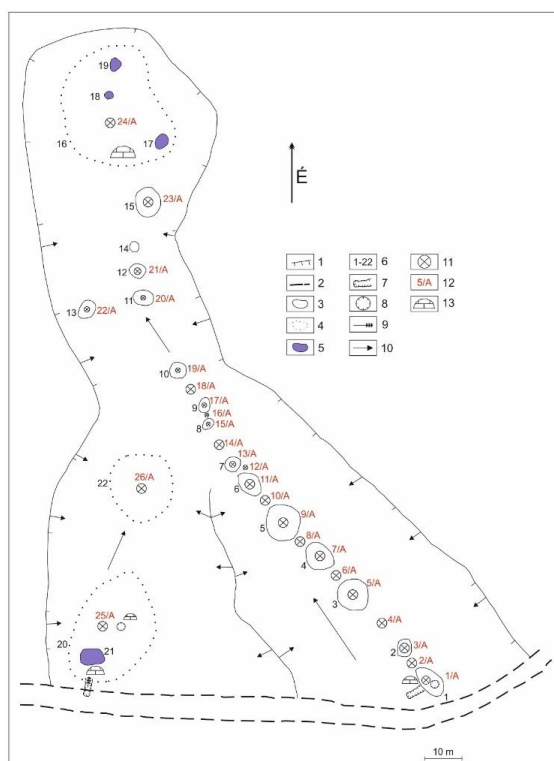
A felmért adatokból elkészítettük mindhárom vizsgált területen előforduló utánsüllyedésses és oldódásos dolinák hosszabbik tengelyének az iránygyakoriságát, majd összehasonlítottuk a lejtő dőlésének irányával, illetve a hegység jellemző szerkezeti irányjaival.

4. Eredmények

4.1. Az 'A' jelű terület jellemzése

Az 'A' jelű terület, amelyet síkrajzi térképen mutatunk be, egy epigenetikus fővölgy egy részletére és egy abba csatlakozó mellékvölgyre terjed ki. A mérési terület határait e két völgy pereme jelölte ki. Fővölgynek az oldódásos dolinákat magába foglaló völgyet tekintjük, mert e völgy kialakulása valószínűleg korábban kezdődött meg és ment végbe, mint a csak utánsüllyedésses dolinákat magába foglaló mellékvölgyé. A fővölgy a mélyebb. Az összecsatlakozás után a völgyrész az oldódásos dolinákat magába foglaló völgy irányát őrizte meg (3. ábra).

A terület utánsüllyedésses és oldódásos dolinái egy kivétellel (13. jelű töbör) völgytalpon képződtek. Az utánsüllyedésses dolinák többségének megnyúltsága a völgy irányát követi, vagy kevéssel tér el attól. A lezökkenésses dolinák előfordulhatnak szuffóziós dolinák talpán is. Ennek ellenére a mintaterületre elsősorban a szuffóziós dolinák jellemzőek. Lezökkenésses dolina említhető a 20 jelű oldódásos- és az 1 jelű szuffóziós dolinákból (3, 4. ábrák). Ezekhez a dolinákhoz az erdészeti útról eróziós árok vezet (3. ábra), így több vizet kapnak, emiatt a fedőben nagyobb anyaghiány jön létre, ami kedvező feltételeket teremt a lezökkenésses töbrök kialakulására. Ezen a helyeken a nagymértékű anyagszállítás miatt az alapkőzet is előbukkan.



3. ábra: Az 'A' jelű terület 1:400 méretarányú síkrajzi térképe

Jelmagyarázat: 1: völgy, 2: erdészeti út, 3: utánsüllyedékes dolina (oldódásos dolinán kívüli), 4: oldódásos dolina, 5: hordozott utánsüllyedékes dolina, 6: a töbör száma, 7: eróziós árok, 8: fiatal lezökkenékes dolina, 9: tömegmozgás, 10: lejtésirány, 11: mintavételi hely, 12: a minta száma, 13: alapkőzet előbukkanás

Fig. 3: The planimetric map (1:400 scale) of the area 'A'

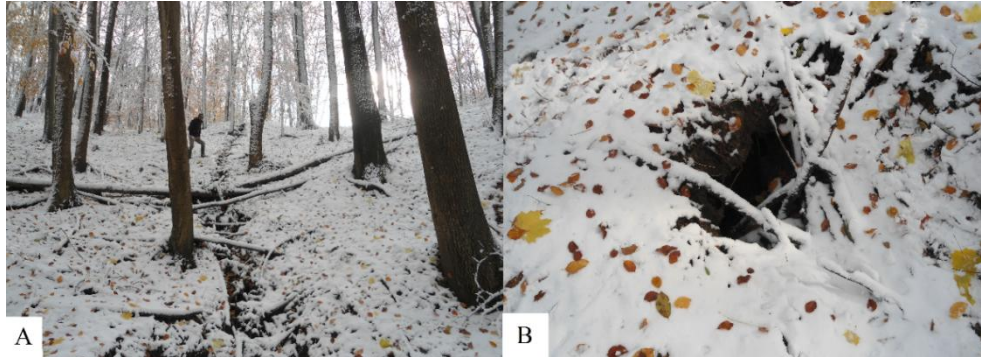
Legend: 1: valley; 2: forestry road; 3: subsidence doline (outside of the dissolved doline); 4: dissolved doline; 5: carried subsidence doline; 6: number of the doline; 7: erosional cut; 8: juvenile dropout doline; 9: mass movement; 10: inclination of the surface; 11: sampling spot; 12: number of the sample; 13: bedrock on the surface

I. táblázat
Table I.

Az 'A' jelű terület töbreinek morfolometriai paramétereit
Morphometric parameters of the dolines in the area 'A'

Töbör sorszáma	d_1 (m)	d_2 (m)	m (m)	r (m)	D	O	$D_{\text{át}}$	T (m ²)	A (m ²)
Átlag ¹ n=21	5,8	4,5	1,7	3,1	1,3	3,5	5,1	24,8	29,5
Átlag ² n=3	30,0	20,2	7,4	14,6	1,5	4,2	25,1	516,7	604,9

Megjegyzés: ¹: utánsüllyedékes dolina; ²: oldásos dolina
Note: ¹ subsidence doline; ² dissolved doline

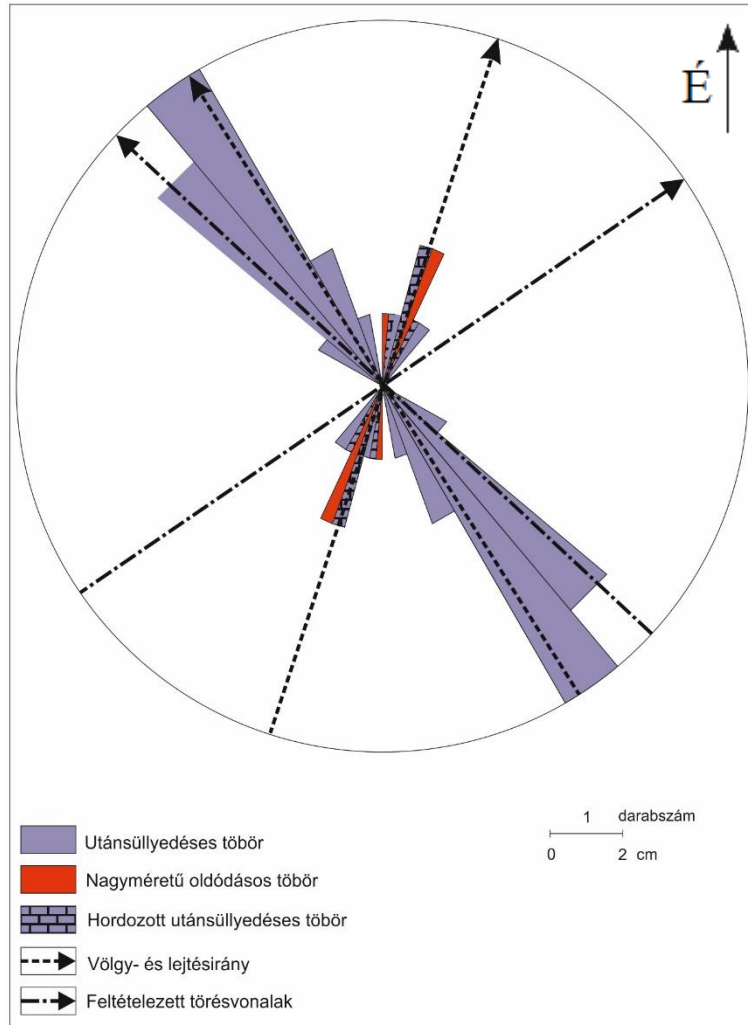


4. ábra: A 20-as jelű oldódásos dolina lejtőjén képződött meder (A) és a talpán képződött fiatal lezökkenéses töbrök (B)
 Fig. 4: Channel in the slope (A) and a juvenile dropout doline on the floor of the number 20 dissolved doline (B)

Az 'A' jelű terület utánsüllyedékes dolináira a megnyúltság jellemző. Kivételt képeznek a 3, 10, 12, 18-as jelű töbrök, melyek megnyúltsági aránya kevéssel haladja meg az 1-es megnyújtottsági arány értéket. Ezek alaprajzban körhöz hasonlóak. Alakjuk viszonylag nagy, oldallejtőik lankásak.

Az 'A' jelű terület oldódásos dolináira is nagyobb megnyúltság jellemző. Átlagos alakjuk az utánsüllyedékes dolinák alakjánál nagyobb, ezért összességében oldallejtőik az utánsüllyedékes dolinákéhoz képest lankásabbak. Területi és felületi értékeik – méretükből fakadóan – jóval nagyobbak az utánsüllyedékes dolinákénál.

A vizsgált területen a sűrűség 2,44 dolina/1000 m². E figyelemremélhetően magas érték összhangban van a korábbi töbrösűrűséget vizsgáló tanulmányokkal (LIPPMANN et al. 2008, HOYK 2002). Némi eltérés azért tapasztalható, mert az említett tanulmányok a dolinamentes felszínekkel is számolnak, míg jelen tanulmány mintaterületeit épp a nagy dolinasűrűség alapján választottuk. A dolinák területét a mérési terület nagyságához viszonyítva kiderül, hogy bár a dolinák sűrűn helyezkednek el, a mérési területnek mindösszesen 28,4 %-át teszik ki. Ebből a dolinák kicsi méretére lehet következtetni.



5. ábra: Az 'A' jelű terület töbreinek orientációi

Jelmagyarázat: 1: utánsüllyedéses töbör, 2: oldódásos töbör, 3: hordozott utánsüllyedéses töbör, 4: völgy és lejtésirány, 5: feltételezett törésvonalak Lovász (1971b)

Fig. 5: Orientation of the dolines in the area 'A' Legend: 1: subsidence doline; 2: dissolved doline; 3: carried subsidence doline; 4: inclination of the surface and the valley; 5: theoretical fractures according to Lovász (1971b)

A terület lejtésének iránya 328° illetve 21° . A két lejtésirány két eltérő völgyet jelöl (a völgyek iránya kijelöli a talp dőlésirányát). A dolinák hossz-tengelyeinek irányai 301° - 40° -ig terjedő intervallumba esnek. Az utánsüllyedéses dolinák megnyúltsága a terület lejtésének irányával (ami egyben a völgy irányát is jelenti) nagyjából megegyező, valamint egyező a területen valószínűsíthető törésirányok egyikével, az ÉNy-DK-i irányúval

(LOVÁSZ 1971b, 5. ábra). Megállapítható tehát, hogy az oldódásos dolinán kívül eső utánsüllyedéssel töbrök irányultságát és így valószínűleg képződését a lejtésirány és a törésirány együttesen befolyásolta. Az ÉK-DNy-i irányú feltételezett törésirányhoz képest azonban az utánsüllyedéssel dolinák hossz tengelyének irányultsága nem illeszkedik, valószínűleg azért, mert ilyen irányú törések a vizsgált területen hiányoznak.

Az 'A' jelű terület utánsüllyedéssel dolináira a völgy kétféle módon is hat. Egyrészt a völgy területére, sőt a környező térszínre hullott csapadék a völgytalpra koncentrálódik, másrészt a völgytalp irányítja a felszíni víz-áramlást, ezáltal meghatározza a beszivárgási irányokat és így az utánsüllyedéssel dolinák megnyúltságát és megnyúltsági irányát

4.2. A 'B' jelű terület jellemzése

A 'B' jelű terület (6. ábra) egy erdészeti utakkal részben lehatárolt enyhe lejtésű terület. A dolinák itt két helyre összpontosulnak.

A 2. számú csoport utánsüllyedéssel dolináira (5-11 jelű dolinák) mind méretük mind mélységük mind irányuk tekintetében a nagy változottság jellemző. Itt található a vizsgálati terület két legkisebb kiterjedésű és egyben legkisebb mélységgel rendelkező dolinája (9, 10 jelű dolina) de a legnagyobb és egyben legmélyebb is (5. jelű dolina). Hossz tengelyeiknek iránya is nagymértékben eltér egymástól.

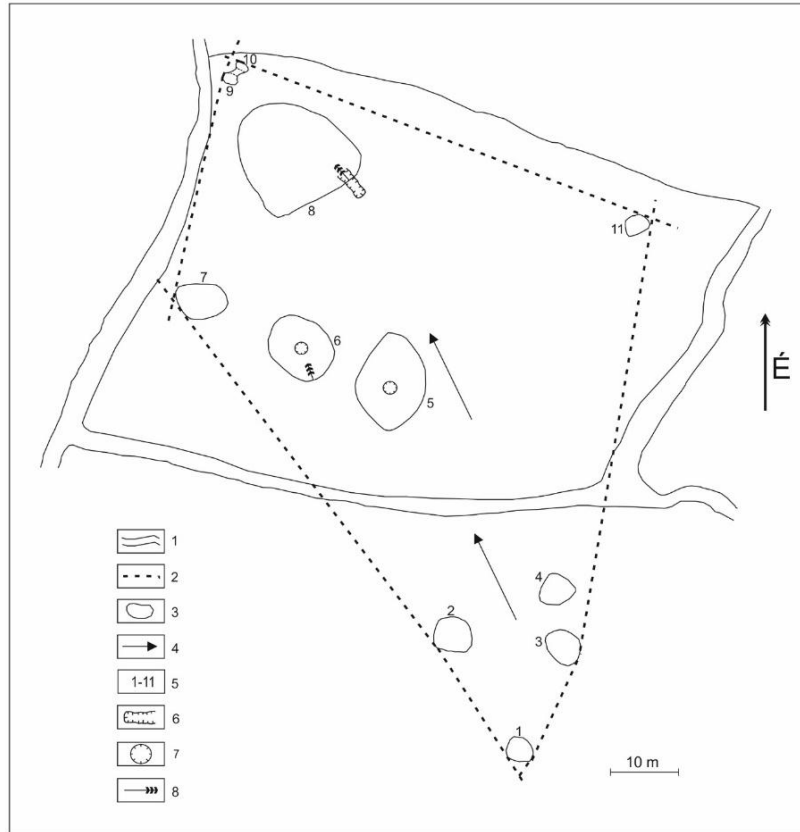
Az 1. számú csoport dolinái (1-4 jelű dolinák) közel egyforma méretűek és mélységűek, irányuk hasonló, vagy kevéssel térnek el egymástól. Alaprajzban körhöz hasonlóak.

II. táblázat
Table II.

A 'B' terület dolináinak morfológiai paraméterei
Table II: Morphometric parameters of the dolines in the area 'B'

Töbör sor- száma	d_1 (m)	d_2 (m)	m (m)	r (m)	D	O	$D_{\text{át}}$	T (m ²)	A (m ²)
Átlag n=11	7,6	6,4	1,7	3,9	1,2	4,5	7,0	53,5	59,7

A 'B' jelű terület utánsüllyedéssel dolináira kevésbé jellemző a megnyúltság (II. táblázat). Az 1. jelű csoport töbreinek (1-4 töbör) megnyújtottsági aránya 1,1-nél nem nagyobb. A második csoport töbrei közül csak 2 db dolina (5,7 jelű) rendelkezik kiugró megnyújtottsággal és ugyancsak két db magas alak értékkel (9, 5. jelű dolina). E dolinák oldalainak lejtőszöge kisebb.

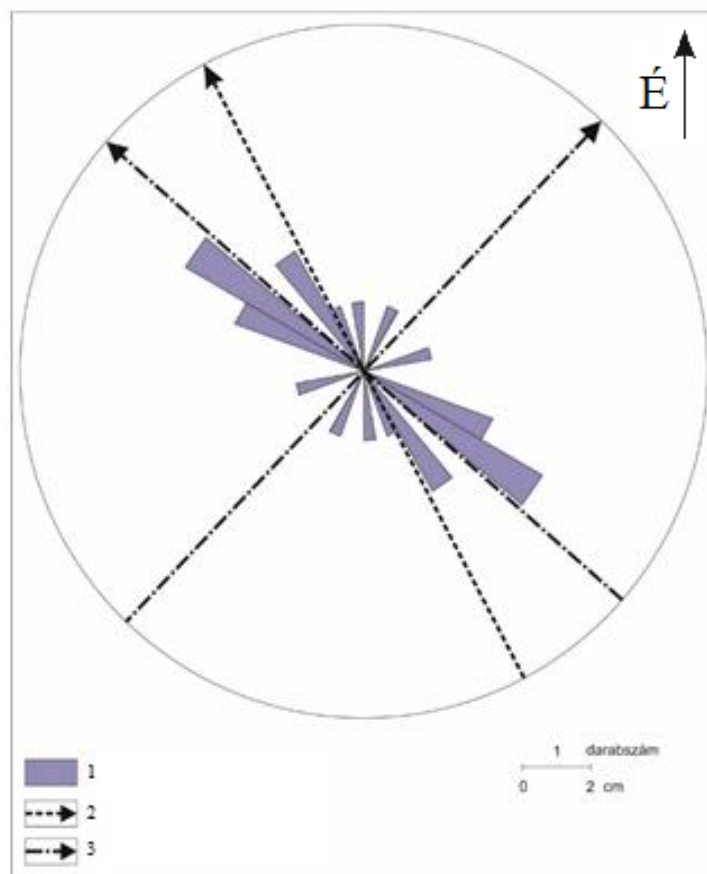


6. ábra: A 'B' jelű terület 1:400 méretarányú síkrajzi térképe
 Jelmagyarázat: 1: erdészeti út, 2: a vizsgálati terület, 3: utánsüllyedéses dolina, 4: lejtésirány, 5: a dolina sorszáma, 6: eróziós árok, 7: lezökkenéses töbör, 8: tömegmozgás
 Fig. 6: The planimetric map (1:400 scale) of the area 'B'; Legend: 1: forestry road; 2: research area; 3: subsidence doline; 4: inclination of the surface 5: number of the doline; 6: erosional cut, 7: dropout doline) 8: mass movement;

A 'B' jelű terület dolinái a mérési terület kevesebb, mint 15%-át teszik ki. Az 1000 m²-re jutó dolinaszám magas, ez a dolinák kicsi méretére utal.

A területen összesen 11 db töbör iránygyakorosságát vizsgáltuk, ezek mindegyike utánsüllyedéses töbör. A töbrök egy részének a hosszabbik tengelye az egyik feltételezett törésiránnyal (ÉNy-DK), a másik részének a hosszabbik tengelye a felszín dőlésirányával mutat jó egyezést (7. ábra). Valószínűleg mindkét tényező befolyásolta a dolinák irányultságát. A lejtésirány azért, mert kijelöli a felszínen lefolyó víz irányát és így az elszivárgás irányát is a fekün. Ugyanakkor néhány töbör egyik fentebb említett iránnyal sem esik egybe. Ez arra utal, hogy mind a felszíni vízlefolyás, mind a fekün az oldódás részben független a fenti kontrolláló tényezőktől. A felszíni víz-

lefolyás különösen akkor, ha a felszínen nincs olyan forma (pl. völgy, oldódásos dolina), amely irányítja és a talpra koncentrálna a felszíni lefolyást.



7. ábra: A 'B' jelű terület töbreinek orientációi

Jelmagyarázat: 1: utánsüllyedéses töbör, 2: lejtésirány, 3: feltételezett törésvonalak (Lovász 1971b)

Fig. 7: Orientation of the dolines in the area 'B' Legend: 1: subsidence doline; 2: inclination of the surface; 3: theoretical fractures according to Lovász (1971b.)

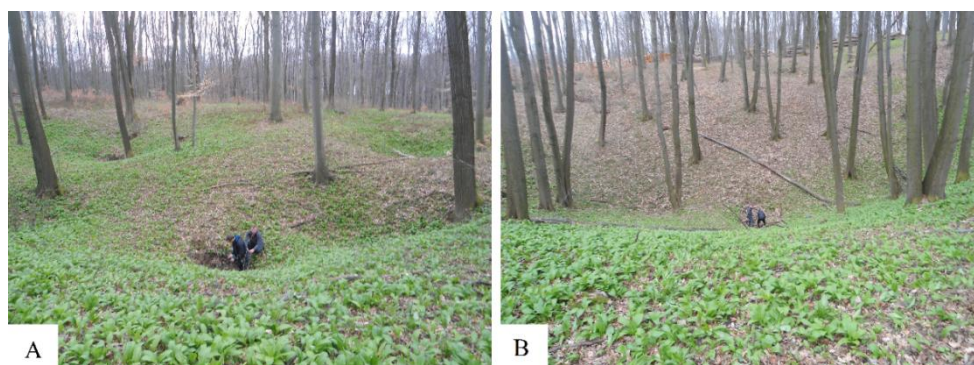
4.3. A 'C' jelű terület jellemzése

A 'C' jelű területen két oldódásos dolina összenövésével kialakult uvala és az azt körülvevő utánsüllyedéses dolinák fordulnak elő.



8. ábra: A 'C' jelű terület 1:400 méretarányú szintvonalas térképe
 Jelmagyarázat: 1: szintvonal, 2: a vizsgálati terület, 3: oldódásos dolinán kívüli utánsüllyedékes dolina, 4: oldódásos dolina, 5: hordozott utánsüllyedékes dolina, 6: eróziós árok, 7: lezökkenésses tőbör, 8: tömegmozgás, 9: a mintavétel helye, 10: a minta száma, 11: alapkőzet előbukkanás, 12: két tőbör közötti nyereg, 13: a tőbör száma
 Fig. 8: The contour map (1:400 scale) of the area 'C' Legend: 1: contour line; 2: research area; 3: subsidence doline (outside of the dissolved doline); 4: dissolved doline; 5: carried subsidence doline; 6: erosional cut; 7: dropout doline; 8: mass movement; 9: sampling spot; 10: number of the sample; 11: bedrock on the surface; 12: saddle between two dolines; 13: number of the doline

Az uvalát alkotó két oldódásos résztőbör fejlettsége különböző. A két részdolinában a tőborsűrűség eltérő. A valószínűleg fiatalabb (ennél fogva kevésbé mély és lankásabb oldallejtőjű) oldódásos dolina (15. jelű) oldallejtőjén több ú.n. hordozott utánsüllyedékes dolina található (8. ábra, 9. ábra), mint az idősebb (mélyebb) oldódásos dolinában. Utóbbinak, amelynek az oldallejtői nagyobb dőlésűek, csak talpán található két hordozott utánsüllyedékes tőbör (13, 14-es jelű dolina) (9. ábra). A fejlettebb oldódásos dolina peremén túl több utánsüllyedékes tőbör alakult ki (9-12. jelű dolina).



9. ábra: A 15-ös számú oldódásos dolina hordozott utánsüllyedései (A), a 16-os számú oldódásos dolina talpán lévő két hordozott utánsüllyedései (B)
 Fig. 9: The carried subsidence dolines of the number 15 dissolved doline (A), and two carried subsidence dolines on the floor of the number 16 dissolved doline (B)

Mindkét oldódásos dolinához egy-egy eróziós árok vezet. Ezeken a helyeken a nagymértékű anyagszállítás miatt felszínre bukkan az alapkőzet. Omlással kialakult járat (vagy lezökkenései dolina) csak egy helyen (4-es jelű) talpán van jelen.

A 15-ös jelű oldódásos dolina hordozott- és peremén túl lévő utánsüllyedései kevésbé megnyúltak. Ha mégis, akkor a hossz tengelyük iránya az oldódásos töbör legmélyebb pontja felé irányul. A 16-os jelű oldódásos dolina hordozott- és peremi helyzetű töbrei kettő kivételével (12-es és 9-es jelű dolina) ugyancsak a lejtésirányba, azaz az oldódásos töbör középpontja felé megnyúltak. Közülük a 12-es jelű dolina alaprajzban körhöz hasonló, megnyújtottsági aránya kicsi, míg a 9-es jelű dolina Utóbbi a lejtésirányra merőleges nyújtottsággal rendelkezik.

III. táblázat
 Table III.

A 'C' terület töbreinek morfológiai paraméterei
 Morphometric parameters of the dolines in the area 'C'

Töbör sorszáma	d_1 (m)	d_2 (m)	m (m)	r (m)	D	O	$D_{\text{átl}}$	T (m ²)	A (m ²)
Átlag ¹ n=14	4,7	3,4	1,1	2,3	1,4	4,3	4,0	14,9	17,0
Átlag ² n=2	45,6	30,3	5,4	19,8	1,6	10,2	38,0	1139,7	1190,5

Megjegyzés: ¹: utánsüllyedései dolina; ²: oldódásos dolina
 Note: ¹subsidence doline; ²dissolved doline

A 'C' jelű területen található hordozott- és óriásdolinán kívüli utánsüllyedéses dolináira szintén a megnyúltság jellemző. Megnyújtottsági arányuk 1,1 és 1,9 értékek között váltakozik (*III. táblázat*). Alakjukat tekintve kis mélységgel és kicsi átmérővel rendelkeznek. Oldallejtőik ugyan ezen terület oldódásos dolináihoz képest lankásabbak.

A szintvonalas térképen ábrázolt oldódásos dolinák megnyújtottsági aránya jelentős. Különösen magas ez az érték a 15-ös jelű oldódásos töbrőnél. E töbrő alak értéke is meghaladja a másik (16-os jelű) oldódásos dolina alak értékét. Az oldódásos dolinák lejtői kevésbé meredek, mint az e területen előforduló utánsüllyedéses- és hordozott utánsüllyedéses töbröké.

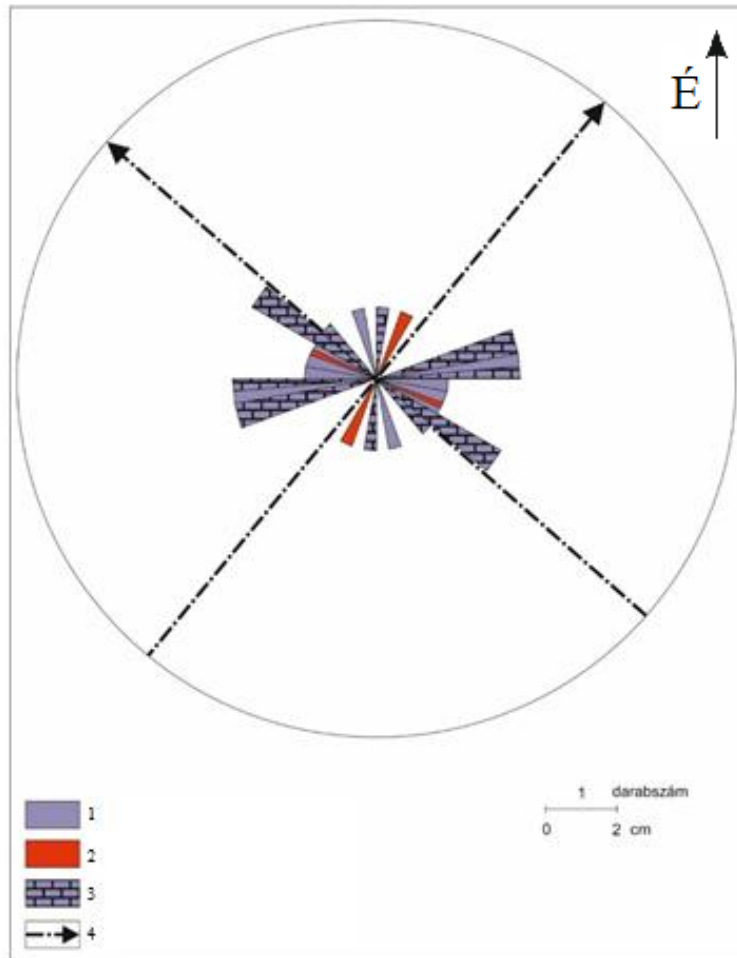
A 'C' jelű terület dolináinak átlagos megnyúltsága nagy. Ugyanitt az átlagos alak is nagy. Ez az oldódásos dolinák igen nagy alak értékeire (10,1) vezethető vissza. A dolinasűrűség igen magas. E terület dolinái a mérési területnek több mint felét teszik ki, ami az oldódásos dolinák nagy méretéből fakad.

A területen összesen 16 dolinát vizsgáltunk, ezek közül 2 oldódásos dolina és 14 utánsüllyedéses dolina. Utóbbiak közül 8 hordozott utánsüllyedéses dolina.

Az ábrán nem szerepel lejtésirány. Ezt az indokolja, hogy a területen a dőlésirányok változatosak: a felszín mérési terület szélétől az oldódásos dolinák középpontja felé dől (*7, 9. ábrák*). A hossz tengelyek irányainak eloszlása éppen ezért rendszertelen, mert mindegyik utánsüllyedéses és hordozott utánsüllyedéses dolina más és más irányba lejtő területen képződött (*10. ábra*). Mégis kiemelhető 3 db irányszög-tartomány ($71^\circ-80^\circ$, $81^\circ-90^\circ$, $301^\circ-310^\circ$), melyekbe több utánsüllyedéses dolina is tartozik.

Az 1, a 2. és a 9. jelű utánsüllyedéses dolina kivételével mindegyik dolináról megállapítható, hogy a lejtésiránnyal megegyező a hossz tengelyeknek az irányultsága. Az 1, a 2. és a 9. jelű dolinák hossz tengelye a lejtésirányra közel merőleges. Mindegyik utánsüllyedéses dolinára igaz, hogy aszimmetrikus hosszmetsetűek legmélyebb pontjuk a hozzájuk legközelebb eső oldódásos dolina talppontjához közelebb található.

A 'C' jelű területen az utánsüllyedéses dolinák morfológiai jellemzői nagymértékben függenek az oldódásos dolinák morfológiai jellemzőitől. Az utánsüllyedéses dolinák megnyúltságának iránya változatos, mert az oldódásos dolina különböző dőlésirányú lejtőin alakultak ki. Ezáltal az oldódásos dolina felelős az utánsüllyedéses töbrök megnyúltságáért és aszimmetriájáért is.



10. ábra: A 'C' jelű terület töbreinek orientációi
 Jelmagyarázat: 1: utánsüllyedékes töbör, 2: oldódásos töbör, 3: hordozott utánsüllyedékes töbör, 4: feltételezett törésvonalak (Lovász 1971b)
 Fig. 10: Orientation of the dolines in the area 'C' Legend: 1: subsidence doline; 2: dissolved doline; 3: carried subsidence doline; 4: theoretical fractures according to Lovász (1971b)

5. Eredmények

A három mérési terület (A,B,C) oldódásos- és utánsüllyedékes töbreinek vizsgálatából az alábbiak állapíthatók meg:

Az utánsüllyedékes töbröket magába foglaló felszíni formáknak (völgy, oldódásos töbör, közel sík felszín) nagy szerepük van az utánsüllyedékes dolinák elterjedésére és morfológiájára. Völgytalpi helyzetben sűrűbben fordulnak elő utánsüllyedékes dolinák (3. ábra). Ez arra vezethető vissza, hogy a völgy a területére érkező csapadékvíz a talpra kon-

centrálódik, ami a fekü nagyobb mértékű oldódását eredményezi. A völgytalpon kialakult utánsüllyedékes és oldódásos dolinák hossz tengelyeinek iránya a völgytalp lejtésirányát követi, vagy kevéssel tér el attól (5. *ábra*). E töbrök megnyúltsága viszonylag nagy, egyenletesen meredek oldalfalúak, közepes átmérőjűek és mélységűek (I. *táblázat*). Kereszt- és hosszszelvényben szimmetrikusak.

Enyhe lejtésű területen, ahol nincs hordozó – utánsüllyedékes dolinákat magába foglaló – felszíni forma, az utánsüllyedékes dolinák kevésbé megnyúltak. Alaprajzban inkább körhöz hasonlítanak (6. *ábra*). Ezen mérési eredmények, hasonlóak a KEVEINÉ et al. (2015) által tapasztaltakkal. Hossz tengelyeik iránya nem minden esetben egyezik meg a terület lejtésének irányával (7. *ábra*). Átlagosan mélyebbek, mint a völgytalpon képződött utánsüllyedékes dolinák (II. *táblázat*). Határoló lejtőik egyenletes dőlésűek, kereszt- és hosszszelvényben egyaránt szimmetrikusak.

A 'C' jelű területen az utánsüllyedékes töbrök sűrűsége a két oldódásos részdolinában különböző. A kisebb, lankásabb oldalú oldódásos dolina oldallejtőjén több hordozott utánsüllyedékes dolina található, mint a nagyobb lejtésű oldódásos dolina oldallejtőjén (8. *ábra*, 9. *ábra*). Míg a meredek oldalú oldódásos dolinákhoz viszont a környezetében gyakoriak az utánsüllyedékes dolinák. A 'C' jelű területen az utánsüllyedékes töbrök uralkodóan az azokat magába foglaló oldódásos dolinák középpontja felé megnyúltak, vagy néhány esetben merőlegesek a lejtésirányra (10. *ábra*). Mélységük és kiterjedésük a másik két mérési területhez (A, B) képest kisebb (III. *táblázat*). Határoló lejtőik nem egyforma dőlésűek. Az oldódásos dolina középpontja felé eső lejtőik jóval meredekebbek, mint a töbör pereme felé eső lejtőik. Ez azonban csak abban az esetben igaz, ha az utánsüllyedékes töbör az oldódásos töbör középpontja felé megnyúlt, ha erre az irányra merőleges kifejlődésű, akkor nem.

A három mérési terület utánsüllyedékes dolinái közül a 'C' jelű terület dolinái rendelkeznek a legkisebb átmérő (hossz, kereszt) és mélység értékekkel. Megnyújtottsági arányuk viszont ezeknek a legnagyobb. Az 'A' és 'B' terület utánsüllyedékes dolináinak átlag mélység értéke megegyezik. Utóbbi (B jelű) mérési terület utánsüllyedékes dolinái rendelkeznek a legnagyobb átmérő értékekkel. E különbség a két mérési (A, B jelű) terület eltérő átlagos alak értékében is megmutatkozik. A dolinák területe és felülete a 'B' jelű mérési területen a legnagyobb, a 'C' jelű területen a legkisebb. A dolinasűrűség mindhárom kutatási területen feltűnően magas, mely jó egyezést mutat a korábbi kutatások eredményeivel (LIPPMANN et al. 2008, HOYK 2002).

6. Következtetések

Az utánsüllyedékes dolinák kialakulásának helyét a fekü szerkezete (a törések helye és iránya), valamint a felszínen a vízáramlás helye és iránya szabja meg. Az utánsüllyedékes dolinák a nagyobb mélyedések által befolyásolt vízáramlási helyek mentén és a víz összefolyásoknál alakulnak ki.

Az utánsüllyedékes dolinák méreteire, morfológiájukra, alakjukra, irányukra, sűrűségükre, de akár típusukra is hatással lehet, hogy azok milyen morfológiai környezetben jöttek létre. A különböző morfológiájú környezettel (völgy, oldódásos dolina, közel sík felszín) rendelkező utánsüllyedékes dolinák morфомetriai paraméterei különböznek. E felszíni formák koncentrálnak a területükre érkező víz lefolyását, ezáltal e formák területén a fekü oldódására is hatást gyakorolnak. Ezzel hozzájárulnak a különböző morfológiai környezetű dolinák eltérő morфомetriai paramétereinek létrejöttéhez. Az utánsüllyedékes dolinákat hordozó terület lejtőszöge és az utánsüllyedékes dolinák megnyúltsága között egyenes arányosság van. Minél nagyobb a lejtőszög, annál megnyúltabbak a dolinák. Ahol a terület lejtése elhanyagolhatóan kicsi (B jelű terület) ott a beszivárgás nem irányított, a létrejött dolinák mélyebbek és megnyúltságuk nem jelentős.

Völgy esetében a víz a talpra koncentrálódik, ezért a völgytalpon dolinasor alakul ki. De a völgy által irányított felszíni vízáramlás és elszivárgás az utánsüllyedékes dolinák megnyúltságára is hatással van. Míg az oldódásos dolina esetében a víz a dolina talppontja felé áramlik, emiatt aszimmetrikusak lesznek a lejtők utánsüllyedékes dolinái hosszmetsetük mentén. Az is megállapítható, hogy az oldásos dolinákban nagy lejtőszögnél (miután a víz nagyobb eséllyel folyik le a felszínen és kisebb az esély a beszivárgásra) nem, kis lejtőszögnél viszont kialakulnak utánsüllyedékes dolinák.

IRODALOM

- BOKOR E.* (1925): Az Abaligeti-barlang. – Földrajzi. Közlemények. 53. pp. 105-140
- CZIGÁNY, S., LOVÁSZ G., FODOR I.* (2008): Additional data on the mapping of the Western Mecsek Karst area, Southern Hungary. In: *LÓCZY D., TÓTH J., TRÓCSÁNYI A.* (eds.): Geographia Pannonica Nova 3. Progress in Geography in the European Capital of Culture 2010. Imedias Publisher, Pécs, pp. 241-248.
- FORD, D. C., WILLIAMS, P.W.* (2007): Karst Hidrology and Geomorphology - John Wiley Sons Ltd, Chicester 562 p.

- GEBHARDT A., OPPER S.* (1959): Az Abaligeti-barlang. – Pécs, B. M. Idegenforgalmi hivatal
- GUNN, J.* (2004): Fluviokarst. – In: *GUNN, J.* (ed.): Encyclopedia of Caves and Karst Science. Taylor and Fitzroy Dearborn, London, New York, pp. 363-364.
- HEVESI A.* (2001): A Nyugat-Mecsek felszíni karsztosodásának kérdései – Karsztfejlődés VI., pp. 103-111.
- HEVESI A.* (2002): A magyarországi karsztok fejlődéstörténet és formakincs szerinti csoportosítása; Az aggteleki karsztok formakincse – Nagydoktori értekezés, Miskolc 145 p.
- HOYK E.* (2002): A Nyugat-Mecseki karszt dolináinak morfológiai vizsgálata – Karsztfejlődés VII., pp. 161-171
- JENNINGS, J. N.* (1985): Karst Geomorphology. – Basil Blackwell, New York, 293 p.
- KEVEINÉ BÁRÁNYI I., KISS M., NELIS, S.* (2015): Néhány további adat a hazai karszt dolinák aszimmetriájának kialakulásához. – Karsztfejlődés XX. pp. 125-144.
- LIPPMANN L., KISS K., MÓGA J.* (2008): Az Abaliget-Orfői karsztos felszínformák vizsgálata térinformatikai módszerekkel. – Karsztfejlődés XIII., pp. 151-166.
- LOVÁSZ GY.* (1971a): Abaligeti karszt Földrajzi Értesítő, 1971(3) pp. 13-19.
- LOVÁSZ GY.* (1971b): Adatok az Abaligeti-karszt geomorfológiai és hidromorfológiai jellemzéséhez Földrajzi Értesítő 1973(3) pp. 283-295.
- MYSKOWSKY E.* (1905): Barlangokról, különös tekintettel a pécsvidéki Mecsekhegység triásmészki komplexusában lévő cseppkőbarlangokra. – A Mecsek Egyesület Évk., Pécs, pp. 1-30.
- RÓNAKI L.* (1962): Az orfői Vízfőforrás-barlang feltárt szakaszának földtani viszonyai. – Karszt és Barlang, II. pp. 51-55.
- RÓNAKI L.* (1970): A Vízfő-forrás barlangjának kutatása. – Karszt és Barlang, I. pp. 25-30.
- RÓNAKI L.* (1971): A karsztformák irányítottságának vizsgálata a mecseki triászban. – Karszt és Barlang II. pp. 65-68.
- SWEETING, M. M.* (1973): Karst Landforms. Columbia University Press, New York, 362 p.
- SZABÓ P. Z.* (1940): A mecseki karsztvíz. – Hidrológiai Közöny, XX. pp. 136-152.
- SZABÓ P. Z.* (1961): A Mecsek és a Villányi-hegység barlangjai. – Karszt és Barlangkutató. pp. 3-20.

- SZABÓ P. Z.* (1968): A magyarországi karsztosodás fejlődéstörténeti vázlata – Dunántúli Tudományos Gyűjtemény 80., Budapest, 25 p.
- SZABÓ P.Z.* (1957): A karszt mint klimatikus morfológiai probléma. – Dunántúli Tudományos Gyűjtemény 15. 42 p.
- SZABÓ P.Z.* (1963): A Mecsek. – Természettudományi Közlemények, 7. pp. 389-396.
- TRUDGILL, S. T.* (1985): Limestone Geomorphology. – Longman, New York, 196 p.
- VADÁSZ E.* (1935): A Mecsekhegység. Magyar. Tájak Földtani. Leírása, Budapest
- VASS B.* (1960): Legújabb kutatások az Abaligeti barlangban. – Karszt és Barlangkutatási Tájékoztató. Budapest
- VERESS M.* (2010): Adatok a Mecsek-hegység fedett karsztosodásához a Cigány földi mintaterületről vett példák felhasználásával. – Karszt és Barlang 2011 I-II. Budapest, pp. 9-28.
- VERESS M.* (2016): Covered karst. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York 536 p.
- WALTHAM, A. C., FOOKES, P. G.* (2003): Engineering classification of karst ground conditions. – Quarterly Journal Engineering Geology Hydrogeology 36 pp. 101-118.
- WALTHAM, T., BELL, F., CULSHAW, M.* (2005): Sinkholes and Subsidence. Springer, Berlin – Heidelberg, 382 p.
- WILLIAMS, P. W.* (1971): Morphometric analysis of karst with examples from New Guinea – Zeitsch. f. Geomorph 15 pp. 46-61.
- WILLIAMS, P. W.* (1972a): Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea – Bulletin of the Geological Society of America, 83, pp. 761-796.
- WILLIAMS, P. W.* (1972b): The analysis of spatial characteristics of karst terrains – In: Spatial analysis in geomorphology, R. J. Chorley (ed) London: Methuen pp. 136-163.
- WILLIAMS, P. W.* (2004): Dolines. – In: GUNN, J. (ed.): Encyclopedia of Caves and Karst Science. – Taylor and Fitzroy Dearborn, London, New York, pp. 304-310.

**AZ AKNASZLATINAI-SÓKARSZT DINAMIKUSAN VÁLTOZÓ
FELSZÍNFORMÁINAK VIZSGÁLATA TEREPI ÉS GIS MÓDSZE-
REKKEL**

**THE STUDY OF THE DINAMICALLY CHANGING LANDFORMS
OF AKNASZLATINA SALT KARST BY FIELD AND GIS
METHODS**

MÓGA JÁNOS¹ – SZABÓ JUDIT² – GÖNCZY SÁNDOR³ – LIPPMANN
LÁSZLÓ⁴ – BÓDAI BARBARA¹

¹ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi
Tanszék 1117. Budapest, Pázmány P. sétány 1./C, jmoga@freemail.hu

²MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudomá-
nyi Intézet, 1112. Budapest Budaörsi út 45.

³II. Rákóczi F. Kárpátaljai Magyar Főiskola, Beregszász

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

Abstract: We have been following and studying for years the changes with catastrophic consequences, taking place in Solotvyno, Ukraine (Aknaszlatina), and the destruction of salt mines caused by water influx. On the one hand, our work was based on field observations and measurements in the salt karst system. On the other hand, we built up a GIS database based on all relevant parameters (geological structure, topography, hydrology, the most vulnerable locations, etc.). For geomorphologic, morphometric and geohazard evaluation, we applied satellite images available through Google Earth (satellite images taken on 04 July 2012 and 11 June 2014). We complemented our measurements, carried out on the satellite images and field, by interpreting the aerial photographs, taken by a quadcopter. As compared to previous satellite imagery and map-based sources, the preliminary results reveals equally well the new collapses and the growth of the objects, known so far.

Keywords: covered karst, collapse doline, caprock doline, dropout doline, salt tunnel

Bevezetés

Az aknaszlatinai sóbányászat több száz éves múltra tekint vissza. Kezdetben aknás módszerrel történt a só kitermelés, később fokozatosan áttértek a kamrás fejtésre. A sóbányák legnagyobb ellensége az édesvíz, amelyet el kell vezetni, ill. ki kell szivattyúzni a bányák területéről, a betörő édesvíz ugyanis oldja a támpilléreket és a sóbányák beomlását eredményezi. Annak ellenére, hogy évszázadokon keresztül komoly erőfeszítéseket tettek a bányászok a vízbetörések kiküszöbölésére, minden Aknaszlatinán megnyitott sóbánya vízbetörés okozta beomlás áldozata lett (BERGHAUER 2012,

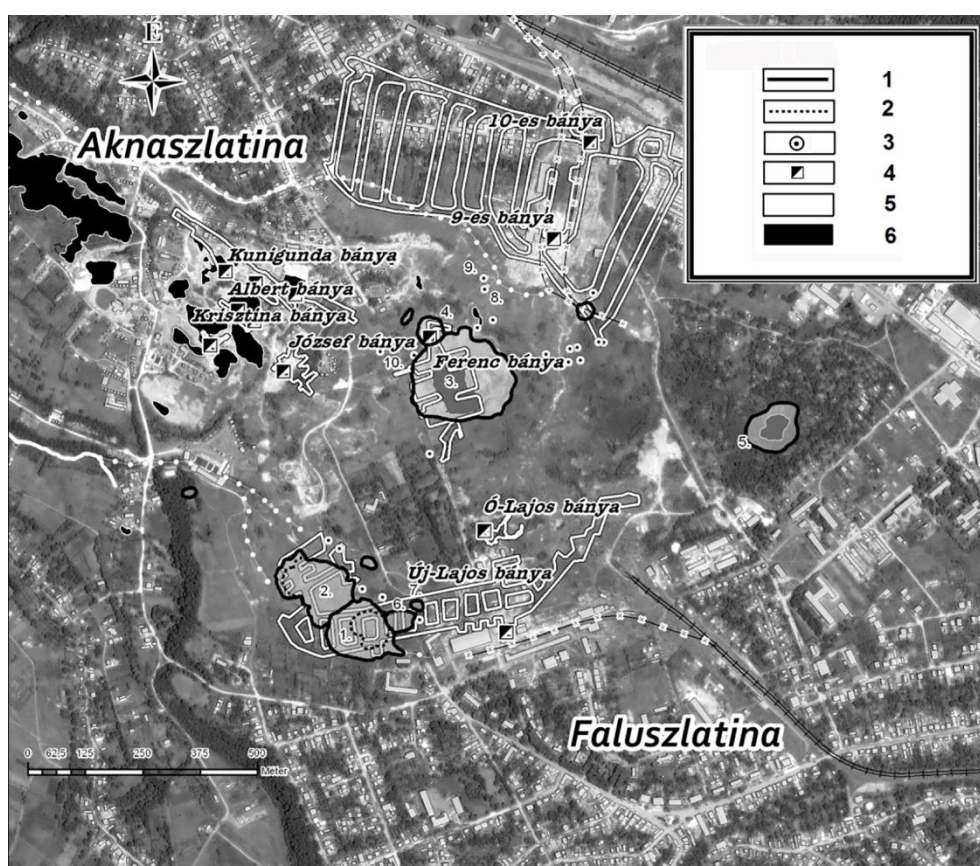
IZSÁK 2007, KOMPÓTY 1908, LUKÁCS, LUKÁCS 1999, MÓGA et al. 2015, RÉTHY 2010, SCHMIDT ELIGIUS 1941, SZOKOL 1879). Az első jól dokumentált bányabeomlás a Kunigunda bányával történt, amelyet a kincstár 1908-ban veszített el. A helyén keletkezett nagy beszakadásról és károkról a Bányászati és Kohászati lapok oldalain olvashatunk (*KOMPÓTY 1908*). A tragikus esemény súlyos következményeit megérezhették a bányaváros és a környező települések lakói is, mivel még képeslapokon is megörökítették az eseményt. Napjainkra a Kunigunda bánya és a közelében nyitott első aknák berogyásával kialakult lapos mélyedésben – részben emberi beavatkozásra – kisebb sóstavakat alakítottak ki, amelyeket az utóbbi évtizedekben népszerű fürdőhelyként hasznosítanak.

2010-ben, amely az elmúlt évszázad legcsapadékosabb éve volt és a sok csapadék hatására hatalmas áradások történtek a Kárpát-medence minden táján, így a Máramarosi-medencében is, a Felső-Tisza árvize betört az akkor még működő utolsó két bányába (9-es-bánya, és Lajos-bánya) is, amelyek ekkor víz alá kerültek. A szovjet időkben alkalmazott nem megfelelő bányászati technológiák (főleg a robbantásokkal megrepesztett sókőzet repedezettsége és statikai állóképességének csökkenése, az állagmegóvás és karbantartás hiányosságai, a nem elég körültekintő bányabiztosítás) következtében a víz behatolt a még működő két bányába és a már korábban felhagyott Ferenc-bánya aknáiba is, ahol a támpillérek elemésztésével felújította a korábban elkezdődött omlási folyamatokat. Napjainkban a vízzel elárasztott Ferenc-bánya, a 9-es-bánya és a Lajos-bánya aknáit és sókamráit feletti területek vannak leginkább veszélyeztetve a támpillérek részleges feloldása miatt, ezért e három bánya körzetében láthatók a legintenzívebb földmozgások (*1, 2. ábra*). Ez a folyamat 2010-től egyre gyorsuló tendenciával egyre nagyobb területre terjed ki.

A sókőzetek Aknaszlatinán és máshol is Kárpátalján a bádeni korszakban keletkeztek. A sóhordozó rétegek fekvését a kárpáti korszakban képződött Taracújfalui- (v. Novoszelicai) formáció alkotja (*VERESCSAGIN 1982*). Összetételében az alsó tagozatban riolit- riódácit- és dácittufa valamint tufit, agyag és márga rétegek találhatóak. A felső tagozatban tufa, tufit, márga, homokkő, néhol lithothamniumos mészkő található. A kettőt egy több tíz méter vastag konglomerátum réteg választja el (*VOZNYESZENSZKIJ 1988*).

A bádeni korszak elején, egy viszonylag zárt öbölben képződik a Talaborfalui-formáció amelyhez Kárpátalján a sós rétegeket sorolják. Vastagsága 200-600 m. A sós rétegek közé gyakorta agyaglencsék települtek (*VERESCSAGIN 1982, VOZNYESZENSZKIJ 1988*).

Az alsó-bádeni – középső-bádeni határán Kárpátalja miocén földtörténetének legnagyobb transzgressziója indul. Ekkor alakul ki az Aknaszlatinai-formáció, amely befedi a Talaborfalui-formációt (VERESCSAGIN 1982). A Pannon-medence és az Előkárpátok területén lévő tengeri medencék a mai Kárpátalján keresztül összekapcsolódnak. A tenger jelentősen kimélyül, az átlagnál magasabb sótartalommal rendelkezik, azonban itt már nem volt nagymértékű sóképződés mint korábban, azon kívül ez az állapot nem tartott sokáig, normalizálódott a víz sótartalma, sztenohalin makro- és mikrofauna terjed el (VOZNYESZENSZKIJ 1988).



1. ábra: Aknaszlatina sóbányái és nagyobb szakadéktöbri
 Jelmagyarázat: 1. szakadék dolina kontúr 2014-ben, 2. szakadéktöbör kontúr 2012-ben, 3. kisebb töbör, 4. bánya akna, 5. bánya alaprajz, 6. tó
 Fig. 1: Salt mines of Soltvyno (Aknaszlatina)
 Legend: 1. collapsed doline contour in 2014, 2. collapsed doline contour in 2012, 3. small doline, 4. mine shaft, 5. salt mine, 6. lake

Módszertan

Az aknaszlatinai területen kétféle, a távérzékelés–térinformatika tárgykörébe tartozó adatgyűjtést végeztünk. Egyrészt terepi GPS készülékkel (Trimble Juno SB) ArcPad 8.0 programban kisebb, néhány négyzetméteres beszakadások körvonalát vettük fel, másrészt a területről kvadrokopterrel és nagy látószögű GoPro kamerával képeket készítettünk. Mindkét módszerrel a területen érzékelhető, gyorsléptékű felszínváltozást próbáljuk megfigyelni.

A módszertan kialakításánál fontos szempont volt, hogy rövid mérési idejű, monitoringra alkalmas könnyen hozzáférhető eszközöket válasszunk. A geomorfológiai kutatásokban egyre elterjedtebbek a GIS/távérzékelés alapú vizsgálatok gyorsaságuk, kedvező áruk és az általuk elérhető nagy pontosságú adat miatt. A néhány km²-es mintaterület felméréséhez a drónos légifényképezés az egyik legjobb választás.

Jelen tanulmányunkban a Ferenc és Lajos bányák fölötti területen 2010 óta végbement gyors geomorfológiai változások vizsgálatának eredményeit foglaljuk össze. Időrendi sorrendben vizsgáljuk a bányaomlások által kialakított berogyásokat, nyomon követve a morfológiai és hidrológiai változásokat és elemezve a kialakító folyamatokat.

A kutatás során a Ferenc-bánya feletti területen DJI Phantom 2 pilóta nélküli légitáncművet (UAV) használtunk egy rá erősített GoPro Hero3+ Silver Edition kamerával, majd a felvételek alapján SfM algoritmust használó szoftverrel felszínmodellt készítettünk. Az SfM (Structure-from-Motion) algoritmus (*SNAVELY et al.* 2008) hagyományos, sztereopáros fotogrammetria alapján működik, átfedő 2D-s felvételekből 3D-s felszínt állít elő. A fő különbség, hogy a kamera pozíciója és orientációja automatikusan kerül kiszámolásra, – nem kell előre megadni – az átfedő képek pontpárjai alapján. Gyakorlatban ez annyit jelent, hogy minimum 3-4 felvétel szükséges egy adott pontról, és maguk a felvételek is gyakran 60-80%-ban átfednek. Eltérően a sztereopár feldolgozástól azonban nem tudjuk a felszín koordinátáit, hanem egy kép koordináta rendszerbe kerülnek az adataink. Ezt ismert pontok alapján georeferálni lehet, így a végeredmény egy nagy felbontású koordináta rendszerbe illesztett felszínmodell.

A felvételeket többképes sztereofotogrammetriai szoftverekkel dolgoztuk fel. A felmérés során átlagosan 40 m magasságban 10 perc repülési idő alatt másodpercenként készült kép, ez nagyságrendileg 1000 db, egyenként 10 Mpx-es halszemoptikás felvétel. A felszállás és leszállás képek és a homályos felvételek eltávolítása után 617 db felvétel maradt, amiből 57 db került felhasználásra a modellkészítés során. 30cm/pixel felbontású domborzatmodell készült (a felszínmodell pontossága 0.2 m). A georeferálást

terepi GPS mérések, és beazonosítható tereptárgyak segítségével végeztük, amit a felszíni berogyások helyszíni GPS mérésével pontosítottunk.

A fotogrammetriai feldolgozás során először a felvételeken azonos pontokat keres a szoftver, és ezek alapján összeilleszti őket, esetünkben egy illesztési pont több mint 9 képen volt rajta. Ezek után a program kiszámolja a kamera kalibrációs és orientációs adatokat. Először egy sűrű pontfelhőt generálunk, majd abból építjük fel a felszínmodellt. A kész pontfelhő utófeldolgozása VisualSfM térinformatikai szoftverrel készült.



2. ábra: A vizsgált töbrök: F1 A – a Ferenc-bánya nagy szakadéktöbre, F1 B – a Ferenc-bánya szállítóaknája helyén kialakult szakadéktöbör, F1 C – A Ferenc-bánya járóaknája helyén keletkezett szakadéktöbör, F2 – bezökkenéses töbör, F3 –bezökkenéses töbör, F4 – utánsüllyedéses töbör, F5 – bezökkenéses töbör, F6 – Bezökkenéses töbör

Fig. 2: The investigated sinkholes: F1 A – the big collapse doline of Ferenc mine, F1 B – the big collapse doline generated above the transport gallery of Ferenc mine, F1 C – the big collapse doline above the gallery of Ferenc mine, F2 – dropout doline, F3 – dropout doline, F4 – subsidence doline, F5 – dropout doline, F6 – dropout doline

Eredmények és diszkusszió

Az aknaszlatinai sódiapír területén, a természetes úton is lejátszódó parakarsztos folyamatok, a természetes úton is lejátszódó, ám az emberi tevékenység hatására rendkívüli mértékben felgyorsuló („*természetiantropogén*”) és az emberi beavatkozásra akaratlanul elinduló, de végül öntörvényűen fejlődő („*szemiantropogén*”) folyamatok eredményeként kialakult fedettkarsztos formakincs jött létre (ERDŐSI 1969, 1987, GUTIÉRREZ et al. 2014). Az oldásos és szakadék töbrök általában gyorsabban fejlődnek, és nagyobb sűrűségben fordulnak elő a jól oldódó evaporit kőzetek felszínén, mint a karbonátos kőzeteken (FORD, WILLIAMS 2007, VERESS 2004, WALTHAM et al. 2004, WARREN 2006, ZENTAI 1994). Az Aknaszlatinai üledékekkel fedett sóhegy területén főleg a parakarsztos oldódás során kialakult oldásos dolinák, jellegzetes fedettkarsztos mélyedések fordulnak elő. Az oldásos folyamatokra visszavezethető üregesedés ugyan a feküben elhelyezkedő sótestben megy végbe, amelybe fokozatosan beszállítódnak a fedőüledékek, és kitöltik a keletkező üregeket, de a fedettkarsztos mélyedések valójában a sókőzetet fedő üledékekben jönnek létre átöröklődéssel. Aknaszlatinán a sóval közvetlenül érintkező vízálló sópallagban és az azt 20-30m vastagon beborító kavicsos, agyagos üledékösszletben, a Tisza egykori hordalékában alakulnak ki a töbrök (3. ábra). A szálban álló sókőzet mélyebben (általában több tíz méter) helyezkedik el a felszín alatt, tehát fedett karsztos formakincs alakult ki a sóhegy tetején.

A fedett karsztos töbröknek két fő típusát különbözteti meg a szakirodalom, az átöröklődéses dolinát, amelyek összeálló, konzolidált kőzetben, pl. homokkővel vagy bazalttal fedett takaróban alakulnak ki. A másik típus az utánsüllyedéses dolina, amely nem összeálló fedőkőzetben keletkezik, amely lehet lösz, kavics, vályog stb. Ez utóbbinak három genetikai változatát különbözteti meg a szakirodalom a fedőüledékek jellege szerint: lezökkenéses, utánsüllyedéses és tömörödéses dolinát (WALTHAM et al. 2004, VERESS 2004, 2016). Az Aknaszlatinai-sókarszt területén főleg lezökkenéses (dropout) és utánsüllyedéses dolinák alakultak ki, ill. ezek átmeneti formáit is megtaláljuk a fedőüledékek változékonysága miatt. A fedő üledékek közül a sóval érintkező pallag kemény, összeálló, helyenként palás kőzet, bár ez csak vékony réteggént (max. pár m) takarja be a sókőzetet. A vastagabb fedő összletet képező kavics, félig összeálló, még nem konglomerátum, de kellően tömörödött (3. ábra). Ezek tehát átmenetet képeznek az igazi lezökkenéses töbrök és utánsüllyedéses töbrök között. Ezekben a töbrökben sehol nem látszik a sókőzet, a dolina mélyedése minden esetben a sót fedő kavicsos üledékekben jött létre. Vannak tipikus meredekfalú vagy aláhajló

oldalú lezökkenéses töbrök, ahol a fedő kavicsos összlet összetapadva szinte kalapot (caprock) képez és vannak kisebb hajlású lejtőkkel határolt utánsüllyedékes töbrök, ill. átmeneti formák is (4. ábra).



3. ábra.: 20-30m vastag kavicsstakaró fedí be a sókőzetet. (L1 A szakadéktöbrök)
Figure: 3 20-30m pebble layer covers the salt. (L1 A collapse doline)

A szakadéktöbrök az oldással kialakult üregek mennyezetének beomlásával alakulnak ki. Akkor jönnek létre, amikor az oldás a fekvő képező sókőzetben akkora üreget hoz létre, hogy már többé nem képes megtartani a fedő kőzetrétegek terhelését. A dolina falai gyakran függőlegesek vagy alá-hajlók. A beomlott tető kőzettörmeléke vagy törmelék breccsa beboríthatja a dolina alját.

A Ferenc-bánya feletti dolinák morfológiai és morfometriai vizsgálatának eredményei

A Ferenc-bánya 1808-tól az 1945 utáni évekig (?) működött. A bánya katasztrófáját (beomlását) az 1940-es években kitermelt és a bejárat közelében felhalmozott sóhegy nyomása okozta (vagy legalább is a sóhegy terhelésének is szerepe volt a bánya beomlásában). A bánya akkori igazgatója nem állította le a sóbányászatot a háború alatt és utána sem, jóllehet nem voltak vagonok, amellyel elszállíthatták volna a sót. Kénytelenek voltak hatalmas sóhegy formájában a bánya felett helyben tárolni a kitermelt sót. A bánya fokozatos beomlása a 40-es években kezdődött, az 50-es években is folyta-

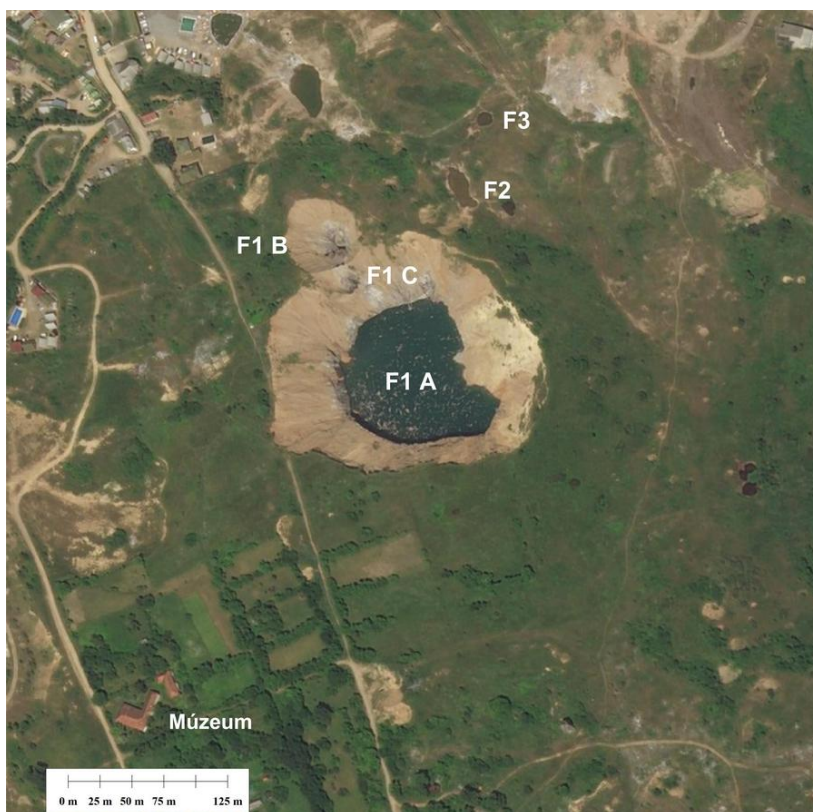
tódott, nem lehet egyetlen időponthoz kötni a pusztulását (Németi Béla nyugdíjas sóbányász szóbeli közlése). A közeli 9-es-bányát a szovjet időkben nyitották meg és a legtovább létező bánya volt 1975 – 2010. A 9. számú aknában 300 m mélyen nemzetközi hírű asztma- és allergiagyógyító szanatóriumot hoztak létre 1976-ban, amelyet megnyitottak alkalmanként a látogatók előtt is. 2010-ben vízbetörés áldozatául esett. A két egymás közelében kialakított vízzel elöntött bányában végbemenő oldási folyamatok okozzák együttesen azokat a hatásokat, amelyek a felszínen a gyors geomorfológiai változásokat elindították és a felszín beomlásáért felelősek.



4. ábra. lezökkenéses töbör (F6)
Fig. 4 dropout doline- (F6)

A Ferenc-bánya aknáinak és kamráinak felett a bánya beomlása évtizedekkel ezelőtt megkezdődött, 2006-ban, amikor első alkalommal kerestük fel az Aknaszlatinai-sóhegyet egy nagyobb méretű tavas szakadéktöbröt lehetett látni (F1 A) és egy meredek falú, tölcsér alakú mélyedést (F1 B), amely láthatóan épp akkortájt alakult ki az egykori felvonó akna helyén. A 2012. 07. 04-én készült műhold felvételen többé-kevésbé hasonló kép látható (5. ábra). A georeferált műholdképen Global Mapper 17-es verzió szoftver segítségével végeztünk morфомetriai méréseket. Az egykori Ferenc-bánya kamráinak felett kialakult tavas szakadékdolina (F1 A) átmérője 224 m, 30 045 m² a területe, a kerülete 696 m, és kb. 30 m volt az átlagos mélysége a peremektől a dolinató víztükrének magasságáig (1. táblázat). Az alját víz töltötte ki kb. a szálban álló sóközet magasságáig. A szakadékdolina tényleges mélységét sem akkor, sem később nem tudtuk pontosan meghatározni. Ez a

tavas szakadékdolina 2016 nyaráig a legnagyobb méretű karsztos mélyedés volt az Aknaszlatinai-sókarszt területén, amely a bányakamrák beszakadásával alakult ki, azonban 2016 őszén a Lajos bánya feletti szakadékdolina a sorozatos beszakadozásaival megelőzte (lásd később). A nagy szakadékdolina F 1 A alját tömény sósvízű tó tölti ki, amelynek a vízfelülete 2012-ben 9510 m² volt, a legnagyobb átmérője 127 m, a kerülete pedig 410 m. A tavas szakadékdolina északi pereméhez kapcsolódik két kisebb tölcser alakú dolina is, amelyek az egykori bányaszállító- (F1 B) és járóaknájából (F1 C) alakultak ki. A műhold felvételen az egykori Ferenc- és 9-es-bánya közti területen több kisebb tavas dolina látható és számos friss berogyás (fedett karsztos mélyedés), ezeknek a területe azonban az alkalmazott módszerrel nem mérhető.



5. ábra: A Ferenc-bánya feletti töbrök a 2012. 07. 04-én készült Google műhold felvételen
Fig. 5: Sinkholes on the area above the Ferenc salt mine on the Google satellite image 24. 07.

I. Táblázat
Table I.

Az Aknaszlatinai dolinák méreteinek változása 2012 és 2016 között
The change of the size of the dolines of Aknaszlatina between 2012 and 2016

Dolina neve	Terület 2012 (m2)	Terület 2014 (m2)	Terület 2016 (m2)	Átmérő 2012 (m)	Átmérő 2014 (m)	Átmérő 2016 (m)	Kerület 2012 (m)	Kerület 2014 (m)	Kerület 2016 (m)
L 1 A	15 616	15 050	L 1 - 39175	158	180	L 1 - 354	552	505	L 1 -931
L 1 B	6 067	17 190		103	190		341	656	
L 2			5 898			98			302
L 2 sóstó			1 353			47			135
F 1 A	30 045	34 370	34 406	224	229	223	696	710	734
F 1 A sóstó	9 510	8 340	17 040	127	130	167	410	378	529
F 1 B	2752		2 528	62		58	192		186
F 3			467			41			134
F 5			245			20			56
F 6			26			7			19

A 2014. 06. 11.-én készült műhold felvétel alapján látható, hogy csak kisebb változások történtek 2012-óta. A nagy szakadékdolina kissé kiszélesedett, a tó alakja kissé megváltozott, amelyben a vízszint süllyedésének is szerepe volt

A 2014 októberi terepbejárás és térképezés idejéig a Ferenc-bánya körüli térszín morfológiája kevésbé változott az előző évihez képest, jelentős különbséget csak a nagy tavas szakadékdolina alján tapasztaltunk (F1 A), aminek fő oka a tó vízszintjének jelentős mértékű csökkenése volt (6. ábra).



6. ábra. A Ferenc-bánya nagy szakadék dolinája 2014-ben
Fig. 6: Collapse doline of the Ferenc mine in 2014

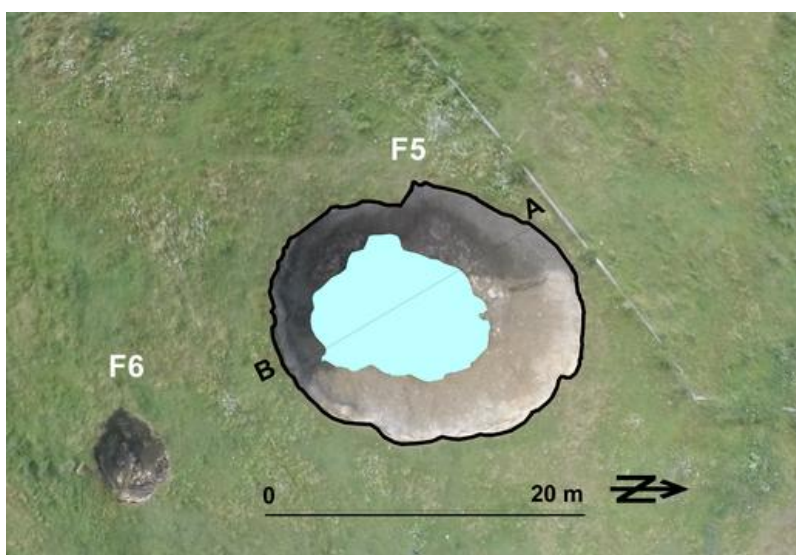
A hosszú ideig tartó szárazság miatt a tó vízszintje 15-20 méterrel csökkent, aminek legfontosabb következménye az volt, hogy felszínre bukkan a szakadék alján a szálban álló sóközet, amely korábban a vízszint alatt helyezkedett el, és megnyílt az egykori bánya egyik folyosója, amely tágas szádával kapcsolódott a szakadékdolinába. Ekkor láthatóvá vált, hogy a vízbetörés következtében elöntött bányakamrák és folyosók falának és pillérei- nek az oldással történő meggyengítése okozta az omlásokat, tehát antropogén hatásra elindított majd saját öntörvényű folyamatok révén tovább fejlődve egy szakadéktöbör keletkezett a bánya helyén. A típusos szakadéktöböröktől csak az különbözteti meg, hogy a beszakadás vastagabb fedő üledékréteg alatt történt. A függőleges sófalakon a vízszint szakaszos süllyedése színleket alakított ki, és a só felszínén mindenhol különböző oldási folyamatokkal kialakított karrformák ill. helyenként a só másodlagos kiválásai borították (7. ábra). A só felszíni karrformáin profil fésűvel morfológiai vizsgálatokat végeztünk, hogy nyomon követhessük a formák változását. Sajnos ezek a vizsgálatok torzóban maradtak a vízszint újbóli megemelkedése miatt (lásd alább).



7. ábra: Só alagút a Ferenc-bánya szakadéktöbörében
Fig. 7: Salt tunnel in the Ferenc mine collapse doline

A 2016-os év bőséges csapadéka, a Tisza tavaszi áradásaival együtt újabb édesvíz betörést és elárasztást eredményezett az aknaszlatinai sóbányákban, ami nyilvánvalóan jelentős mennyiségű só feloldását, és emiatt újabb omlásokat okozott. A folyamat látványos morfológiai és hidrológiai változásokat eredményezett a vizsgált terület felszínén az előző évhez ké-

pest. A nyári terepgyakorlatunk során drón felvételekkel, terepi mérésekkel rögzítettük a változásokat. A terepbejárások során a legnagyobb változásokat a Ferenc-bányától ÉK-re eső süllyedő térszínen észleltük. A sókarsztos mélyedésekben a vízszint megemelkedett és több kisebb méretű dolina alakult ki, ill. (F5, F6) az előző években már ismert dolinák gyorsan megváltoztatták alakjukat, méretüket és a vízelborításukban is jelentős változások történtek 2016-ban (F2, F3). Valamennyi fedett karsztos mélyedés, az F5 és F6-os objektum lezökkenéses (átöröklődéses) dolina, az F2, F3, és F4 jelen formájában utánsüllyedéses dolina (WALTHAM et al. 2004, VERESS 2004) (8. ábra).



8. ábra: Az F5 és F6 lezökkenéses töbör
Fig. 8: F5 and F6 dropout doline

A Ferenc-bánya és a 9-es-bánya közti területen a 9-es-bánya megnyitása előtt egy kis időszakos vízfolyás húzódott (Glod-patak), amely a Ferenc- és az egykori Kunigunda-bányákat északra megkerülve folyt a Tisza (ÉNy) felé. Ez a felszíni vízfolyás veszélyeztette a sóbányákat, ezért egy mesterséges felszín alá bújtatott csatornát (stól) alakítottak ki a vízfolyás nyomvonalán a kavicstakaró és a sótest feletti pallag határán, amely összegyűjtötte a kavicsban áramló vizeket, és ÉNy felé elvezette. A szovjet időkben ez a csatorna is eldugult, részben beomlott, de a nyílása még látszik egy horpadás alján a 9-es-bánya közelében. A bányabeomlások miatt lokális süllyedések következtében lealacsonyodott térszínen a 9-es-bánya körül összegyűlő vizek egy kis eret táplálnak (a Glod-patak maradványa), amely

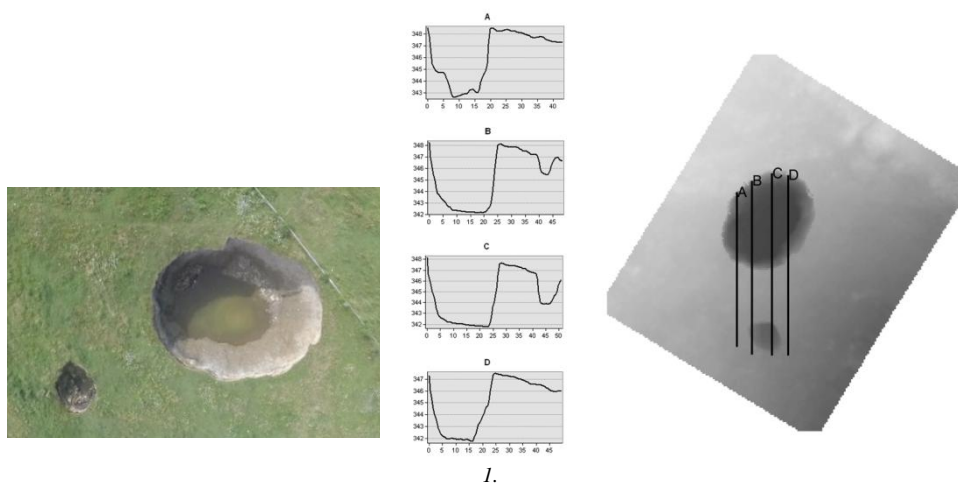
már nem tud a csatorna nyílása felé folyt. 2015-ben a kis ér vize egy víznyelővé átalakult lezökkenéses dolina felé folyt, ahol a repedések elnyelték a vízfolyást. Jól látszott, hogy csapadékosabb időben, hóolvadás után nem tudja elnyelni maradéktalanul a befolyó vizet, amely tovább folyt a közeli Tavas-dolina felé (MÓGA *et al.* 2015). 2016 óta a két önálló dolina mélyedése összeolvadt, ebből alakult ki a vízzel kitöltött F3-as dolina. A Glod-patak szivárgó vize részben ebbe a mélyedésbe, részben az F4 dolinába folyik.

2016 tavaszán kialakult két új nagyméretű átöröklött dolina (F5 és F6) (8. *ábra*) környékén 2016 nyarán készített drón felvételekből szerkesztett felszínmodell segítségével lehetőség nyílt az új felszíni beszakadások modellezésére, és az anyagihiány becslésére. A készített felszínmodell alapján, térinformatikai program segítségével becsülni tudjuk a beszakadások térfogatát, és egyéb méretbeli paramétereit (II. *táblázat*). Látható, hogy a nagyobb beszakadás nagyságrendileg 18-szor nagyobb, mint a kicsi.

II. *Táblázat*
Table II.

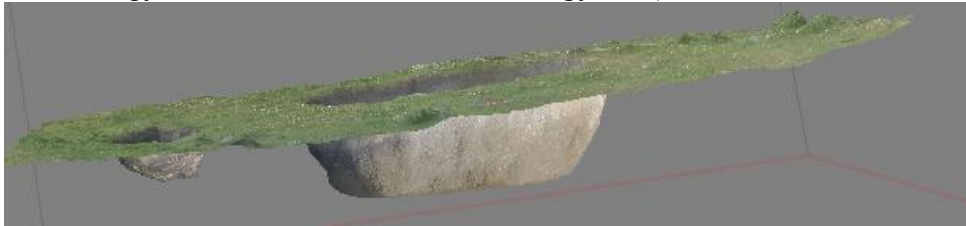
Az F5 és F6 dolinák méretei
The sizes of the dolines marked F5 and F6

Név	Terület (m ²)	Térfogat (m ³)
F5 töbör	518,3256965	1987,229
F6 töbör	53,68101326	111,6276



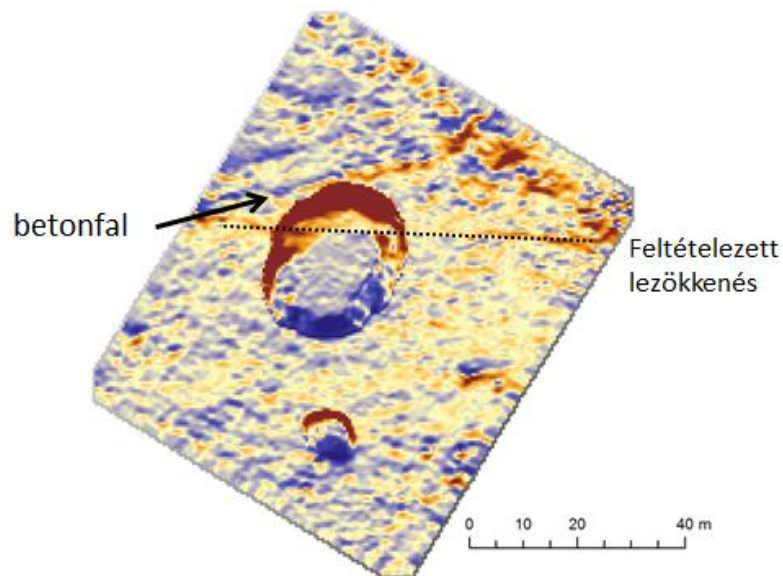
9. *ábra*: Kereszszelvények az F5 és F6 töbrökön keresztül
Fig. 9: Cross section through of the sinkholes F5 and F6

A keresztmetszvények és az oldalnézeti kép is mutatja, hogy a beszakadások nem sík felszínen keletkeztek, hanem enyhén lejt a terep a kisebb berogyás felé. A felülnézeti képen látható egy mesterséges beton elem, ami a stabilizáló szerepe miatt fontos. A profilok alapján is látható, hogy a kisebb berogyás aszimmetrikusabb, mint a nagyobb (9. 10. ábra).



10. ábra: Digitális felszínmodell az F5 és F6 töbrök környékéről
Figure 10: DTM of the F5 and F6 sinkholes

Az ábrán látható árnyékolt domborzatmodell (hillshade) megmutatja egyrészt a betonfalat, másrészt olyan sávot jelöl ki a nagy berogyáson át, ami feltehetően kicsit már bezökkent. Ezek a bezökkenések terepen járva érezhetők, és beállított északi, 45°os napállásnál ezek a területek árnyékba kerülnek, így azonosíthatóvá válnak (11. ábra).



11. ábra: Árnyékolt domborzatmodell az F5 és F6 töbrök környékéről
Fig. 11: Hillshade model of the area around the F5 and F6 sinkholes

A Lajos-bánya feletti terület morfológiai és morfometriai vizsgálatának eredményei

Az 1886-ban megnyitott Új-Lajos-bányában már a kezdetektől a kamrás sóbányászatot alkalmazták. Egy kamra 20 m széles volt 60 m magas (ha a só tiszta volt esetenként magasabb is lehetett) a hosszuk pedig több tíz métertől kb. 300 méterig terjedt. A kamrák a fő folyosóból jobbra és balra ágaztak ki. A kamrák között pilléreket hagytak, ezek a lábak tartották a főtét. A Lajos-bánya fő vágatát Faluszlatinától északra alakították ki, keleten a vasúton túl terjedt, a másik irányban a legnagyobb beszakadásig húzódott (1. ábra). A kamrák méretezését statikai szempontok alapján alakították ki, amelyek a száraz sótestben stabilak voltak. A 2010-es nagy vízbetörések azonban itt is megbontották a bánya stabilitását. A mellékelt térkép (1. ábra) alapján látható, hogy egy vagy több kamra mennyezetének beszakadása hozta létre Faluszlatina határában azt a hatalmas iker berogyást (L1 A és L1 B), amely az utóbbi 15 évben keletkezett, és elnyeléssel fenyegeti a falut. A vizsgálatainkhoz felhasznált 2012 és 2014 között készült, a Google Earth által közzétett műholdkép, ill. a terepen végzett megfigyeléseink, méréseink tanúsítják, hogy ezek a kb. 30 m mély, meredekfalú beszakadások ma is aktívak, gyorsan szélesednek, és várhatóan tovább terjednek a falu irányába, amely közelében húzódnak a bányavágatok (12. ábra).

A két nagy szakadékdolina (L1 A és L1 B) és több kisebb berogyás, (L2, L3, L4 stb.) helyén valaha egy kis kanyargós völgy húzódott, amely az Új-Lajos-bánya feletti térszínről gyűjtötte össze a vizeket. Az Izvor nevű kis időszakos vízfolyás az izraelita temető mellett Ny felé kanyarodva nagy eséssel futott le a Tisza magas teraszának pereméről, amelynek lábánál valaha malom működött. Ez a kis patak szállította el a Lajos-bányából szivattyúval kiemelt sós vizet is. Valószínűleg ennek az érnek a vize jutott be a régi kutatóaknákon, ill. újonnan kialakult repedéseken át a kavicsrétegeken keresztül a bányába, amit azután a tiszai árvizek követtek. A bánya elfulladásá után már csak idő kérdése, hogy a sópillérek oldásával mikor bomlik meg a kamrákban a statikai egyensúly és mikor és hol indul meg a felszínig hatoló omlás. Az egyes dolinákban végbement változásokat alább mutatjuk be.



12. ábra: A Lajos-bánya feletti töbrök a 2012. 07. 04-én készült Google műhold felvételen
 Fig. 12: Sinkholes on the area above the Lajos salt mine on the Google satellite image 24. 07. 2012

A Nagy-szakadék (L1 A) berogyása legalább 15 évvel ezelőtt kezdődött, feltehetően az 1998-as és 2001-es nagy árvizek következtében. Az akkor kialakult nagy szakadékot Németi Béla nyugalmazott sóbányász szóbeli tájékoztatása szerint egyszer már feltöltötték azzal a földdel, amit a Sóbányászati Múzeum (már csak az épület áll, néhány éve bezárták) alatti gödörből termeltek ki, de később a behordott anyagot is teljesen elnyelte a szakadék.

A Nagy-szakadék szomszédságában egy másik kamra beomlása hozta létre az Új-szakadékot (L1 B.), amelyben a 2012. 07. 04. műholdképen egy tó látható. 2014. 06. 11-én készült műhold felvételek alapján érzékelhető, hogy a szakadék kb. a kétszeresére szélesedett és összeért a Nagy-szakadékkal.

2015 nyarán a terepbejárásaink során újabb változásoknak lehettünk szemtanúi, a szakadékdolina alját korábban kitöltő sóstó eltűnt, a tó helyén

víznyelő alakult ki. A víznyelős töbör alján a sötétben kialakult 10-15 m magas kapuszerű torokba folyt be a csapadékból származó vizek táplálta kis patak, amely a falu egy részének (3 kilenc emeletes ház, óvoda, iskola) szennyvizével gyarapodott egy csőtörés miatt. Mind a két szakadékdolina alján 2015 végéig felszínre bukkant a szálban álló sókőzet, rajtuk jól fejlett karrformák alakultak ki (13. ábra).



13. ábra: Víznyelővé átalakult szakadék dolina 2015-ben (L1B)
Fig. 13: The collapse doline L1B developed into a sinkhole in 2015

A 2016-os csapadékos évben a Lajos-bánya is megtelt vízzel, a felette kialakult két nagy szakadékdolina víz alá került, a köztük emelkedő gerinc lealacsonyodott, végül a két dolina összekapcsolódásával egy hatalmas tavas dolina keletkezett (2. ábra). A 2016-ban készített drón felvételek alapján végzett morfológiai mérések igazolták, hogy ez lett az Aknaszlatinai-sókarszt legnagyobb méretű objektuma. A nyolcasra emlékeztető tavas dolina területe $39\,175\text{ m}^2$, a legnagyobb átmérője 354 m, a kerülete 931 m. A dolinató területe $19\,487\text{ m}^2$, átmérője 251 m, a kerülete 720 m.

Faluszlatina északi peremvidéke jelenleg a szakadékdolinák kialakulásával leginkább veszélyeztetett terület, ahol további kisebb-nagyobb bezökkenéses dolinák pl. a Faluszlatina melletti beszakadás (L3) és az egykori Szent János kápolna melletti beszakadás (L4) stb. jelzik, hogy az Új-Lajosbánya kamráinak a beomlása folyamatosan tart (1. ábra). 2016 tavaszán keletkezett az a legfiatalabb bezökkenéses dolina (L2), amely az L1 A és L1 B egyesülésével kialakult óriási tavas dolinától nyugat felé pár hónap alatt jött létre. Pár hónap alatt egy kb. 30 m mély, $5\,898\text{ m}^2$ területű, 98 m átmérő-

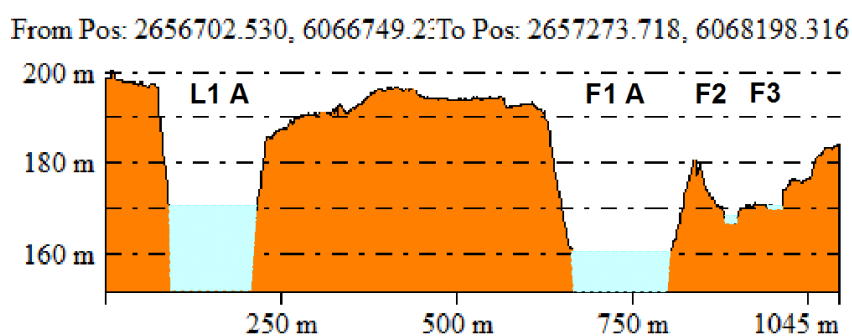
jű és 302 m területű dolina született a Lajos-bánya újabb kamrájának be-szakadásával. Az új dolina néhány tíz méterre alakult ki a mellette található nagy tavas dolinától, a köztük ívesen húzódó szakadásvonalak alapján nem nehéz megjósolni, hogy hamarosan ez is a jelenlegi legnagyobb szakadékdolinához kapcsolódik.

Hidrológiai megfigyelések

Az elmúlt években tett terepbejárások és észlelések során néhány érdekes hidrológiai megfigyelést és mérést is végeztünk a sókarsztos területen. Azt tapasztaltuk, hogy a nagy tavas szakadékdolinákban a vízszint ingadozása egyik évről a másikra nagy volt, elérhette a 15-20 métert is, amely szárazabb időszakokban egyes dolinákban a korábban meglévő tó eltűnését eredményezte. Ilyen gyors és látványos kiszáradás történt az L1 B szakadékdolinában 2012 és 2014 között, mikor a tavas szakadékdolinából víznyelő dolina alakult ki (13. ábra). A 2014. és 2015. száraz évben a mélyebb dolinák talpa a vízszint süllyedése miatt szárazzá vált teljesen, felszínre került a szálan álló sóközet a Lajos-bánya iker dolinájában (L1 A és L1 B) és a Ferenc-bánya két kisebb dolinájában (F1 B, F1 C). A nagy szakadékdolinában (F1) nem tűnt el a tó ekkor sem, de felszínre bukkant kisebb foltokban ennek az alján is a lejtő alsó harmadában a karokkal borított sóközet. A tó vize szakaszosan csökkent, amiről a függőleges sófalakon kialakult színlők tanúskodtak. A közeli kisebb dolinák közül 2015-ben a jelenlegi F3-as töbor egyik korábbi mélyedésében, a Tavas-dolinában volt kisebb vízkitöltés, a másik szomszédos dolina víznyelőként funkcionált (lásd korábban). A 2016-os csapadékos évben a vízszint megemelkedésével ezek összeolvadtak, és ma egy nagyobb vízzel kitöltött mélyedést alkotnak (F3). 2016 tavaszán a Tisza áradásai miatt 15-20 méteres vízszintemelkedés történt a nagy szakadékdolinákban, és víz alá kerültek az előző években még látható sókaros felszínek (F1 A, F1 B, F1 C, L1 A, L1 B), mindegyik tavas szakadékdolinává változott. A bányákat ismételten előntő édesvíz további oldási folyamatokat generált, amely új lezökkenéses dolinák kialakulását eredményezte, ezek közül a két legnagyobb (F5 és L2) ugyancsak tavas dolina.

A 2016 őszi drónfelvételek alapján készített digitális terepmodell (DDM) lehetővé tette a sókarsztos térszín domborzati viszonyainak háromdimenziós megjelenítését, és keresztshelvények készítését a sókarsztos mélyedéseken át. A elkészült szelvény alapján látható, hogy a vízzel kitöltött dolinák vízszintje különböző magasságban van, az L1 A és L1 B-ben 170 m, az F1 A szakadékdolinában 160 m, az L2-ben 169 m, az L3-ban 171 m tszf. magasságban húzódik (a modellezés hibahatára a vertikális magassá-

gok meghatározásában elérheti az 1-2 métert!). Ebből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a sókarsztos rendszert kitöltő víz nem a közlekedési edények törvényszerűségei szerint helyezkedik el, az egyes objektumok nincsenek összeköttetésben egymással vagy ez a kapcsolat gyenge, a felszín alatti vízáramlás nem fejlett járatokon és hasadékokon keresztül történik. Az egyes dolinák hidrológiai értelemben viszonylagos elszigetelt helyzetben vannak a vízázó rétegek helyzete, és a domborzati viszonyok miatt (14. ábra).



14. ábra: Keresztszelvény a sókarszt tavas töbrein keresztül (2016)
Fig. 14: Cross section through the doline of the saltkarst (2016)

Jól megfigyelhető változások mentek végbe a felszíni vízfolyásokban is, az oldási folyamatokra visszavezethető helyi süllyedési folyamatok és a dolinák képződése miatt. A sódiapír kiemelkedése miatt a Tisza egykori ártéri síkságából keletkezett teraszok lépcsőzetesen emelkednek ki a sóhegy területén, a kiemelkedés nagy kanyarulat kialakítására kényszerítette a Tiszát. A mintegy 200 m magasra kiemelkedő sóhegy fedettkarsztos térszínén csak időszakos vízfolyások alakultak ki, ÉK-en a Glod-patak, amely a sötéstet északról megkerülve torkollik a Tiszába, és a Faluszlatina, ill. a Lajos-bánya felől ÉNy felé tartó Izvor-patak. Utóbbi a nevéhez híven kis források tápláltak, a Lajos-bányából kiszivattyúzott vízzel gyarapodva az ártérre lefutva két vízimalmot is hajtott. Az Izvor-ér szárazon maradt völgye jól kirajzolódik a sóhegy tetején, de a patakot lefejezte a közelmúltban kialakult L1 A és L1 B szakadékdolina. 2015-ben még jól látszott, hogy ez a kis ér Faluszlatina északi peremén az eltört szennyvíz csatorna szennyvizével gyarapodva eltűnik az L1 B víznyelős szakadékdolina víznyelőjében. Napjainkra annyiban változott meg a helyzet, hogy az egykori víznyelő helyén egy nyolcasra emlékeztető alakú nagy tó keletkezett, miután egybenyílt az L1 A szakadékdolinával (15. ábra).



15. ábra: Az L1 A és L1B töbrök az összeolvadás után (2016)
Fig. 15: The collapse dolines (F1A and F1B) after their merge (2016)

A Ferenc-bánya és a 9-es-bánya közötti horpadáson keresztül folyt valaha a Glod-patak, amelyet a bányák megóvása érdekében egy fedett vízgyűjtő csatornába (stól) tereltek. Ennek a nyomvonalára nagyjából az eredeti lefolyási irányt követte. Az utóbbi kb. húsz évben azonban a Tisza felől a kavicssterasz anyagában beáramló árvizek olyan jelentős oldási folyamatot fejtettek ki az eltemetett sótestben, hogy a két bánya közti horpadás mintegy 10 méterrel mélyebb lett és a kis ér vize már nem tud eljutni a kiépített stól nyílásához. Ez a víz folyamatosan szívárog be a sótestbe a Ferenc-bánya kamrái felé. A Ferenc-bánya felett kialakult nagy szakadékdolina (F1 A) keleti peremén lassan süllyed a térszín, a felszínre nyíló repedések mentén befolyó édesvíz apránként felemészteti a kamrák közti pilléereket. Újabb és újabb bezökkenéses- és utánsüllyedéses töbrök jönnek létre (F2, F3, F4, F5) a leggyorsabban süllyedő területeken. Ez az egyik legveszélyeztetettebb terület az Aknaszlatinai-sókarszt területén, ahol további felszínmozgásokra lehet számítani.

Összefoglalás, következtetések

Az elmúlt 250 évben kitermelt só helyén keletkezett üregek ma beomlással veszélyeztetik az aknaszlatinai sóhegyet, és kitelepítésre kényszeríthetik az ott élő családokat. Ebben a tanulmányunkban a Ferenc- és Lajos-bányák fölötti területen 2010 óta végbement gyors geomorfológiai változások vizsgálatának eredményeit foglaljuk össze. Időrendi sorrendben vizsgáltuk a bányaomlások által kialakított berogyásokat, nyomon követve a morfológiai és hidrológiai változásokat és elemezve a kialakító folyamatokat.

Az Aknaszlatinai-sókarszt kavicsos, agyagos üledékekkel borított fedettkarszt, jellemző formái a fedettkarsztos mélyedések, főleg lezökkenéses töbrök és utánsüllyedéses töbrök. Ezekben a töbrökben napjainkban sehol nem látszik a sóközet, a dolina mélyedése minden esetben a sót fedő kavicsos üledékekben jött létre. A sókarszt legnagyobb méretű karsztos mélyedései a bányák kamráinak beszakadása hozta létre, például Faluszlatina határában a Lajos-bánya beomlásával kialakult hatalmas iker berogyást (L1A és L1B), és a Ferenc-bánya kamráinak beszakadásával kialakult F1 A, F1 B és F1 C szakadéktöbröket.

A vizsgált időszakban főleg a Tisza áradásaihoz kapcsolódó újabb édesvíz betörés és elárasztás az aknaszlatinai sóbányákban jelentős mennyiségű só feloldását, és emiatt újabb beomlásokat okozott a felszínen, rövid idő alatt látványos morfológiai, morфомetriai és hidrológiai változásokat eredményezett a vizsgált területen. A szárazabb és csapadékos évek váltakozása a nagy szakadékdolinák alján kialakult tavak vízszintjében akár 20 méteres ingadozást eredményeztek. A drónos felvételekből szerkesztett digitális domborzatmodell alapján megállapítottuk, hogy a dolinavak vízszintje eltérő magasságban helyezkedik el, ami arra utal, hogy a domborzati és földtani viszonyok miatt hidrológiai értelemben nincsenek kapcsolatban egymással.

A lokális süllyedések és a dolinák kialakulása miatt megváltozott a sóhegy területén a felszíni vízhálózat, az időszakos vízfolyások az új berogyásokban kialakult víznyelőkben tűnnek el.

A legveszélyeztetettebb helyszínek az Aknaszlatinai-sóhegyen Faluszlatina határában a Lajos-bánya felett, ill. a Ferenc-bánya és 9-es-bánya közti területen található.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnénk köszönetet mondani mindazoknak, akik részt vettek a terepi mérésekben, önzetlenül segítettek, ill. támogatták munkánkat, elsősorban Némethi Béla nyugdíjas aknaszlatinai bányásznak, aki rengeteg hasznos információval szolgált Aknaszlatina múltjával kapcsolatban, és a terepbejárás során nyújtott rengeteg segítségéért.

IRODALOM

BERGHAUER S. (2012): A turizmus, mint kitörési pont Kárpátalján (?) (Értékek, remények, lehetőségek Ukrajna legnyugatibb megyéjében) – PhD

értekezés Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar Földtudományok Doktori Iskola. Pécs 213 p.

ERDŐSI F. (1969): Az antropogén geomorfológia, mint új földrajzi tudományág. – Földrajzi Közlemények 17 (1) pp. 11–26.

ERDŐSI F. (1987): A társadalom hatása a felszínre, a vizekre és az éghajlatra a Mecsek tágabb környezetében. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 227 p.

FORD, D. C., WILLIAMS P. (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley and Sons. Chicester, 562 p.

GUTIÉRREZ, F., PARISE, M., DEWAELE, J., JOURDE, H. (2014): A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst – Earth-Science Reviews 138. pp. 61–88.

IZSÁK T. (2007): Ukrajna természeti földrajza – Rákóczi-füzetek, XXVII. II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola, Ungvár, 216 p.

KOMPÓTY J. (1908): Az aknaszlatinai Kunigunda-bánya beomlása – Bányászati és Kohászati Lapok. 46. pp. 390-392.

LUKÁCS K., LUKÁCS J. (1999a): Aknaszlatina – a só, a víz és a levegő kincsestára Aknaszlatina. <http://www.freeweb.hu/saltmining/elozo/04apr.htm>

LUKÁCS K., LUKÁCS J. (1999b): Aknaszlatina, a só, a víz és a levegő kincsestára című könyvének "Máramarosi sóbányászat a XVIII., XIX. és XX. század térképeinek tükrében" című fejezete: <http://goo.gl/6OSjA4>

MÓGA J., LIPPMAN L., TOMBOR E., FEHÉR K., KÉRI A., BORSODI A. (2015): Az Aknaszlatinai-sókarszt felszínalaktani vizsgálata – Karsztfejlődés XX. pp. 185-213. DOI: 10.17701/15.185-213

RÉTHY K. (2010): Bányászattörténeti Közlemények IX. 5(1) pp. 42-48.

SCHMIDT ELIGIUS R. (1941): A magyar só geológiája, bányászata és nemzetgazdasági jelentősége – A Mérnöki Továbbképző Intézet 1941. évi tanfolyamainak anyaga, 11. füzet, Budapest, 17 p.

SNAVELY, N., SEITZ, S. M., SZELISKI, R. (2008): Modeling the world from Internet photo collections – International Journal of Computer Vision, 80. (2), pp. 189-210. DOI: [10.1007/s11263-007-0107-3](https://doi.org/10.1007/s11263-007-0107-3)

SZOKOL P. (1879): Az aknaszlatinai sótelep bányászata – Bányászati és Kohászati Lapok, 12. pp. 133-135, 148-149.

VERESCSAGIN V. N. ED. (ВЕРЕЩАГИН В. Н. РЕД.) (1982): Стратиграфический словарь СССР. – Палеоген, неоген, четвертичная система / Az SzSzkSz sztratigráfiai szótára. – Paleogén, neogén, és negyedidőszak. Изд. Недра, Ленинград. 419 p.

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

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

- VOZNYESZENSZKIJ A. I. (ВОЗНЕСЕНСКИЙ А. И.) (1988): История формирования неогеновых отложений Закарпатского прогиба / A neogén üledékek kialakulásának története a Kárpátaljai-süllyedésben. – Академии Наук СССР, Наука, Москва. 109с. 47 p.*
- WALTHAM, T., BELL, F., CULSHAW, M. (2004): Sinkholes and subsidence – Springer. 381. p.*
- WARREN, J. K. (2006): Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons – Springer Berlin Heidelberg New York, 1035 p.*
- ZENTAI Z. (1994): A Parajdi sókarszt geomorfológiája – A BDTF Tud. Közl. IX. Természettud. 4, Szombathely. pp. 233-248.*

GÖMBFÜLKÉK, MENNYEZETI ÜSTÖK ÉS VAKKÜRTŐK A BARADLA-BARLANGBAN

SPHERICAL CAVITIES, CEILING POCKETS AND HALF TUBES IN THE BARADLA CAVE

SZUNYOGH GÁBOR

Óbudai Egyetem, Bánki Donát Gépész és Biztonságtechnikai Mérnöki Kar,
Gépszerkezettani és Biztonságtudományi Intézet
Budapest, Népszínház u. 8., szunyogh.gabor@bgk.uni-obuda.hu

Abstract: During the 1:100 scale mapping of Baradla, 117 ceiling pockets, spherical cavities and half tubes were mapped. Among them there are simple ceiling pockets, vertically complex ceiling and wall pockets, vertically expanded half tubes, coalescing rows of spherical cavities. Their ground plan is similar to plum-stone, to elongated sponge cake, or to kidneys. Many ceiling pockets have connecting channels. Ceiling pockets are not uniformly distributed along the main channel, but they constitute groups. Their development is probably not directly in connection with the vortices of the water flowing in the main channel. It is probable that they can be explained by mixing corrosion.

Keywords: Baradla, ceiling pockets, elongated ceiling pockets, spherical cavities, mixing corrosion, ceiling channel, half tube

Bevezetés

Jelen cikk célja, hogy a sok-sok újszerű érdekesség közül a Baradla-barlangból kiemelje a „*felfedezett*”, és alaprajzilag dokumentált 171 (!) db gömbfülkét, gömbüstöt, gömbszerűen bezáruló vakkürtöt, mert elhelyezkedésük, formájuk és méretük ismét rá kell, irányítsa a karsztmorfológusokat a gömbfülke-képződés folyamatának vizsgálatára. Minthogy napjainkban még többféle elmélet is „*érvényben van*” a gömbüstök és gömbfülkék keletkezésével kapcsolatban, ezért remélhető, hogy a Baradlában előforduló változataik tanulmányozása előbbre viheti képződésük mechanizmusának megértését. A Baradla azért is igen alkalmas a gömbüstök és gömbfülkék tanulmányozására, mert ezek karakterisztikus mérete nagyságrendekkel kisebb, mint az azokat „*hordozó*” üregrendszeré, ezért világosabban elkülöníthetők a gömbfülkékre és a főágra jellemző formák.

Nem célunk újabb gömbfülke-képződési hipotézisek felvetése, vagy az ismert elméletek ellenőrzése, de felhívom a figyelmet az egyese elméleteket

a Baradla gömbfülkéi alapján alátámasztó vagy megkérdőjelező megfigyelésekre.

A barlangi kisformák morfológiájának tudományos vizsgálata, kialakulásuk és fejlődésük törvényszerűségeinek feltárása a karsztfejlődéstan egyik központi kérdése. Közülük különös jelentőségűek a hazai karsztkutatás szempontjából a gömbüstök és gömbfülkék, mert számos, mindenek előtt hévizes eredetű barlangunk meghatározó képződményei. Kutatásuk elsősorban a hévizes barlangokkal kapcsolatban kapott nagy hangsúlyt, hidegvizes eredetű barlangjainkra vonatkozólag kevesebb tanulmány készült, bár több elmélet nem „írja elő”, hogy a gömbfülkék és gömbüstök képződése csak meleg vizekhez köthető. Alárendelten szerepeltek a gömbszerű üregek a Baradláról szóló tanulmányokban is. Ezek egyrészt azért maradtak rejtve a szakemberek elől, mert többségük a főág beláthatatlan magasságú mennyezetéből nyílik, vagy a nem esik a hosszú-túrák során használt szokásos útvonal közelébe, másrészt fel sem figyelhettek rájuk, mert a barlang óriási méreteiben a hagyományos lámpák fénye gyakorlatilag elveszett. Jóllehet régebben is használtak messzire világító, fókuszálható fényforrásokat, de ezek csak egy kis körzetben tették láthatóvá a barlang felületét, így csak a véletlenül múlt, ha egy-egy gömbfülke vagy gömbüsttel záródó vakkürtő feltárult a kutatók előtt.

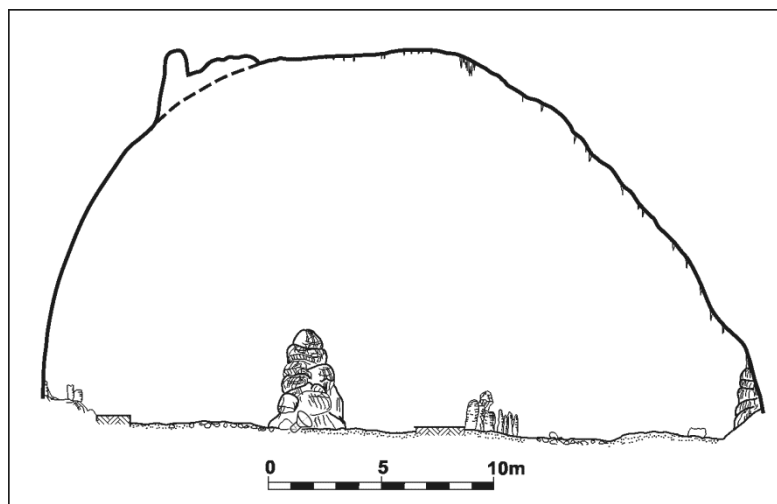
Megváltozott a helyzet, amióta elkezdődött a Baradla 1:100 léptékű térképének felvétele, mert ennek során négyzetméterről négyzetméterre át kellett vizsgálnunk a barlang teljes felületét annak érdekében, hogy a legapróbb részleteket is ábrázolhassuk. Ennek eredményeképpen „*garmadával*” kerültek elő a tankönyvekben megemlített, de a Baradlából konkrétan nem, vagy csak „*hírből*” ismert korróziós és eróziós formák, ásványkiválások, speciális kitöltések, valamint más, szpeleológiaiailag érdeklődésre számító jelenségek. A nagy részletgazdagságú ábrázolás technikai háttérét egyrészt a felmérést előkészítő lézerszkenneres felvétel tette lehetővé (ami garantálta a felvett objektumok helyzetének geodéziai pontosságú rögzítését), másrészt a reflektorokkal összemérhető fényerőt szolgáltató, nemrég megjelent 600-900 lumen teljesítményű, szórt fényt adó, lítium-akkumulátoros LED-lámpák használata, melyek lehetővé tették, hogy egyidejűleg nagy területen világítsuk meg a nem ritkán 20-30 méter magasságban található főte részleteit.

A térképezés során ügyeltünk arra, hogy minden, szpeleológiaiailag érdekes objektumot alaprajzilag pontosan, helyének jól látható kiemelésével, sok esetben keresztszelvényének megrajzolásával dokumentáljuk. Pusztán a Baradla főágának kivilágítatlan részén több, mint 300 feljegyzésre méltó képződményt találtunk. (Ezek rövid leírása és térképi bemutatása meghaladja e cikk kereteit, de a Földművelésügyi Minisztérium Barlang- és Földtani

Osztályán megtalálhatók.) Ismeretes, hogy a Baradla részletes felmérése 1996-ban a kivilágított szakaszok felméréseivel kezdődött, így tudományos felhasználására már az első térképlapok elkészülte után lehetőség nyílt. A térképre támaszkodva a Vörös-tó — Jósvalfői-kijárat között szakasz kisformáinak vizsgálatát *KROPF* (1999), a Baradla karrjainak vizsgálatát *GRUBER* (1999) végezte el. Remélhető, hogy a főág sötét részének felmérése előrelendíti a Baradla belső részeinek a kutatását is.

A gömbüstök hosszmeteszében mutatkozó sajátosságok

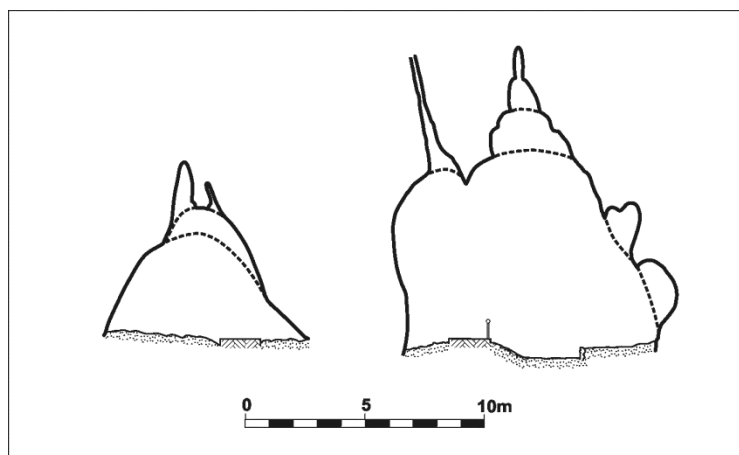
A Baradlaban szinte valamennyi, a szakirodalomban említésre kerülő gömb-szerű üreg előfordul, azonban igen eltérő számarányban (*SLABE* 1995, *VERES* 2004, *BISCHOF*, *THÉSZ* 1996).



1. ábra: Mennyezeti gömbüst a Fekete-teremben (Óriás lábnyoma)
Fig. 1. Ceiling pocket in the Black room (Footprint of a giant)

Tipikus egyszerű gömbüst pl. a Fekete-terem mennyezetén a látogatóknak mindig megmutatott „Óriás lábnyoma”. Az 1. ábrán látható, hogy hosszúsága csaknem 5 méter, de belmagassága mindössze 2 méter, tehát valóban üstszerű formát képez. (Az 1-14. ábrákon bemutatott szelvények és alaprajz-részletek elhelyezkedése a Baradla áttekintő térképén a 15. ábrán látható.) Gyakran előfordulnak a jellegzetes, ún. függőlegesen összetett gömbüstök, melyek egymásra épülő, egyre kisebb átmérőjű, éles áthatási vonallal rendelkező gömbökből állnak (2. ábra). A 2. ábrán jellegzetes fali gömbüst is észrevehető. Képződésük *SLABE* (1995) szerint a főágban las-

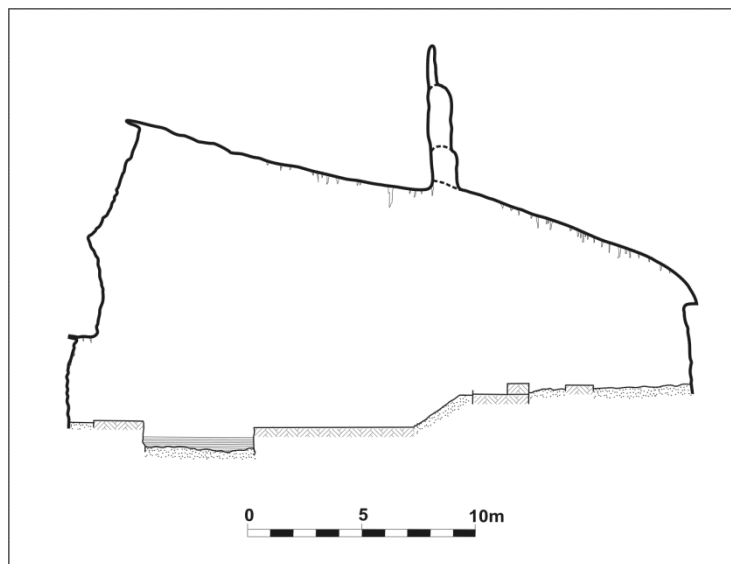
san áramló víz spirális örvényeivel hozható kapcsolatba. Ez — véleményem szerint — csak akkor állja meg a helyét, ha valóban a hagyományos értelemben vett (azaz sekély) üstökről van szó. Azonban (a felmérések tanúsága szerint) a legtöbb baradlai gömbszerű üreg mélysége többszörösen meghaladja bejáratának átmérőjét. Erre példa a Csónakázó-tó szinte teljesen sík főtéjéből induló, 1 méter átmérőjű, de 6 méter magasra felhatoló, függőlegesen nagyon megnyúlt ellipszoidokból álló, függőlegesen összetett kürtő (3. ábra). Nehezen képzelhető el, hogy egy lassú, főági áramlás több méter magasságban is olyan örvénylést eredményezne, amely e függőleges csövet kialakítaná.



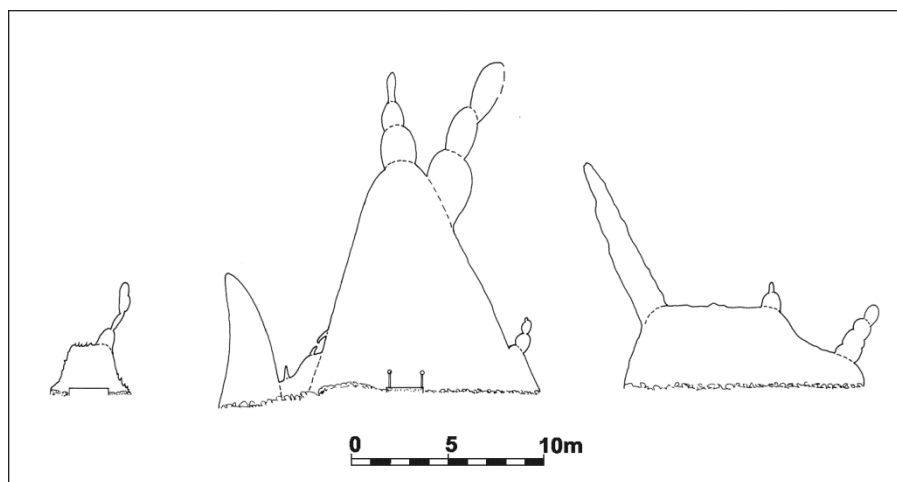
2. ábra: Függőlegesen összetett mennyezeti és fali gömbüstök a Denevér-ágban
 Fig. 2. Vertically complex ceiling and wall pockets in the Bat branch

Átmérőjéhez képest nagyon mély „gömbüstök” viszonylag könnyen megfigyelhetők a Baradla aggteleki főbejáratának közelében (4. ábra). Ezek már sokkal közelebb állnak a hévizes barlangok jellegzetes, alul szűk, belül tágasabb gömbfülkéihez, mint az örvényléssel létrejövő gömbüstökhöz. Figyelemre méltó az is, hogy bejáratuk szinte véletlenszerűen helyezkedik el a főág felületén, azaz úgy tűnik, mintha kialakulásuk egymástól teljesen független lenne. Ez alátámasztja azt az elméletet, hogy a gömbfülkék egymástól elszigetelve, freatikus körülmények között, keveredési korrózióval alakulnak ki, és ezek később, a karsztfelződés további szakaszában tárulnak fel (VERESS, PÉNTEK, HORVÁTH 1992, VERESS, PÉNTEK, HORVÁTH, SZABÓ 1993, PÉNTEK, SZUNYOGH, VERESS, ZENTAI 1998, 2004). Ismeretes, hogy a Domica Száraz ága és Szűz járata között kialakított vágat

olyan üregeket tárt fel, melyek nem voltak összeköttetésben a barlang többi részével (BELLA, MÓGA 2014).



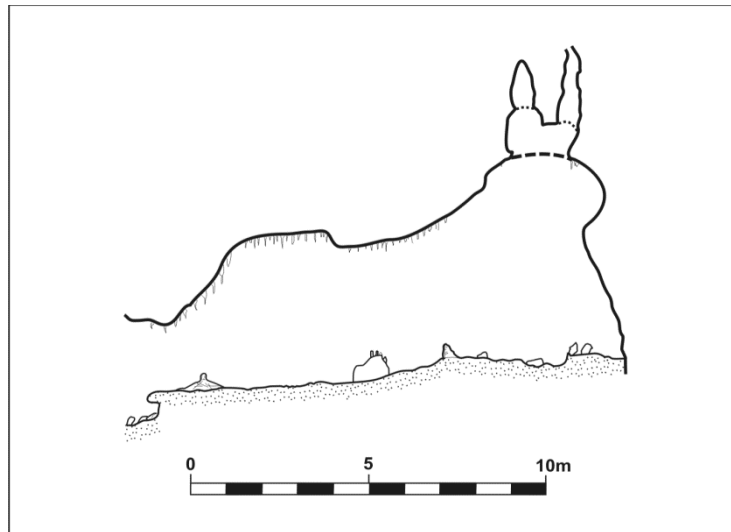
3. ábra: Függőlegesen összetett gömbüst (gömbben záródó vakkürtő) a Csónakázó tó felett
Fig. 3. Vertically complex ceiling pocket (half tube ending in a sphere) above Rowing pond



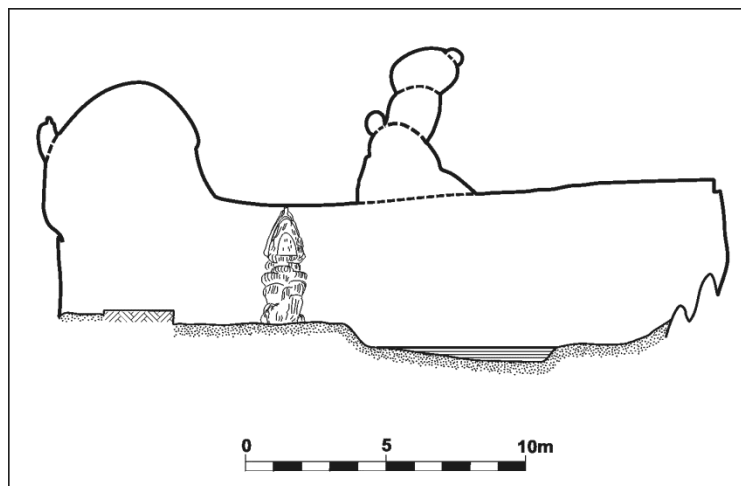
4. ábra: Járatoldali gömbfülkék a Pitvarban
Fig. 4. Spherical cavities on the wall in the Backyard

Keveredési korróziós folyamatra utalnak azok a (nem kis számban talált), viszonylag tágas gömbüstök, melyekbe több vízvezető járat is kapcsolódik. A Csontház belső termének főtéjébe mélyedő, mintegy 2 méter átmé-

rőjű, szabályos gömbüstbe két kis kürtő kapcsolódik (5. ábra), ami azt sejteti, hogy vizeik találkozásánál keveredési korrózió játszódhatott le. (Természetesen ez esetben is feltételezhető, hogy a Csontház termék kialakulása és a gömbüst létrejötte különböző fejlődési fázishoz köthető, mert láthatóan a két üreget éles áthatási vonal határolja.)

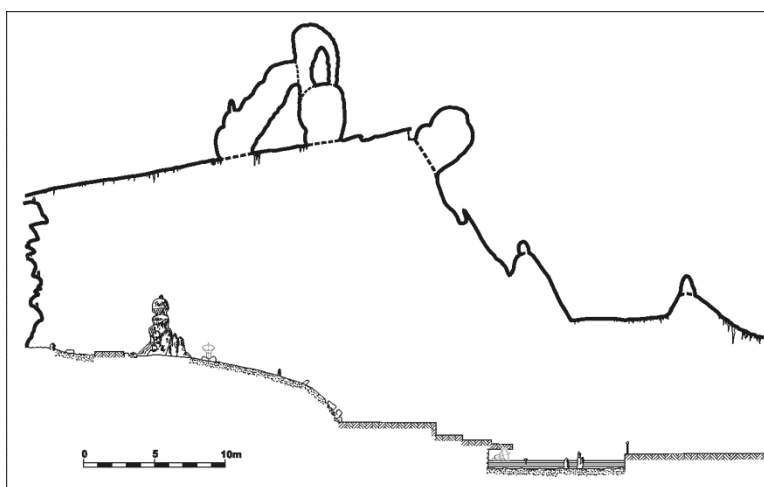


5. ábra: Két vízbevezető járat egyesülésénél kialakult gömbüst a Csontházban
 Fig. 5. Ceiling pocket that developed at the coalescence of two passages in the Charnel house



6. ábra: Óriás gömbüst a Nádor-oszlop felett
 Fig. 6. Giant ceiling pocket above Palatine column

Igen meglepő, szinte már a budai barlangokra emlékeztető (MÜLLER 1974, SZUNYOGH 1984, 1989) óriás gömbfülke-sor található a Nádoroszlop felett (6. ábra). Hatalmas, szűkületeken keresztül egymásba kapcsolódó tágas gömbök alkotják. Minthogy becsatlakozási pontjánál a Baradla főágának a mennyezete teljesen sík, semmi sem indokolja, hogy „pont ott” alakuljon ki benne egy olyan hatalmas örvény, mely ezt a fülkesort létrehozta volna.



7. ábra: Felső járattá egyesülő gömbfülkék a Hangverseny terem felett
 Fig. 7. Spherical cavities coalescing into an upper passage above Concert hall

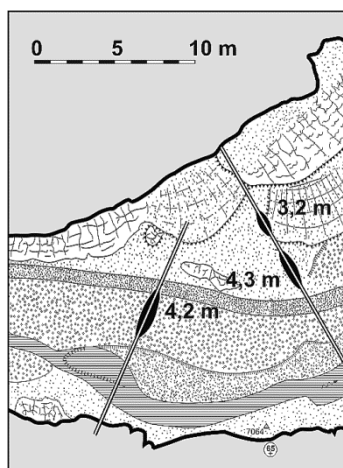
Azt a sejtést, hogy a gömbfülkék a főágban zajló folyamatoktól függetlenül keletkeztek, alátámasztják a felső járattá egyesülő „gömbüstök”. Erre szép példát láthatunk a Hangverseny-terem felett (7. ábra), de hasonlóval találkozhatunk a Padlás kijárata közelében, a Szemiramis-függőkertje felett, ahol valóságos labirintus jött létre, mely több kürtővel is kapcsolódik a főághoz. E felső járatok felülete üde, tiszta, legömbölyített, ami arra utal, hogy freatikus körülmények között születtek. A 7. ábrán bemutatott metszet szinte egyértelműen mutatja, hogy a gömbfülkés felső járat független a Hangverseny-teremtől, mert „tapinthatóan” éles áthatási vonala van: mintha a főág utólag „nyeste” volna le azt a közzettartományt, amely a felső járatot magába foglalta.

A gömbfülkék felületének vizsgálatakor feltűnő, hogy felületük tiszta, üde, kormozódás nyomai nem látszanak rajtuk. Ez meglepő, hiszen a Baradla főágának szinte a legkisebb zugába is behatolt a hajdan használt fáklyák füstje, amit vastag koromréteggel lepett be mindent. Az a látszat, hogy a gömbben záródó vakkürtők tiszták, azt sejteti, hogy felületük korróziója

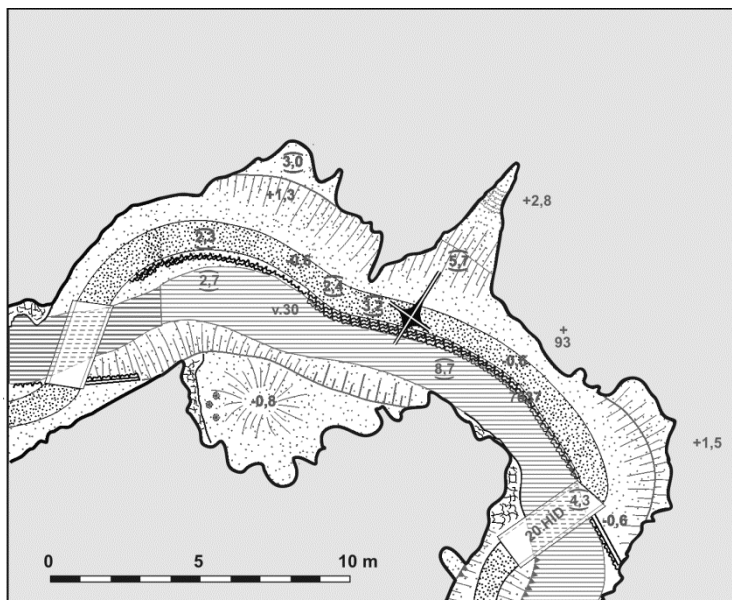
esetleg jelenleg is zajlik a beszivárgó vizeknek köszönhetően. (Természetesen e megfigyelést konkrét, helyszíni vizsgálatnak kellene támasztani, de sajnos csak megfelelő állványzat segítségével lehet ezeket megközelíteni.)

A gömbüstök alaprajzában mutatkozó szabályszerűségek

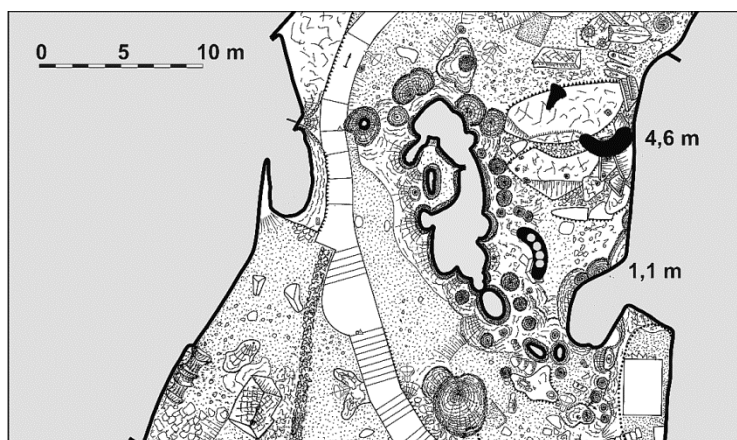
Jellegzetesen elkülöníthetők a gömbszerű üregek alaprajzuk szerint is. Nagyon sok szilvamag alakú van közöttük, melyeknek középvezetékében egy vékony, de 15-20 méterről is látható keskeny kőzetrés található. Sok helyen megfigyelhető, hogy e „preformáló rész” a gömbüst alapterületén kívül is folytatódik, mintegy átvágva a főágot. (E kőzetrészek helyzetét mindig pontosan bemértük, és a térképen ábrázoltuk.) Sok gömbüst-csoport éppen azért jön létre, hogy ugyanarra a részre „fűződnek fel” (8. ábra). Ha a preformáló rész ferde helyzetű, akkor a gömbfülke is követi a rész dőlését (lásd: 2. és 4. ábrák). Nagy valószínűséggel állíthatjuk, hogy a gömbfülkek kialakulásában e rések mentén szivárgó víz központi szerepet játszhatott. Elképzelhető, hogy a preformáló résen beszivárgó és a főágban lassan áramló (vagy pangó) vizek keveredése következtében előálló oldó hatás alakította ki azokat. Egy esetben sikerült is megtalálni az egymást metsző vízvezető síkok körül kialakuló üreget (9. ábra), mely igazolja, hogy a Baradlában is működhetett az az oldásmechanizmus, melyet más hazai barlangunkban már korábban felismertek (VERESS, PÉNTEK, *et.al.* 1993).



8. ábra: Kőzetrésre „felfűződött” gömbüstök a Padlás közelében (a fekete területek a gömbüstök alaprajzát mutatják, a kettős vonallal a preformáló rész helyzetét jelzik)
 Fig. 8. Ceiling pockets „strung” to fissures near the Attic (black areas present the ground plan of ceiling pockets, the double line is for the position of accordant fissure)



9. ábra: Repedések kereszteződésénél kialakult kürtő
 Fig. 9. Tube that developed at the crossing of fissures

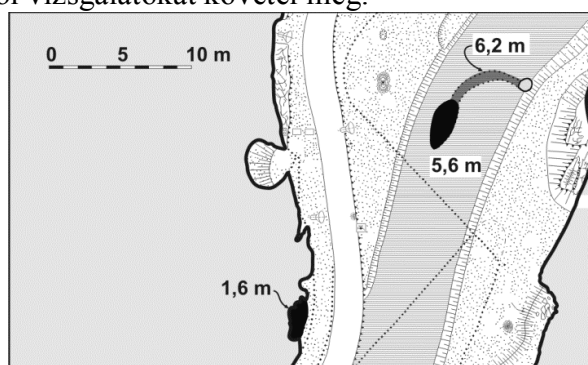


10. ábra: Vese alakú fülkék a Denevér-ágban (a fekete területek a gömbüstök alaprajzát mutatják, a melléljük írt számok a fülke belmagasságát jelölik.)
 Fig. 10 Cavities with a kidney form in the Bat branch (Black areas are for the ground plan of ceiling pockets, the numbers are for the inner height of the cavity)

A gömbüstök alaprajzában másik jellegzetes forma az elnyúlt ellipszis, mely azonban sok esetben torzul, és piskótához illetve veséhez hasonló

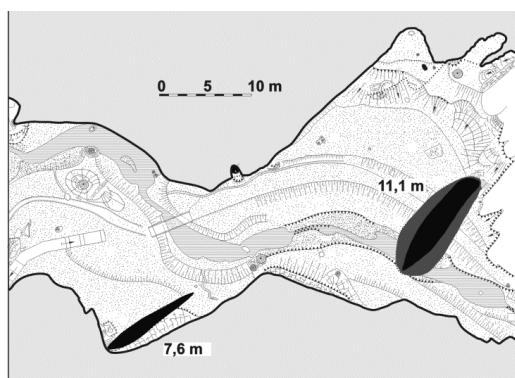
alakot eredményez (10. ábra). A vese-alak annyira jellegzetes a Baradlában, hogy érdemes lenne külön vizsgálat tárgyává tenni.

Igen sok gömbüsthöz illetve gömbfülkéhez bevezető csatorna kapcsolódik: a főág felületébe folyamatosan mélyülve vezet a gömbüsthöz, és ahhoz törés (áthatási él) nélkül kapcsolódik. Ebben az esetben viszont nem lehetett független a gömbüst kialakulása a főágtól, mert ez a csatorna szervesen összeköti azokat. Érdekes módon az is előfordul, hogy ez a bevezető csatorna egy magasba nyúló kürtővel kapcsolja össze a gömbüsthöz (11. ábra). Felmerül annak a gondolata, hogy ezek a csatornák anasztomózis-szerűen akkor keletkeztek, amikor a főág teljesen fel volt töltődve, és csak a főág mennyezete mentén tudott áramlani a víz. Ez természetesen további vizsgálatokat követel meg.



11. ábra: Bevezető-csatornás fülke (A fekete területek a gömbüsthöz alaprajzát mutatják, a mellékük irt számok a fülke belmagasságát jelölik.)

Fig. 11. Cavity with a channel (Black areas are for the ground plan of ceiling pockets, the numbers are for the inner height of the cavity)



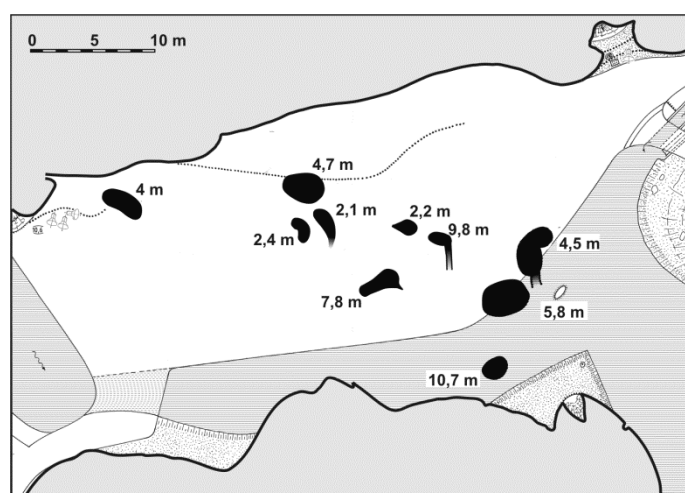
12. ábra: Mennyezeti csatornát alkotó óriási (kettős) gömbüst (a fekete területek a gömbüsthöz alaprajzát mutatják, a mellékük irt számok a fülke belmagasságát jelölik.)

Fig. 12. Giant (double) ceiling pocket constituting a ceiling channel (Black areas are for the ground plan of ceiling pockets, the numbers are for the inner height of the cavity)

Végül, a gömbüstök alaprajzi formáját illetően meg kell említeni a preformáló résekre illeszkedő, a főág mennyezetének széles tartományára kiterjedő „csatornákat”. Példaként a Morea-hegyének bejáratánál két, 10 méternél is hosszabb, 1-3 méter széles, 7-11 méter magasra felhatoló „hasadék” említhető, melynek elnyúló harangszerű boltozata egy óriásira „sikeredett” gömbüstnek tekinthető (12. ábra). Hasonló csatornák többfelé előfordulnak a Baradlában, melyek térképi rögzítése szintén megtörtént.

A gömbüstök eloszlása a Baradla főága mentén

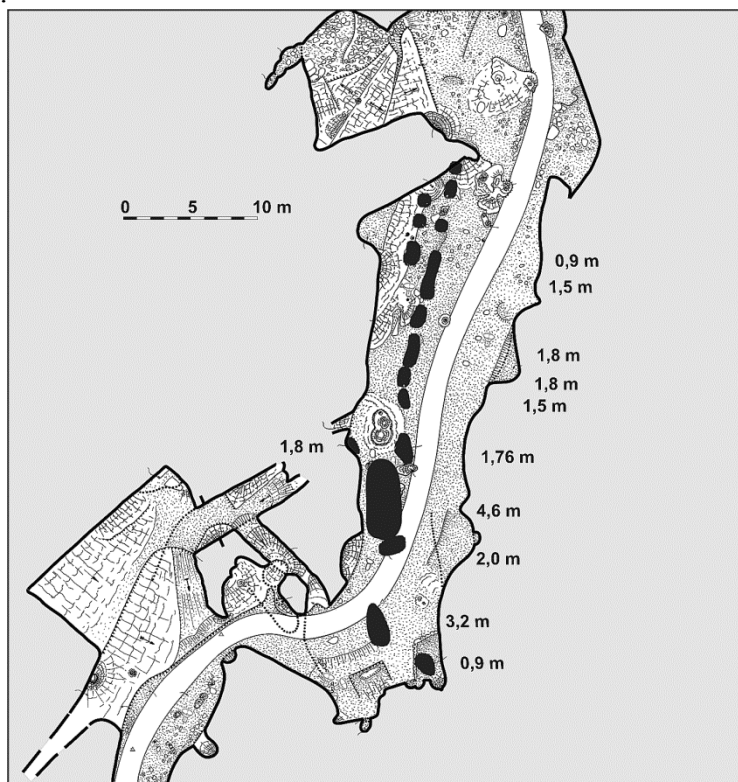
Ha végiglapozzuk a Baradla eddig elkészült 122 db A/1 méretű térképlapjából álló atlaszát, melyen valamennyi felismert gömbüst és gömbfülke bejárata ábrázolásra került, akkor feltűnik, hogy vannak igen hosszú, több száz métert kitevő gömbfülke nélküli szakaszok, máshol pedig egy viszonylag rövid 25-50 méteres területen nagy számban fordulnak elő. Természetesen vannak magányos üstök és fülkék, de ezek ritkák.



13. ábra: Gömbfülke-csoport a Táncterem főtéjén. (a fekete területek a gömbüstök—gömbfülkék alaprajzát mutatják, a melléjük írt számok a fülke belmagasságát jelölik. A szürkés „nyúlványok” a bevezető csatornát ábrázolják.)
 Fig. 13. A group of spherical cavities on the ceiling of Dance room (Black areas are for the ground plan of ceiling pockets-spherical cavities, the numbers are for the inner height of the cavity. Grey narrowing parts are for connecting channels.)

Tipikus gömbfülkecsoport látható pl. a Táncterem mennyezetén. A 13. ábrán látható, hogy kis területen 10 db gömbszerű üreg töri meg az egyébként szinte sima felületű főtét. Figyelemre méltó, hogy a (lézeres táv-

mérővel bemért) belmagasságuk meglepően nagy, némelyik 10 méterre is felnyúlik.

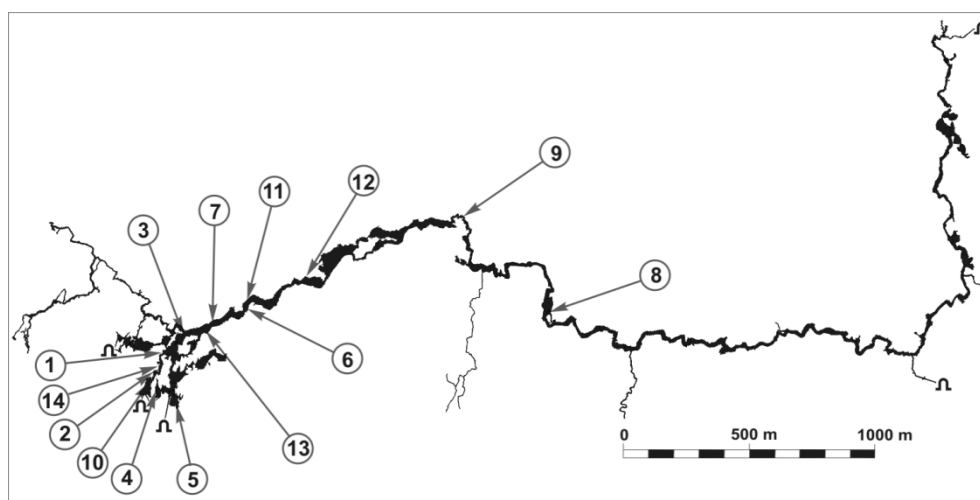


14. ábra: Párhuzamos sorokba rendeződött gömbfülkék a Denevér-ágban
Fig. 14. Spherical cavities arranged to parallel rows in the Bat branch

Igen gyakran előfordul, hogy szabályos sorokba rendeződnek, amint az megfigyelhető a Denevér-ágban (14. ábra). Ez a csoport is bizonyítja, hogy nem gömbüstökről van szó, hanem nyúlánk kürtőkről. Sőt, az esetek legnagyobb részében a gömbfülkék „*felűződnek*” egy igen keskeny, de 15-20 m távolságból is jól kivehető közetérésre (litoklázisra), mely rendszerint a gömbfülke középvonalán halad keresztül.

A gömbfülkék alaprajzi eloszlásában figyelemre méltó az is, hogy semmiféle törvényszerűség sincs abban a tekintetben, hogy a főág keresztmetszete mentén hol helyezkednek el. Előfordulnak középen, oldalt, esetleg a főte és a járatoldal találkozásánál, de nem ritkán a főágon kívül úgy, hogy csak a járat talpánál nyíló szűk átjárón keresztül lehet bejutni hozzá. Ezen „*négykézlábas*” kapukon túl viszont több méterre felhatoló szabályos gömbfülkéket alkotnak. Ilyen fülkék alaprajzi megjelenítése vehető észre a 11. és

12. ábrákon (melyeket a járatoldalhoz „*tapadó*” fekete foltok fejeznek ki). Ezek többsége egyébként a részletes felmérést megelőzőleg valószínűleg elkerülte a kutatók figyelmét, mert bejártuk a főágban haladók számára többnyire rejtve marad. Jelentőségük igen nagy: alátámasztják azt az elképzelést, hogy a Baradla gömbfülkéi a főágtól függetlenül keletkeztek, és azáltal váltak láthatóvá, hogy a főág később feltárta azokat.



15. ábra: Az 1-14. ábrákon bemutatott szelvények és alaprajz-részletek elhelyezkedése a Baradla áttekintő térképén

Fig. 15. The location of the profiles and ground-plan sections presented in Figs. 1-14 on the overview map of Baradla

Következtetések

A Baradla nagypontosságú, 1:100 léptékű felmérése során 117 db gömbüst, gömbfülke illetve gömbbel záródó vakkürtő térképezésére került sor. Kiderült, hogy mind méretükben, mind formájukban széles változatosságot mutatnak.

A dokumentált üregek között előfordulnak hagyományos értelemben vett egyszerű gömbüstök, függőlegesen összetett mennyezeti és fali gömbüstök, átmérőjüknel sokkal nagyobb magasságra felnyúló vakkürtők, határozott áthatási vonallal füzérszerűen egymásba kapcsolódó gömbfülkesorok, valamint több kürtő egyesüléséből kiformalódó felső járatok.

A felmért üregek alaprajzára jellemző, hogy többnyire hosszúkásak: szilvamaghoz, elnyúlt piskótához hasonlóak, vagy veseformájúak; kör- vagy ellipsziszalakúak alárendeltebben képviselik magukat. Sok gömbüst bevezető csatornával rendelkezik. A Baradla főágának mennyezetét több helyen telje-

sen átharántolják a hosszan elnyúló, mennyezeti csatornára emlékeztető óriás gömbüstök. A gömbszerű üregek legnagyobb részében egy központi közetrés (preformáló rés) látható, melyre nézve az üreg szimmetrikusan helyezkedik el, még abban az esetben is, ha e rés dőlt helyzetű.

A gömbüstök és gömbfülkék nem egyenletesen oszlanak el a főág mentén, hanem csoportokat alkotnak. Helyzetük független a főág nyomvonalától, előfordul, hogy a főág mellett, önálló fülkét alkotva törnek a magasba. Egy-egy csoporton belül a gömbszerű üregek általában egyenes vonalú sorokba rendeződnek, mert általában ugyanarra a preformáló részre fűződnek fel.

A dokumentált 117 gömbszerű üreg arra enged következtetni, hogy kialakulásuk nincs közvetlen összefüggésben a főágban zajló folyamatokkal (örvényekkel), hanem valószínűleg keveredési korrózióval magyarázhatók.

Mindezek a megfigyelések (a Földművelésügyi Minisztérium Barlang- és Földtani Osztályán megtalálható részletes dokumentációk birtokában) alapot adnak a gömbfülkék kialakulási folyamatainak további tanulmányozására.

IRODALOM

- BELLA, P., MÓGA, J. (2014): A barlangrendszer alaktana – In: Gruber, P., Gaál, L. (szerk.): A Baradla-Domica barlangrendszer. Jósvalfő, pp. 73-92.
- BISCHOF, T., THÉSZ, G. (1996): Gömbüstök morfológiai vizsgálata – Szakdolgozat. Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola, Szombathely, 53.p.
- GRUBER, P. (1999): A Baradla karrjainak morfológiai vizsgálata – Karsztfejlődés III., pp. 43-51.
- KROPF, I. (1999): Patakos barlangok speleológiai vizsgálata – Szakdolgozat. Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola, Szombathely
- MÜLLER, P. (1974): A melegforrás-barlangok és gömbfülkék keletkezéséről – Karszt és barlang I, pp. 7-10
- PÉNTEK, K., SZUNYOGH, G., ZENTAI, Z., VERESS, M. (2004): Gömbüstök kialakulása és matematikai modellezése – Hévízes barlangok genetikája és képződményei. Budapest
- PÉNTEK, K., SZUNYOGH, G., VERESS, M. (1998): A keveredési korrózió egyenleteinek algebrai megoldása – Hidrológiai közlöny, 78(4) pp.233-240
- SLABE, T. (1995): Cave rocky relief and its speleogenetical significance. – Zbirka ZRC, 10. Ljubljana, 128 p.
- SZUNYOGH, G.(1984): A gömbfülkék kondenzvíz-korróziós kialakulásának elméleti-fizikai leírása – Karszt és Barlang, pp.19-24

SZUNYOGH, G.(1989): Theoretical Investigation of the Development of Spheroidal Niches of Thermal Water Origin. Second Approximation – International Congress of Speleology. 13-20 August. 1989. Budapest, Proceedings III. pp.766-768

VERESS, M. (2004): A karszt – Berzsenyi Dániel Főiskola Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 205 p.

VERESS M., PÉNTEK, K., HORVÁTH, E. T. (1992): Keveredési korróziós barlangok kioldódástörténetének vizsgálata a Sűrű-hegyi Ördög-lik példáján – Karszt és Barlang I-II. pp.21-26.

VERESS M., PÉNTEK, K., HORVÁTH, E. T., SZABÓ, L. (1993): The comparison of the solution history of the Sűrű-hegy Ördög-lik and the Gánt caves on the basis of their spherical cavities – Conference on the karst and cave research of educational and research institutions in Hungary pp. 37-45.

A CSERHÁT NEMKARSZTOS BARLANGJAI

NON-KARSTIC CAVES OF THE CSERHÁT MOUNTAINS (HUNGARY)

ESZTERHÁS ISTVÁN

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

Abstract. The 3000 km² Cserhát extends between Mátra and Börzsöny Mountains in the North Hungarian Mountains. The main part of the region is composed of various sandstone formations. In the southwestern part limestone horsts are rising out of the sandstone, while in the middle and the eastern part the sandstone is overlaid by volcanic sequence. Many small and middle sized caves are to be found in this varied land. In the 20 km² large limestone horsts 123 karst caves are known, but they are not subjects of the present study. Most of the 26 non-karst caves have been developed in sedimentary rocks, while the smaller part of them are in volcanic formations. Eight caves have been listed in different limy, marly and siliceous sandstones. Seven caves are known in andesite, while one in rhyodacite tuff and one in basalt. Nine caves were formed in the boundary of the sandstone and the overlaying andesite conglomerate. The longest sandstone caves in Hungary, the 87m long Betyár Cave and the 30 m diameter and 28 m high chamber of the Felsőpetényi Cave are to be found in the Cserhát Mountains. The 21 m long Erdőkürti Cave is longest cave in andesite. The other andesite caves are only few meter long. In the Slovakian part of the mountains, the Mucsényi Cave is 12 m long tree mould cave in rhyodacite tuff. In the Hungarian Ráosi Block six smaller tree mould caves open in the boundary of the sandstone and conglomerate. It should be noted, that the worldwide rare tree mould caves are known only in the Cserhát Region in Hungary. Also in the boundary of the sandstone and conglomerate in the Paris Valley 3 caves have been formed by the erosion. In the town of Salgótarján one basalt cave was formed in the volcanic neck of the Baglyas-kő. The listed fourteen artificial cavities which are considered as caves by the local population have been carved in the andesite tuff and sandstone.

Key words: break up cave, deflation cave, exhalation cave, explosion cave, gas bubble, tree mold cave

Bevezetés

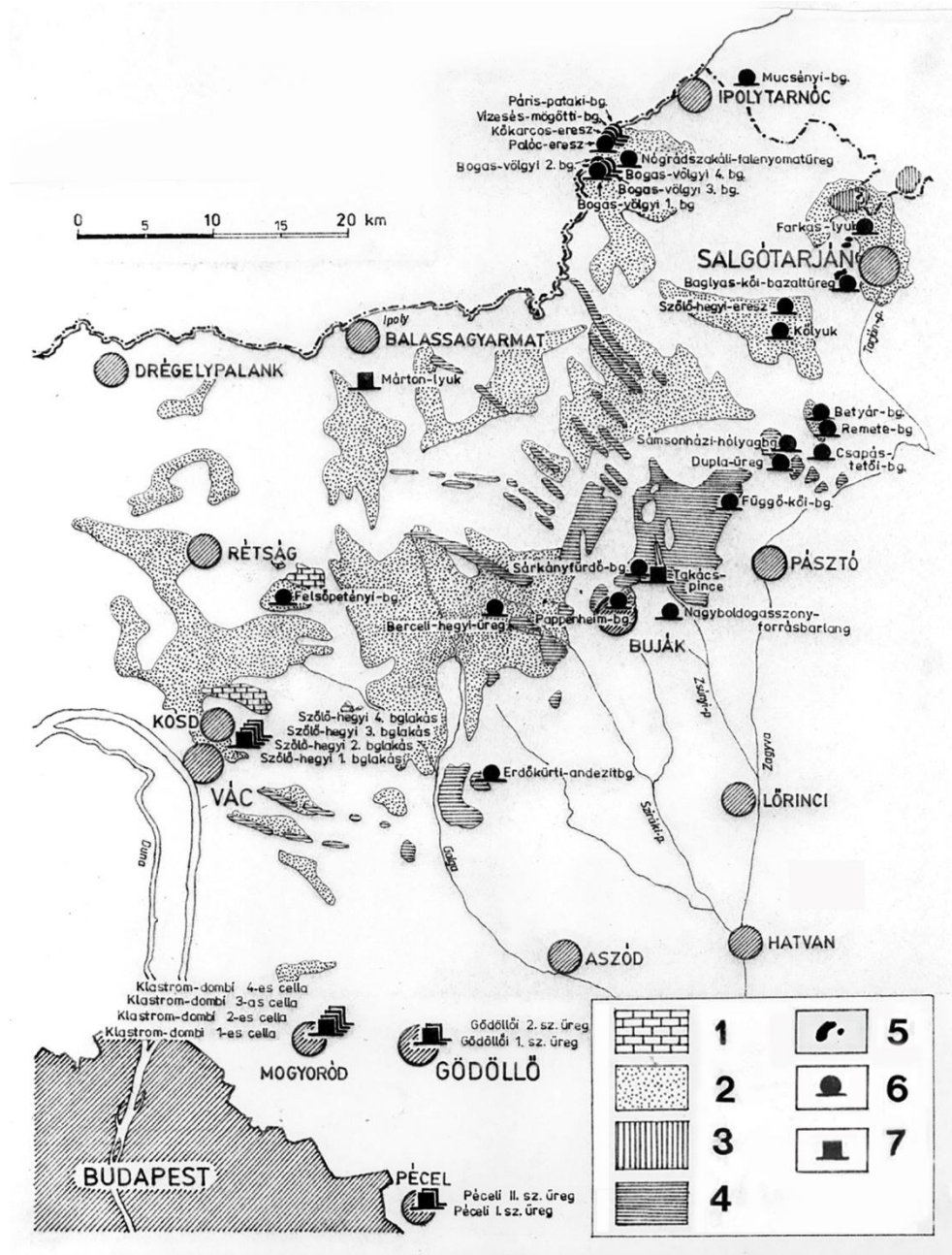
A Cserhát mind közzettani felépítésében, mind tájképi megjelenésében változatos középhegységi táj a Börzsöny és a Mátra között. Kiterjedését a vezető geográfus szakemberek is különféleképpen értelmezik. Barlangtani szempontokat előtérbe helyezve jelen esetben a bővebb értelmezés szerint tárgyalunk a tájról, vagyis a hegységhez soroltuk a Karancsot és a Gödöllői-dombságot is. Így az északkelet-délnyugati irányú hegység 100 km hosszú és 40 km széles és mintegy 3000 km² területű. Jelentősebb csúcsai a 729 m magas Karancs, az 567 m magas Tepke, a 652 méteres Naszály.

Többféle üledékes és vulkánikus kőzet építi fel. 200 millió évvel ezelőtt, a triász korban rakódott le és 15-20 millió éve emelkedtek ki a hegy-

ség délnyugati részén található, mészkőrögök, a Naszály, a Csővár, a Romhányi-rög és néhány kisebb rögtöredék. Az eocéntól a miocénig, úgy 25-30 millió éven át többnyire sekélytengeri körülmények közt különféle homokkövek, agyagfélék, slírek települtek szinte az egész hegység területére. A vulkanizmus a Karancs andezitlakkolitiójának kialakulásával, a miocén közepén, mintegy 20 millió évvel ezelőtt kezdődött, majd azt riolituffát adó törmelékszórás követte. A miocén végén piroxén-andezitet szolgáltatató centrális- és hasadékvulkánok ontották a lávát leginkább a hegység központi és keleti részein, valamint ez a lávaféleség hatolt be a tektonikus törésekbe teléreket alkotva. Később, mintegy 10-12 millió éve mindezeket ismét előntötte a tenger, melyből jobbra meszes, homokos, agyagos rétegek rakódtak le. Salgótarján közelében kb. 2 millió évvel ezelőtt pedig újabb, de már bazaltot adó vulkanizmus jelentkezet.

A Cserhát nemkarsztos barlangjairól általában

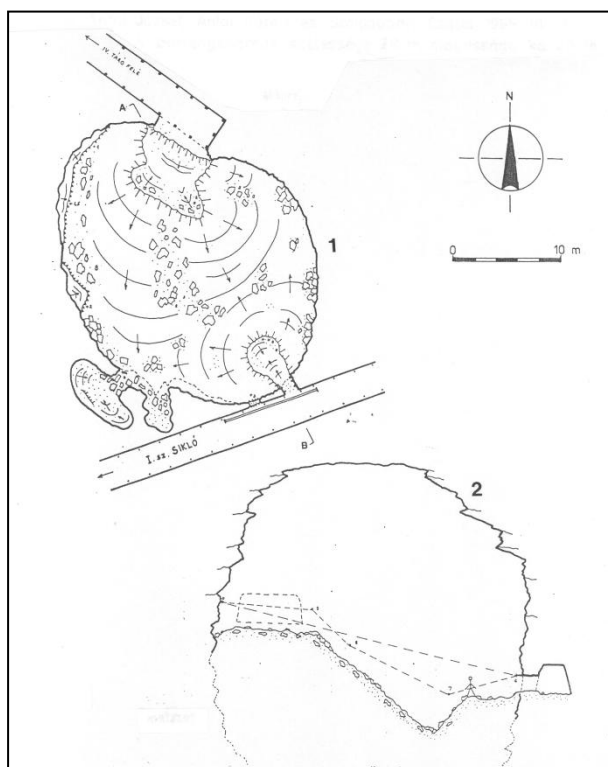
A Cserhátban összesen 172 barlangot ismerünk (2017-es adat). E barlangok háromnegyed része (132 db.) a hegység területének 7 ezrelékét (20 km²-nyit) kitevő triász mészkőrögökben alakult karsztbarlang, melyekről itt most a témából adódóan nem kívánok szólni. A hegység nagyobb részét alkotó homokkövekben, andezitféleségekben és egyéb karsztosodásra alkalmatlan kőzetben 26 természetes barlang és 14 barlangnak mondott mesterséges üreg található. A hegység nemkarsztos barlangjainak száma csekélyebb és méretük is többnyire alatta marad a karsztbarlangokénak, de befoglaló közeik sokasága, kialakulásuk módja és megjelenésük változatossága fölülmúlja a karsztbarlangokét. Szingenetikus barlangok közül vannak gázhólyagok (pl. Dupla-üreg), gőzrobbanás által keletkezettek (pl. Erdőkürti-andezitbarlang), exhalációs barlangok (pl. Baglyas-kői-bazaltüreg) és falenyomatüregek (pl. Nógrádszakáli-falenyomatüreg). A posztgenetikus barlangok között előfordulnak felszakadásos barlangok (pl. a Felsőpetényi-barlang), erózió alkotta barlangok (pl. a Palóc-eresz) és összetett keletkezésű barlangok (pl. a szentkúti Betyár-barlang). Ezeken túl andezituffába és homokkőbe különböző céllal az emberek is véstek üregeket (pl. Takács-pince). Néhány barlangról már a 18. században is volt említés (*BÉL* 1742), de a hegységnek mind a karsztos, mind a nemkarsztos barlangjait csak az 1900-as évek derekától kutatták. A mészkőféleségek barlangjait Bánhidi László, Antal József, Ézsiás György és társai tárták fel és vizsgálták át. A nemkarsztos barlangok megismerése főleg Ozoray György, Jánossy Dénes, Buda László, Orosz Mihály, Hír János, Eszterhás István és Prakfalvi Péter, valamint az ő segítők nevéhez fűződik (*1. ábra*).



1. ábra: A Cserhát nemkarstos barlangjai
 Jelmagyarázat: 1. triász mészkő, 2. oligocén és miocén homokkő, 3. alsó miocén amfiból-andezit, 4. felső miocén piroxén-andezit, 5. pleisztocén bazalt, 6. természetes barlang, 7. mesterséges üreg
 Fig. 1: Nonkarst caves of the Cserhát Mountains
 Legend: 1. Triassic limestone, 2. Oligocene and Miocene sandstone, 3. Lower Miocene amphibole andesite, 4. Upper Miocene pyroxene andesite, 5. Pleistocene basalt, 6. Natural cave, 7. Artificial cavity

Homokkőbarlangok

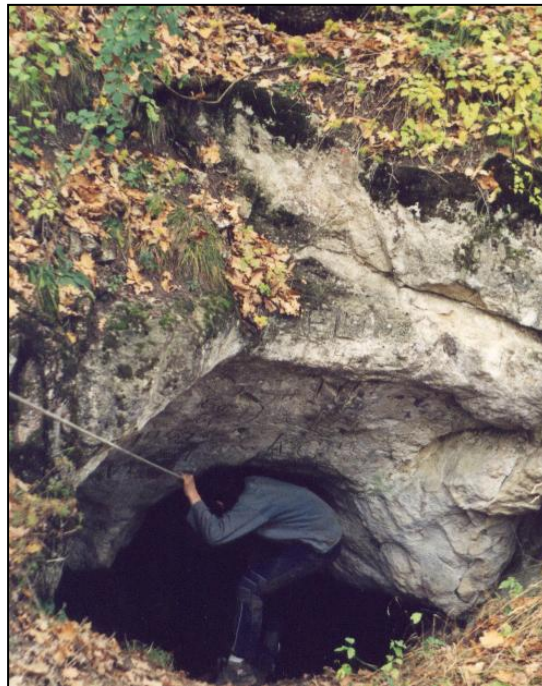
A Cserhátban 8 teljesen homokkőben képződött barlangot ismerünk. Van-
nak a homokkő és a konglomerátum határán képződött barlangok is, de
ezekről később, a következő fejezetben szólok. E homokkőbarlangok fel-
szakadással, erózió által, szélmarással, illetve összetett módon képződtek,
de a homokkőbe barlangnak mondott mesterséges üregeket is ismerünk.



2. ábra: A Felsőpetényi-barlang térképe
Jelmagyarázat: 1. alaprajz, 2. metszet
Fig. 2: Survey of the Felsőpetényi Cave
Legend: 1. Plan, 2. Section



3. ábra: A bujáki Pappenheim-barlang bejárata az egykori kőfejtő homokkő-falában
Fig. 3: Entrance to the Pappenheim Cave in the sandstone wall of the abandoned quarry Buják Village



4. ábra: A szentkúti Betyár-barlang évezredek óta nyitott bejárata
Fig. 4: The entrance to the Betyár Cave is open for thousands of years near Place of the Pilgrimage Szentkút

Felsőpetény keleti szélén, a Romhányi-rög Cseres-bércének lábánál található az Agyag–Ásvány Kft. tűzállóagyag-bányája. E bánya feltárta az itteni kőzetek teljes sorát, alul triász dachsteini mészkövet, ezen oligocén

tűzálló agyagot tartalmazó hárshegyi homokkövet, majd feljebb oligocén pirit szemcsés homokkövet. A homokkövön árszivárgó csapadékvíz reakcióba lép a pirittel és közben kénsav keletkezik, amely aztán intenzíven oldja a lejjebb található mészkövet, benne barlangokat képezve. A bányajáratok hajtása eddig 29 barlangüreget harántolt. Ezek közül 28 mészkőben, egy – a legnagyobb – pedig homokkőben alakult. Ezt nevezik a Felsőpetényi-barlangnak, vagy Nagy-kavernának.

A Felsőpetényi-barlang hazánk legnagyobb felszakadással képződött homokkőcsarnoka. A kénsavas víz az alatt levő mészkőben hatalmas üreget oldott, amely aztán nem tudta megtartani mennyezetét. Így fokozatosan leszakadozott és az üreg átöröklődött a felsőbb homokkőrétegekbe (KRAUSZ 1997). A bányauzem kialakítása közben az 1. sz. lejtakna 295 m mélységben egy hatalmas terem oldalába lyukadt, melynek tölcser alakú alsó részén változatos gipszkristályok voltak. Egy másik vágattal is elérték a barlangüreget, amit ezután a meddő kőzetanyag lerakóhelyének használtak. A jelenleg is látható csarnok nagyjából kör alaprajzú, melynek átmérője 30 m, magassága 28 m. A csarnok falain szürke, barna vékony homokkőrétegek látszanak agyag-közbetelepülésekkel. Képződmények nem találhatók rajta (2. ábra). A főte középvezetékében egy észak-déli irányú törés látszik. Alján időszakosan CO₂ dúsul fel. A felső részeken néhány kis patkósdenevért látni úgy mint a bányatárókban és a többi kisebb üregben is. A barlang előzetes bejelentkezés után látogatható.

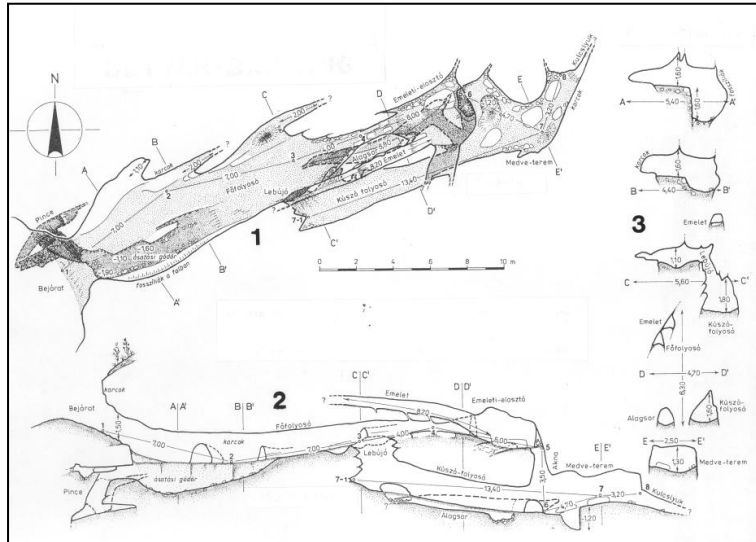
Buják község északi peremén, a Bokori és a Béke utca találkozásánál található az egykori birtokos, Pappenheim Siegfried mára már felhagyott homokkőbányája. A bánya 12 m magas fala szarmata korú kereszttrétegzett, andezitbombás úgynevezett bujái homokkövet tár fel. A Béke utca 30-as számú házával szemben kis gyalogösvényen juthatunk el az elvadult, elhanyagolt bányaudvarra, ahonnan már jól látszik a Pappenheim-barlang hatalmas szája (3. ábra). A barlangról először egy őslénytani munkában tett említést JÁNOSSY Dénes (1959). A homokkőbánya falából délnyugat felé néz a 7 m széles, 4,5 m magas barlangszáj. E mögött egyetlen ovális alaprajzú terem alkotja a barlangot, melynek hossz tengelye 11,5 m, legnagyobb szélessége 7,5 m. Magassága fokozatosan csökken, a bejáratnál 4,5 m, a végpont előtti kőlapnál 1,30 m. Kifejezetten barlangi képződmények nincsenek benne, viszont érdekesek különböző homokkőrétegek és a köztelepült andezitbombák. A barlang jobb oldali falában 9 réteget lehet elkülöníteni (ESZTERHÁS 1989, 1995), melyek közül vitathatatlanul a legérdekesebb az ún. fatörmelékes homokkő. A fatörmeléket Andreánszky, Varga és Hably vizsgálták, melyek között 71féle fásszárú növényt ismertek fel. 1932-ben Matolay 747 db. csontot gyűjtött a barlangban. Ezekből JÁNOSSY

(1959) 20 féle felső pleisztocén és óholocén gerincest határozott meg. A barlang szabadon látogatható, száraz és a külső fény kellően megvilágítja. Többszöri ottjártunkkor élőlényeket a barlangban nem láttunk, de a hosszú-csapú méhek bölcsölykait és szárnytöredékét megtaláltuk.

A Cserhát és egyben Magyarország leghosszabb homokkőbarlangja a 87 méteres szentkúti Betyár-barlang. Szentkút település közvetlen északi szomszédságában emelkedik a Meszes-tető (422 m). A hegy alapját andezittufa és homokkő alkotja, rajta márgás homokkővel. A hegy közép-magasságában települt a Betyár-barlangot tartalmazó meszes homokkő, amelynek mésztartalma 20 és 40 % között váltakozik. Ez többnyire egykori élőlények mészvázának granulátumából, úgynevezett kalkarenitből áll. A meszes homokkő felfelé fokozatosan megy át tömör lajtamészköbe.

A Betyár-barlang a Meszes-tető nyugati oldalában, a hegylábától kb. 60 méterrel feljebb szájadzik (4. ábra). Út, ösvény nem vezet hozzá, így a bozóterdős hegyoldalban nehezebb megtalálni, mint aztán bejárni. A barlang néhol elágazó, kisebb termékké szélesedő két párhuzamos folyosóból áll. Ezek együttes hossza 87 méter (ESZTERHÁS 2007, PRAKFALVI 2004, BUDA-PRAKFALVI 2004). A barlang alját laza homok tölti ki, nincs benne sem tócsa, sem sár. Kialakulása összetett, mely három egymást követő fázisból áll. Először a meszes kötésű homokkőben egy tektonikus törés keletkezett, másodjára ezen törés mentén leszivárgó szénsavas víz kioldotta a meszet, így a kőzetfelszín fellazult és harmadjára az egymáshoz már nem kötődő kvarcsezemcsék lepereregnek a töréses repedés alá. E folyamat az esőzések alkalmával megismétlődik és egyre nagyobbá válik a barlang. A lepergett homokszemcsék viszont felhalmozódnak az üreg alján és így szűkítik azt. A feltárók (Buda László, Orosz Mihály és társaik) máig több mint 100 m³ homokot szállítottak ki a barlangból és a bejárat előtt egy teraszt építettek belőle (5. ábra). A fekvő homokjában rengeteg csont és néhány régészeti lelet volt. A folyamatos csontgyűjtés mellett két jelentősebb régészeti ásatást végzett a barlangban HÍR János (1994) a Pásztói Múzeum peletonológus igazgatója. Az előkerült emlőscsontok többnyire jégkorszakiak mint például a barlangi medve, de vannak a közelmúltból valók is. A barlang jelenlegi élővilágából láttunk legyeket, tegzeseket, lepkéket, függeszkedő denevéreket és játszadozó rókafiakat.

Vannak a szélmarás hatására képződött barlangok is. A homokkő alkototta sziklafalak többnyire különböző kötöttségű rétegekből állnak. Két ellenállóbb réteg közül a szél képes a lazább rétegeket kifújni, akár barlangméretű üregeket alkotni. Ilyen szélmarással megkezdett üregeket az emberek gyakorta tovább alakítanak. Belőlük lakhelyeket, istentiszteleti helyeket kifaragva, mint a szentkúti Remete-barlangok esetében.



5. ábra: A szentkúti Betyár-barlang térképe
 Jelmagyarázat: 1. alaprajz, 2. hosszmetset, 3. keresztmetset
 Fig. 5: Survey of the Betyár Cave near Place of the Pilgrimage Szentkút
 Legend: 1. Plan, 2. Longitudinal section, 3 Cross section



6. ábra: Egy faragott szoba a kishartyáni Kőlyukban
 Fig. 6: A carved room in the Kőlyuk Cave near Kishartyán Village



7. ábra: A kishartyáni Szőlő-hegyi-eresz homokkőben deflációval alakult
Fig. 7: The Mount Szőlő Rock Shelter has been developed by the deflation in sandstone near Kishartyán Village

A Mátraverebélyhez tartozó Szentkút már az 1200-as évek óta ismert búcsújáró hely volt, melyet az itteni, „csodatevő” forrásoknak köszönhet. Legendák sokasága szól a források gyógyhatásáról. A vakok visszanyerték látásukat, a némák beszélni kezdtek, a sánták eldobálták mankóikat, stb. Az egyre népesebb zarándoklatok az egyház idetelepedését is segítette. 1210-ben már templom állt a Szent László-völgyben. A 13. században Benedek-rendi remeték kezdték a sziklafal természetes beöblösődéseit remetelakásokká alakítani. 1757-ben Bellagh Antal szerzetes restaurálta a remetecellákat és újabbakat is faragott. Ma 7 különálló fülke alkotja a szentkúti Remete-barlangok együttesét (DAMÓ 1998, ESZTERHÁS 2012). A cellákat magába foglaló meszes-homokos márgában csak úgy hemzsegnek a legkülönbözőbb tengeri élőlények (Bryozoa, Lamellibranchiota, Gastropoda, Echinoidea fajok) maradványai. Ezért a Remete-barlangok és környéke nem csak kegyeleti hely, hanem a paleontológusok eldorádója is.

Kishartyán falutól másfél kilométerrel délre van a Kőlyuk-völgy, melynek a 30-40 m magas, majdnem függőleges falában található a 27,5 m hosszú Kőlyuk. Az oligocén korban keletkezett homokkőben masszívabb és lazább rétegek váltakoznak. A lazább rétegekbe a szél által szállított kőzet-szemcsék üregeket vájtak. Ezen üregek egy részét a középkorban az emberek tovább formálták barlanglakásokká. Közülük egy megmarad napjainkra is. A 7 x 3 méteres bejárat valószínűleg még az eredeti deflációs üreg része. A mögötte levő csarnokból előre és balra egy-egy téglafarmájú szoba, jobbra egy kisebb alköv és egy folyosó található (6. ábra). Ma kiépített lépcső-

sor vezet hozzá, korábban csak faragott lépéslyukakon lehetett hozzá felkapaszkodni. Évek hosszú során át lakták. Erre utal *BÉL* Mátyás (1742) megjegyzése, miszerint az üregnek ajtaja és ablaka volt, *MOCSÁRY* Antal (1826) pedig azt írta: „...a hajdaniak az ellenség gyilkos markából kiszabadulván elrejtették magukat benne.”

A Kölyuk-oldalhoz hasonló, de kisebb kiterjedésű és alacsonyabb a Kishartyán főutcájával párhuzamos Szőlő-hegy, melyen régen tényleg szőlőskertek voltak, ma viszont bozótos akácerdő és rét. Itt is találunk az oligocén homokkőben deflációs üregeket (7. ábra). Ezek természetes állapotban vannak, még nem faragták meg őket. Legjelentősebb a 12 méter széles, 2,4 m beöblösödésű Szőlő-hegyi-eresz (*ESZTERHÁS* 1988).

A Berceli-hegyi-üregről először *OZORAY* (1960) tett említést. Az üreget, illetve annak maradványát 1989-ben látogatta meg a Vulkánszpeleológiai Kollektíva két tagja (*ESZTERHÁS* 1989). Ekkor már félig beomlott állapotban volt a Berceli-hegy keleti oldalában levő üreg. Bejáratában egy nagy, több tonnás andezittömb volt beékelődve, mellette és alatta még kúszva sem járható laza homokban levő üreg 2 m mélységig volt követhető. Az örvénylő erózió alkotta üreg mára már valószínűleg teljesen betömődött.

A Sámsonháza és Szúpaták közötti Csapás-tetőn (358 m) az 1980-as kiadású turistatérkép és az 1982-ben megjelent (*SZATMÁRI* 1982) útikalauz jelzi a Csapás-tetői-barlangot. A slírből és riolittufából álló Csapás-tetőn többször is kerestük a barlangot, de sajnos nem találtuk meg.

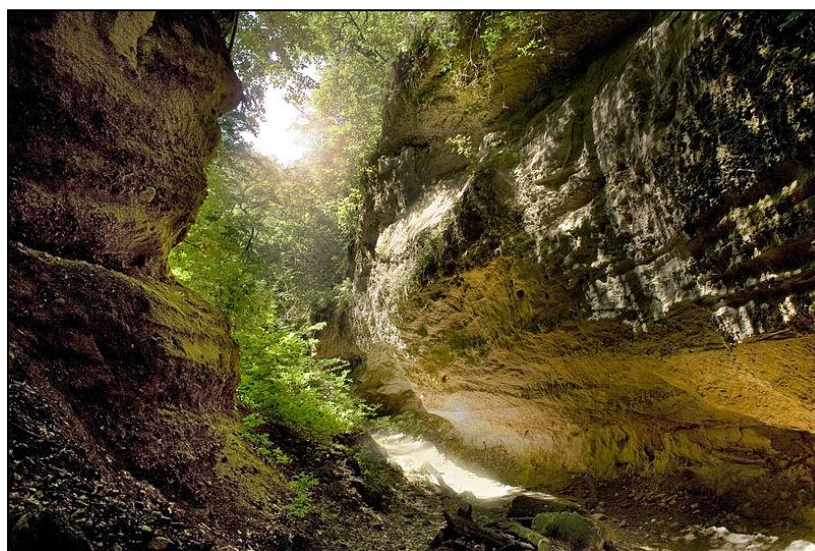
Homokkő és konglomerátum határán alakult barlangok

A barlangképződés szempontjából különös vidék a Nógrádszakál és Litke közötti Rárósi-rög. A homokkő és slír alkotta egykori felszínre úgy 15 millió éve a Szlovákiában levő Jávoros-vulkánról egy törmelékfolyás (lahar) lekerekített kövekből álló réteget terített, amely aztán összecementálódott konglomerátumot alkotva. E törmelékfolyás főként kisebb-nagyobb kövekből áll, melyek közé a letarolt erdő fatörzsei keveredtek. A fatörzsek idővel kipusztultak és helyükön a fatörzsek formáját megtartó üregek maradtak vissza. Az alakuló völgyek ezen falenyomatok egy részét feltárták. Máiig 6 ilyen falenyomatüreget ismerünk a homokkő és a konglomerátum határán (*GAÁL* 2011, *PRAKFALVI* 2010). Ezek közül a három nagyobb, a Bertece-völgyben található Nógrádszakáli-falenyomatüreg (vagy Betti-barlang) (8. ábra), a Bogas-völgyi 3. sz. barlang (vagy András barlang) és a Bogas-völgyi 4. sz. barlang (vagy Anna-barlang) hossza meghaladja a 4 métert, még a kisebbek, a Bogas-völgyi 1. sz. barlang és a Bogas-völgyi 2. sz. barlang, valamint a Páris-pataki-barlang 2 méter körüli hosszúságúak. Mind-

egyik falenyomatüreg hengeres és 40-80 cm átmérőjű. A barlangok alja minden esetben homokkő, oldalfalaik és mennyezetük pedig konglomerátum.



8. ábra: A Nógrádszakáli-falenyomatüreg befoglaló kőzete a konglomerátum
Fig. 8: The surrounding rock of the Tree Mold Cave near Nógrádszakál Villge is conglomerate



9. ábra: Kőkarcos-eresz a Páris-völgyben
Fig. 9: Kőkarcos Rock Shelter in Páris Valley

A Páris-völgyben a homokkő és a konglomerátum határán eróziós üregeket, ereszeket is találunk. A völgy végén van a 3,2 m beöblösödésű, 11 méter széles Palóc-eresz. A Palóc-eresztől 70 méterrel a völgyfő felé található 2,20 m beöblösödésű, 16 méter széles Kőkarcos-eresz, mely szinte teljes egészében homokkőben van, csupán a főtéjét alkotja konglomerátum (9. ábra). A völgy alsó végétől mintegy 400 méterre van egy 6-7 m magas terelplépcső, melyen alkalmi vízesés szokott kialakulni. A vízesés örvénylő eróziója marta ki a Vízesés-mögötti-barlangot, amely 2 m hosszú, 4,90 m széles, de magassága 5,30 m. A falakat 3 m magasságig homokkő alkotja, e fölött viszont andezit-konglomerátum van (ESZTERHÁS 2009).

Andezitbarlangok

A Cserhát jellemző kőzetfélése az andezit és ennek változatai. Az andezitben is különféleképpen alakultak a barlangok. Vannak a lávakőzet megmerevedése közben keletkezett gázhólyagok. A lávában mindig található gázok. A még meg nem szilárdult, képlékeny massa kavargása közben a gázok egy része egyetlen buborékba gyűlnek össze. Ez a gázhólyag. A gázhólyag körül lassan megszilárdul a láva. A kemény kőzetbe zárt gázhólyagot megnyithatja egy természetes kőzetleszakadás, de a kőbányák is belebonthatnak ilyen üregekbe. Sámsonháza mellett, a Csüd-hegy keleti lábánál, a híres kőbánya parkolójával szemben található egy kicsi kézműves kőfejtő, melyben egykor piroxén-andezitet fejtettek. A kis kőfejtőben tártak fel két egymás melletti üreget, a Dupla-barlangot. Ennek a falai mentén hagymahéjszerű elválások vannak. Az üregek belsejében lávafolyások látszanak (ESZTERHÁS 1988). Sámsonházán a ma természetvédelem alatt álló nagy kőfejtőben is volt egy 3 méteres gázhólyagbarlang, a Sámsonházi-hólyagbarlang, amelyet az akkor még működő bánya tárt fel, majd lefejtett, csupán egy rövid említés és egy fénykép maradt róla (SZENTES 1971).

Mátraszőlős határában van a Függő-kő nevű hűsvörös színű oxiamfibólandezitből álló sziklaképződmény. E szikla nyugati, Hévíz-patak felőli lábánál található a Függő-kői-barlang. 3,80 m széles, 1,10 m magas bejárata egy közel 4 x 4 méteres fülkébe vezet. Magassága átlagosan 2 m, de van benne egy 90 cm-es vakkürtő. A barlangfalak bemélyedéseiben és a vakkürtőben forró oldatokból kivált 2-3 mm-es pizolitszerű képződmények találhatóak (ESZTERHÁS 1988). A kőzet- és ásványtani vizsgálatokat Nemezc Ernő professzor készítette. A barlangban őslénytani ásatást végeztek (JÁNOSSY, KORDOS, KROLOPP 1983), mely a pleisztocén hűvös éghajlatát elviselő, valamint recens fajok közül 54 gerinces és 33 puhatestű faj maradványait tárta fel. Találtak továbbá még őskori cseréptöredékeket,

megmunkált kőszilánkokat és fémdarabokat. Ez utóbbiak arra vallanak, hogy alkalomszerűen vadásztanya, vagy lakhely is lehetett a barlang. A kőzet törései mentén feláramló forró oldat a felszínközeli szabadulva nyomás alól hirtelen gőzzé vált és egy fülkét feszített az andezitbe, mely üreget aztán kitöltött az oldat, és belőle képződmények váltak ki. A gőzrobbanással keletkezett barlang szabadon látogatható.

A Cserhát déli részén, Erdőkürt határában szintén van egy gőzrobbanással keletkezett andezitbarlang, az Erdőkürti-andezitbarlang (vagy Praki-barlang). Erdőkürt falutól mintegy 2 km-rel nyugatra a felhagyott Kő-árki 3. számú kőfejtőben található a barlang (10. ábra). A nyugatra tekintő, 3 m széles bejárata egy 4 x 7 méteres fedetlen előcsarnokba vezet. Eredendően ennek is volt mennyezete, csak az 1940-es évek végén felszakadt. Az Előcsarnokból délre egy 9 m hosszú, 4 m széles, átlagosan 3,5 m magas, egy ablakkal bíró terem indul. Északra egy lejtős, 5 m hosszú terem és keletre egy szintén lejtős 4 méteres terem nyílik. A barlang teljes hossza, az Előcsarnokkal együtt 21,20 méter. Az oldalfalakat és a mennyezetet salakos andezit-agglomerátum alkotja, alját kötőrmelék borítja. A vulkánból kirobbanó törmelék egy vízenyős andezittufából álló tájra hullott. Az izzó vulkáni anyag annyira felhevítette a vizet, hogy az gőzzé vált és megemelte a közben megszilárdult törmelékközetet. Az így kialakult barlang aztán 15 millió éven át látens maradt (PRAKFALVI 2009). A háborúban megsérült utak rendbehozatalára létesített kőfejtő 1945-ben fejtett rá a barlangra, amely néhány évig csak egy lyukon keresztül volt elérhető, majd felszakadt a ma Előcsarnoknak nevezett rész (11. ábra). A barlangot a tudomány számára Prakfalvi Péter geológus fedezte fel 2008-ban, mely ma szabadon látogatható.

Ecseg határában, a falutól 3 km-rel északnyugatra, a Cserkúti-patak völgyében található a Sárkányfürdő-barlang, annak a gázlónak a közelében, ahol a völgyi kocsitűt átmege a patak túloldalára. A barlang egyetlen 2 méteres fülkéből áll, melyet kompakt augit-andezit alkot. A kis barlang aljzatán fordul a patak. Így úgy hat, mint ha oldalazó erózió alkotta volna, de ezt a barlangüreg formája nem valószínűsíti. Úgy gondoljuk, hogy törések mentén a kötőmbök kimoszulásával és továbbcsúszásával alakult a barlang. A barlang alján, a vizes köveken rengeteg stenophylax tegeze van.

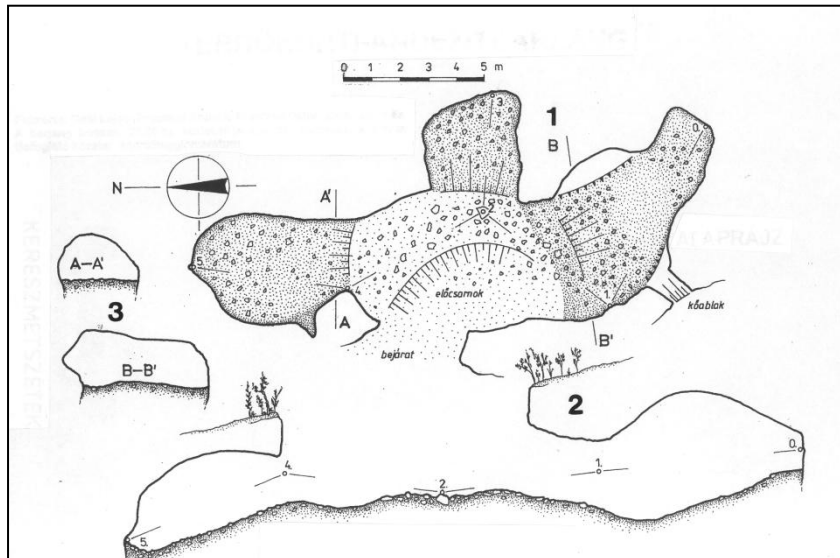
Ecseg déli végén, a Buják felé vezető földút mentén a Nagyboldogasszony templom romjai találhatóak. A templomot azért építették többször is újjá, mert a közelben gyógyhatásúnak tartott forrás fakadt. A forrás egy kis barlangban, a Nagyboldogasszony-forrásbarlangban fakadt, amelyhez zárandokok sokasága járt. 1772-ben a forrás a közeli Szuha-patak vizének alászállása után elapadt, ezért a zárandoklatok is elmaradtak. A 20. század

közepén és végén a forrást többször is megfűrták, legutóbb 1990-ben. Ma a forrás vize egy széles csőben kb. 3 m mélyen jelenik meg. Az egykori barlangot a fűróberendezés beomlasztotta. Ezért azt a környéken talált vegyes összetételű kövekből újjáépítették. A 3 méteres barlangfülke végében egy Mária-szobor van és előtte a függőleges csőbe foglalt szentkút. Az bizonytalan, hogy az eredeti barlang milyen kőzetben volt. A földtani térképek azt valószínűsítik, hogy andezitben. A barlang vasrácsos ajtóval van zárva. Kulcsát a plébánián lehet elkérni (*ESZTERHÁS* 2001).

Salgótarján szomszédságában, a Karancs keleti oldalában régen több kőfejtő is működött. A Farkas-kői-kőfejtő feltárt egy kisebb andezitbarlangot, a Farkas-lyukat, majd az 1950-es években le is fejtette. Ma csak annyit tudunk, melyik kőfejtőben volt ez a barlang (*KORDOS* 1984).



10. ábra: Az Erdőkürti-andezitbarlang gőzrobbanással alakult
Fig. 10: The Andesit Cave near Erdőkürt Village has been formed by steam explosion



11. ábra: Az Erdőkürti-andezitbarlang térképe
 Jelmagyarázat: 1. alaprajz, 2. hosszmetset, 3. keresztmetszetek
 Fig. 11: Survey of the Andesite Cave near Erdőkürt Village
 Legend: 1 Plan, 2. Longitudinal section, 3. Cross sections



12. ábra: A Mucsényi-barlang riodácittufában levő falenyomatüreg
 Fig. 12: The Mucsényi Cave is a tree mold cave in rhyodacite tuff

Barlang riódácittufában

A Cserhát Szlovákiába átnyúló részén (szlovákul Cerová vrchovina), a háttártól 1 km-re egy riódácittufából álló sziklafalban van a Mucsényi-barlang (Mučinská jaskyňa) A szlovákiai Mucsény falutól a barlang kb. 1,5 km-rel délnyugatra található, és jelzett ösvény vezet hozzá, sőt igény esetén a községházán idegenvezetőt is ajánlanak. Ez a barlang Szlovákia legnagyobb falenyomatürege, hossza 12 m, szélessége 2,5 m, magassága 1,5 m (12. ábra). Hozzávetőleg hengeres formájú. A miocénben, kb. 20 millió éve egy kidőlt fát a folyóvíz sodort a mai barlang helyére, majd azt forró vulkáni hamu takart be, a fatörzs a vulkáni hamu alatt elszenesedett. Lehet is látni a barlangban elszenesedett ágat. A barlangot alkotó fatörzsből szinte semmi sem maradt, mert miután néhány száz éve a közeli Babos-patak bevágódó völgye feltárta a fatörzsmaradványt a kitöltő szén felmorzsolódott és kipergett. A falakon találni továbbá lágy- és fás-szárú növényektől származó levélnyomatokat is (GAÁL 2007, 2011).

Bazaltbarlang

Salgótarján nyugati szélén található egy kipreparálódott, kisebb bazaltos kürtökitöltődés, a Baglyas-kő, melyen egykoron vár is volt. A kürtökitöltődés déli oldalában egy három üregből álló kisebb barlangcsoport, a Baglyas-kői-bazaltüreg található. A legnagyobb üregrész a mesterségesen tovább alakított vízszintes folyosó. Ennek bejárati részét, egy 3,5 x 2,5 méter nagyságú hagymahéjszerűen elváló kompakt bazalt alkotja, a folytatás még további 7,3 m, de a bővítés ellenére is csak guggolva járható. A vízszintes folyosó előterében van egy ellipszis metszetű akna. Falait hidrotermális bekérgeződés borítja, mely arra utal, hogy létét a feláramló forró oldatoknak köszönheti. Alján sok a bedobált kődarab, melyet napjainkban szednek ki, így egyre mélyül az akna – jelenleg kb. 5 méter mély. A rendszer harmadik tagja 4 méterrel magasabban, 2 méterrel keletebbre egy 40 x 40 cm-es, 2,4 m hosszú, csak kúszva járható vízszintes cső. A barlangegyüttes összetett keletkezésű, a két vízszintes folyosó egy törés menti kimállással alakult, az előtéri aknát a bazalt megszilárdulása közben forró gőzök és oldatok feszítő és oldó hatására alakult. Végül az emberek is tágították a nagyobb vízszintes folyosót. A barlangegyüttes a Baglyas-kő Vár Természetvédelmi Látogatóközpont területén van, így annak megtekintését a látogatóközpont munkatársaitól kell kérni (ESZTERHÁS 1987, 2000, 2013).

Mesterséges üregek

Itt csak azokat az üregeket említem, melyek emberi tartózkodásra készültek és korábbi említésük barlangnak tartotta azokat. Ezeket többféle nemkarsztos kőzetben készítették, úgymint homokkőben, löszben és andezittufában.

Homokkőüreg a Gödöllői I. sz. üreg a Báthory u. 38. sz. ház telkén található, a II. világháború idején menedékhelynek használták, mára már beomlott. A Gödöllői II. sz. üreg a Grassalkovich kastély udvara alatt van. Le van zárva, bejutni nem tudunk. A Péceli I. sz. üreg az Erzsébet sétány végén, egy felhagyott, egykor homokot fejtő bányaudvar falában van. A Péceli II. sz. üreg az előbbihez közel, de már az Újtelep utcában található teljesen beomlott állapotban (SZENTI 1997). A Márton-lyukat nem találtuk meg, csupán a *BARCZA-THIRRING-féle* (1923) leírásban olvastunk róla, mely adatot KORDOS (1984) barlangfelsorolása is átvett a „Magyarország barlangjai” c. munkájában.

Löszben alakították ki a kosdi Szőlő-hegyi 1-es, 2-es, 3-as, 4-es barlanglakásokat mint átmeneti inséglakásokat. Érdekességük, hogy falaikat téglával, kövel erősítették meg (MEDNYÁNSZKY 2009).

Andezittufába faragták a Mogyoród melletti Klostrom-domb pincéit. Ezek egy része, a Klostrom-dombi 1-es, 2-es, 3-as és 4-es fülke még az apát-ság idejéből való lakócella – ma már ismét pincék (SZEMERNYEI 1984). Szintén andezittufában van az ecsegi Takács-pince (vagy Remete-barlang), melyet a SZATMÁRI-féle (1982) útikalauz barlangként írt le. A pince a Zsúnyi-patak völgyének jobb oldalán van, közel a Ribártanyához. Egykor, a már összedőlt Takács-féle vízimalomhoz tartozott. Alacsony félig beomlott bejárata egy boltíves, négyszög alaprajzú, 3,5 x 3,5 méteres helyiségbe vezet. A pincében körben padok vannak, így napjainkban is gyakran használt bivakhely (ESZTERHÁS 1988).

Összegzés

Bár a Cserhát nem tartozik Magyarország jelentős barlangvidékei közé, azért e tájon is 172 változatos megjelenésű barlangot ismerünk. A barlangoknak majdnem negyede nemkarsztos barlang. Ezek között néhány rekorder is előfordul. E hegységben van hazánk leghosszabb homokkőbarlangja, a 87 méteres szentkúti Betyár-barlang. A legnagyobb homokkőcsarnokot, a félgömb formájú Felsőpetényi-barlangot a tűzállóagyag-bánya tárta fel 30 ezer m³-es térfogatban. További érdekességek a világszerte is ritka és Magyarországon csak itt előforduló falenyomatüregek. Mindezek azt mutatják,

hogy a Cserhát nemkarsztos barlangjainak kutatása eredményes múlttal rendelkezik és várhatóan gazdag jövőnek néz elébe.

IRODALOM

BARCZA I., THIRRING G. (1923): Budapest Duna-balparti környéke – Budapest 139 p.

BÉL M. (1742): Notitia Hungariae novae historico-geographica - Wien

BUDA L., PRAKFALVI P. (2004): A mátraverebélyi (Szentkút) Betyárbarlang kutatástörténete, vízföldtana és genetikája – kézirat, pályamunka a Cholnoky-pályázatra az MKBT és a BI adattárában, Budapest 30 p.

BUDA L., ESZTERHÁS I., PRAKFALVI P. (2004): A szentkúti Betyárbarlang 2004. évi feltárásai és kutatási eredményei – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest 30 p.

DAMÓ J. (1998): Szentkúti barlangok – a szerző magánkiadása, Radó Nyomda, Eger 20 p.

ESZTERHÁS I. (1987): Jelentés a Medves–Ajnácskői-hegység bazaltbarlangjainak 1987. évi kutatásáról – kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 162-198

ESZTERHÁS I. (1988): Adatok a Cserhát nemkarsztos barlangjainak ismeretéhez – kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 78-97.

ESZTERHÁS I. (1989): Kiegészítés a Cserhát nemkarsztos barlangjainak ismeretéhez – kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 20-28.

ESZTERHÁS I. (1995): A bujáki felhagyott homokkőbánya és a Pappenheim-barlang – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 38-52. & pályázat KTM Természetvédelmi Hivatalának a „Nem védett természeti értékek feltárása” című kiírására, Budapest 15 p.

ESZTERHÁS I. (2000): Exhalationen entstandene Höhlen im Karpatenbecken – Jahresbericht der Höhlenforschengruppen Rhein-Main (Jahrgang 21.), Frankfurt a. M. pp. 83-95.

ESZTERHÁS I. (2001): Az ecsegi Nagyboldogasszony-forrásbarlang – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 189-190

ESZTERHÁS I. (2007): A szentkúti Betyár-barlang – Karsztfejlődés XII. pp. 331-342.

ESZTERHÁS I. (2009): A 25. Vulkánszpeleológiai Tábor eredményei – kéz-

- irat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 61-90
- ESZTERHÁS I.* (2012): Középkori barlangmonostorok Magyarországon – Karsztfejlődés XVII. pp. 235-248.
- ESZTERHÁS I.* (2013): Bazaltüregek – In Judik B. (szerk.): Baglyas-kő Vár Természetvédelmi Látogatóközpont – Bábakalács Füzetek a Bükki Nemzeti Park kiadványa, Eger pp. 13-16.
- GAÁL L.* (2007): Kiegészítés a Cserhát barlangkataszteréhez, Mucsényi-barlang – kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 139-142.
- GAÁL L.* (2011): Falenyomatbarlangok Magyarországon és a nagyvilágban – Karszt és Barlang I-II. füzet, Budapest pp. 7-14.
- JÁNOSSY D.* (1959): Neuere Angaben zur Kenntniss der postglzialen und holozänen Kleinvertebratenfauna Ungarns – Ann. hist. Nat. Mat. Mus. Hung. 51 pp. 113-116.
- JÁNOSSY D., KORDOS L., KROLOPP E.* (1988): A Függő-kői-barlang (Mátraverebély) felső-pleisztocén és holocén faunája – Folia Historiconaturalia Musei Mátraensis 8 pp. 47-61.
- HÍR J.* (1994): Jelentés a bükki Lök-völgyi-barlang, a Vaskapu-barlang, valamint a kelet-cserhádi Betyár-barlang 1994. évi kutatásáról – kézirat a Bükki Nemzeti Park adattárában, Eger
- KORDOS L.* (1984): Magyarország barlangjai – Gondolat Kiadó, Budapest 290 p.
- KRAUSZ S.* (1997): Die Höhlen bei Felsőpetény – Proceedings of International Symposium on Pseudokarst, Galyatető pp. 110-116,
- MEDNYÁNSZKY M.* (2009): Magyarországi barlanglakások – TERC Kereskedelmi és Szolgáltató Kft. Budapest pp. 130-131
- MOCSÁRY A.* (1826): Nemes Nógrád Vármegyének Históriai, Geográfiai és Statistikai Esmertetése – Pest I. p. 226-227, 257. III. 19 p.
- OZORAY Gy.* (1960): Nemkarsztos üregek genetikája magyarországi példák alapján – Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató (jan-febr.), Budapest pp. 1-15.
- PRAKFA LVI P.* (2004): a Mátraverebély-szentkúti Betyárbarlang kutatástörténete, földtana, vízföldtana és keletkezése – Polár Stúdió, Salgótarján
- PRAKFA LVI P.* (2009): Az erdőkürti Praki-barlang kutatástörténete, földtana és genetikája – kézirat a Cholnoky-pályázatra, az MKBT és a BI adattára, Budapest pp. 22 p.
- PRAKFA LVI P.* (2010): A nógrádszakáli fatörzslenyomat barlangok kutatástörténete, földtana és geológiája – kézirat a Cholnoky-pályázatra, az MKBT és a BI adattárában Budapest 25 p.

- SZATMÁRI T.* (1982): Börzsöny, Cserhát útikalauz – Sport Kiadó, Budapest pp. 89-264.
- SZEMERNYEI P.* (1989): A Gödöllői-dombvidék turistaútjai – KPVDSZ Vörös Meteor Természetbarát Egyesület kiadványa, Budapest pp. 5-51.
- SZENTES Gy.* (1971): Caves Formed in the Volcanic Rocks of the Hungary – Karszt- és Barlangkutató, Budapest pp. 117-129.
- SZENTI T.* (1997): A Gödöllői-dombság üregei – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 77-81.

**BARLANGBEJÁRATOK MAGASSÁGÁNAK MEGHATÁROZÁSA
BAROMETRIKUS MAGASSÁGMÉRÉSSEL**

**DETERMINATION OF HEIGHTS OF CAVE ENTRANCES USING
BAROMETRICAL HEIGHT MEASUREMENTS**

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: With the application of barometric altimetry the altitude differences of relatively neighbouring points can be determinate, if we measure the air pressure and the medium temperature of the air simultaneously on the single points under atmospheric conditions which can be considered as identical one. By the test measurements we used four different measuring and calculation methods in the Velence Hills in the Elder Valley: the Babinet-, ICAO-, Väisälä-, and Laplace-methods. The perfect considered altitude of the reference point originated from TPS and DGNS measurements. Based on the investigations we can declare that the most accurate and precise value of heights was determinate using the Babinet-method. The accuracy of heights was 1.90 meter (90% probability), and the reliability ± 0.88 meter. The accuracy and precision of heights, using the ICAO-, Väisälä- and Laplace-methods were the same: the accuracy was 2.92 meter (90% probability), the precision ± 1.35 meter. The less accurate and precise value was the navigational value: the accuracy was 3.63 meter (90% probability), the precision ± 1.69 meter. If we formulate the condition, that the accuracy of heights of cave entrances must be under one meter (submeter accuracy), than the Babinet-method contents this only on 50% probability, the ICAO-, Väisälä- and Laplace-methods, or the navigation value can not content this condition.

Keywords: height of cave passage, barometric altimetry, reference point, DGNS measurement

Bevezetés

A magassági felmérések feladata általában a Föld felületén, az alatt vagy felett található természetes és mesterséges alakzatok alakjelző pontjai egy kiválasztott alapfelületről, rendszerint a tengerszinttől mért magasságának a meghatározása. A mai földmérő mérnöki gyakorlatban elterjedt módszerek a szintezés, trigonometriai magasságmérés és a GNSS-technikával történő magasság meghatározás, ám korábbi időszakokban, különösen egyes speciális feladatoknál hangsúlyos szerepet kaptak a közelítő magasságmérési eljárások és a barometrikus magasságmérés is. A barlangbejáratok magasságának ismerete kulcsfontosságú a barlangok térbeli és hosszmetseten történő ábrázolása szempontjából. A technológia mai állása mellett ennek három módszere van: a szintezés, trigonometriai magasságmérés és GNSS-vevő

alkalmazása. Az első két módszer nehézségük és technológiai sajátosságaik miatt nem terjedt el a barlangfelmérés gyakorlatában, de megjegyezzük, hogy ahol lehetséges, ott érdemes alkalmazni azokat pontosságuk és megbízhatóságuk miatt. A GNSS-felmérés gyors és hatékony, a meghatározott magasság pontossága és megbízhatósága azonban nagymértékben függ az alkalmazott mérőműszertől és technológiától. Amennyiben geodéziai vagy térinformatikai célú vevőt használunk úgy a kapott magasság megfelelően pontos és megbízható lesz (szubméteres, dekaméteres vagy centiméteres). Amennyiben navigációs célú vevőt használunk a felméréshez, úgy a kapott koordináták (síkráji koordináták és magasság) pontossága ± 10 méter lesz általában, amely nem elégíti ki a barlangbejáratok koordinátáinak meghatározásával kapcsolatosan megfogalmazódott pontossági követelményeket (szubméteres pontosság). A pontosság javítható SBAS-korrekciók (Satellite Based Augmentation System) vételével, és ilyen módon elérhető a koordináták szubméteres pontossága is. A kapott magasság értékét befolyásolja még az is, hogy a vevő használ-e geoid modellt vagy sem. A navigációs vevők általában nem használnak ilyet, vagy ha igen, akkor csak egy globális geoid modellt, amely lokálisan nem illeszkedik jól Magyarország vagy egy kisebb tájegység területéhez. A lokális geoid modellek használata megoldást jelentene, azonban ezek igen drágák és/vagy nehezen hozzáférhetők.

Az említett előzmények után merült fel a kérdés, ha egy egyszerű GNSS-vevővel EGNOS-korrekciók (European Geostationary Navigation Overlay Service) vétele mellett tudunk szubméteres síkráji koordinátákat meghatározni egy barlangbejáratnak, akkor hogyan lehetne a magassági összetevő pontosságán javítani, meghatározását más módon kiváltani. Ekkor merült fel a barometrikus magasságmeghatározás alkalmazásának lehetősége.

A barometrikus magasságmérés elve és képletei

A légnyomás – melyet egyszerű műszerekkel bárhol könnyen mérhetünk – a magasság függvényében is változik, tehát a légnyomás mért értékéből a magasságra következtetni lehet. A légnyomás függvénye a tengerszint feletti magasságnak, a levegő sűrűségi állapotának és a levegőben lévő áramlások hatásának. A két utóbbi tényező változása okozza azt, hogy a légnyomás értéke ugyanazon magasságban is változó. Ha az abszolút magasságot akarunk meghatározni, akkor nem lenne elegendő a légnyomás ismerete, hanem ismernünk kellene a levegő pillanatnyi sűrűségét, a benne lévő áramlásokat és azok hatását is. Az utóbbiak szükséges pontossággal nem állapíthatók meg, ezért a légnyomás értékeiből csak aránylag közelfekvő pontok ma-

gasságkülönbségei határozhatók meg. Ha tehát két aránylag közelfekvő helyen, vagyis azonosnak vehető viszonyok mellett egyidejűleg mérjük a légnyomást és a levegő közepes hőmérsékletét, akkor a mért értékekből ki lehet számítani a két hely magasságkülönbségét (SÁRDY, 1968).

A mérnöki gyakorlatban a magasságkülönbség számítására használható egyik képlet a Laplace-féle képlet (SÁRDY, 1968):

$$\Delta m = k \cdot (1 + \alpha \cdot t) \cdot \lg \frac{B_A}{B_F} \quad (1)$$

Az (1)-es képletben k a barométeres állandó, α a levegő tágulási együtthatója, t a levegő mérés alatti átlagos hőmérséklete, B_A és B_F az egyidejű légnyomás az alsó és felső állomáson HPa-ban. A k értéke Magyarországon 18469, az α értéke 0,003665, tehát a képlet:

$$\Delta m = 18469 \cdot (1 + 0,003665 \cdot t) \cdot \lg \frac{B_A}{B_F} \quad (2)$$

Ha a meghatározandó pontok magasságkülönbsége 1000 méternél kisebb, akkor a magasságmérés képlete sorbafejtéssel és a magasabbrendű tagok elhanyagolásával egyszerűsíthető. Az így levezethető képlet a Babinet-féle képlet (JORDAN, 1880, 1896):

$$\Delta m = (\Delta m) \cdot (B_A - B_F) \quad (3)$$

ahol (Δm) az egy higany milliméter légnyomásnak megfelelő magasságkülönbség, amely felbontható egy levegő hőmérsékletétől függő és független tényezőre.

$$(\Delta m) = (\Delta m_0) + (\Delta m_t) \quad (4)$$

Magyarországon (Δm_0) és (Δm_t) értéke (SÁRDY, 1968):

$$(\Delta m_0) = \frac{16042}{B_A + B_F} \text{ és } (\Delta m_t) = \frac{58,79}{B_A + B_F} \cdot t \quad (5)$$

ahol t a levegő középhőmérséklete, tehát:

$$t = \frac{t_A + t_F}{2} \quad (6)$$

A Babinet-féle képletben szereplő B_A és B_F értékek a légnyomás nagyságát jelentik HPa-ban és nem a barométereken tett leolvasásokat. Ezeket redukciókkal kell ellátnunk ahhoz, hogy belőlük a légnyomás felhasználható értékeit megkapjuk. A leolvasásokat általában meg kell javítani a hőmérséklet, az indexhiba és a beosztás hibája miatt (SÁRDY, 1968). A barométeren tett leolvasás megjavítására a következő képletet használhatjuk:

$$B = B' + \delta_i + \delta_t \cdot (t - 20^\circ) + \delta_b \cdot (760 - B') \quad (7)$$

ahol B' a barométeren tett leolvasás, δ_i az indexhiba, δ_t a barométer hőmérsékleti állandója, δ_b a barométer beosztási állandója és t a műszerhőmérséklet. Az indexhiba a mutató nem helyes felékeléséből származik, a barométer hőmérsékleti állandója a barométer és külső környezet közötti hőmérsékleti eltérésekből származik, a beosztási állandó pedig a műszer beosztásának az osztáshibájából. Mindezeket az értékeket csak a hagyományosnak tekintett

higany és rugós szerkezetű barométerek esetében kellett figyelembe venni, digitális barométerek esetében nem. A magasságmeghatározáshoz felhasználható az ICAO (International Civil Aviation Organisation) által ajánlott összefüggés is (LERCH, 1968):

$$\Delta h(p_0, T_0, h) = \frac{T_0}{-\gamma} \cdot \left(1 - \sqrt{\frac{p}{p_0} \frac{-g_0 \cdot M_L}{R \cdot \gamma}} \right) \quad (8)$$

ahol

T_0 a referenciaállomáson mért hőmérséklet °C-ban,

$\gamma = -0.0065 \text{K/m}$ a hőmérsékleti gradiens,

p a meghatározandó ponton mért légnyomás HPa mértékegységben,

p_0 a referenciaállomáson mért légnyomás HPa mértékegységben,

$g_0 = 9.80665 \text{m/s}^2$ a nehézségi gyorsulás,

$M_L = 28.964425 \text{g/mol}$ a száraz levegő közepes molekula súlya,

$R = 8.314 \text{Jmol}^{-1}\text{K}^{-1}$ az általános gáz állandó.

A képlet egyszerűsítések után a következő formába írható át:

$$\Delta h = \frac{273.15 + T_0}{0.0065} \cdot \left(1 - \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{1}{5.255}} \right) \quad (9)$$

Az ipari és környezetvédelmi felhasználás céljára mérőeszközöket gyártó nagy múltú finn Väisälä-cég az alábbi összefüggést javasolja a magasság számítására (RANTA-AHO, 2003):

$$\Delta h = \left(\frac{R}{g} \right) \cdot \left(\frac{T_0 + T}{2} \right) \cdot \ln \left(\frac{p_0}{p} \right) \quad (10)$$

ahol

T_0 a referenciaállomáson mért hőmérséklet °K-ben,

T a meghatározandó ponton mért hőmérséklet °K-ben,

p a meghatározandó ponton mért légnyomás HPa mértékegységben,

p_0 a referenciaállomáson mért légnyomás HPa mértékegységben,

$R = 287.05 \text{J/Kg}^\circ\text{K}$ az általános gáz állandó,

$g = 9.80665 \text{m/s}^2$ a nehézségi gyorsulás.

Az ICAO-képletben és a Väisälä-képletben a nehézségi gyorsulás átlagos értéke szerepel. A vizsgálat munkaterületén a Velencei-hegységben, a Bodza-völgyben ettől némileg eltérő érték számítható (9.79180m/s^2), ez azonban csak centiméteres eltérést okoz a számított magasságkülönbségben. Mindez megengedhető közelítést jelent, mert a barlangbejáratok magasságát csak szubméteres pontossággal keressük. Kutatásunk során a Laplace-képlet (2), a Babinet-képlet (3), az ICAO-által ajánlott képlet (9) és a Väisälä-képlet (10) felhasználásával is elvégeztük a barlangbejáratok magasságának számítását. A digitális barométeren tett leolvasásokat a légnyomás értékével vettük egyezőnek, redukciókat nem alkalmaztunk.

A barometrikus magasságmérés végrehajtása és feldolgozása

A barométerrel a mérést csak olyan időben szabad végrehajtani, amikor hirtelen bekövetkező légnyomásváltozások nem valószínűek. A Babinet-képlet alkalmazásakor barlangbejáratok esetében a mérést oda-vissza értelemben kell végrehajtani. Ha A és F a meghatározandó magasság két pontja, akkor először a légnyomást és a levegő hőmérsékletét meghatározzuk az A ponton, azaz valami τ_A időpontban kapjuk B_A és t_A értékeket. Ezután elmegyünk az F pontra, s ott τ_F időpontban megállapítjuk B_F és t_F értékeket. Most visszamegyünk az A pontra, s újból meghatározzuk τ_A'' időpontban $B_{A''}$ és $t_{A''}$ értékeket. Törekedni kell arra, hogy $\tau_F - \tau_A$ közel egyenlő legyen $\tau_{A''} - \tau_F$ -el. Ebben az esetben a B_A és $B_{A''}$ számtani közepeléséből számított B_A érték, továbbá a t_A és $t_{A''}$ számtani közepeléséből számított t_A érték egyidejű értéknek vehető B_F és t_F értékekkel. A leolvasások ismeretében a 3-as képlet felhasználásával számítható az F pontnak az A pontra vonatkozó magasságkülönbsége. Amennyiben ismerjük A pont tengerszint feletti magasságát, úgy számítható F pont tengerszint feletti magassága is.

A Laplace-képlet alkalmazása során valamely τ_A időpontban mérni kell a referenciaponton a B_A légnyomás és t_A hőmérséklet értékét, majd pedig a meghatározandó ponton τ_F időpontban a B_F légnyomás és t_F hőmérséklet értékét.

Az ICAO-képlet alkalmazása során elegendő valamely τ_A időpontban mérni a referenciaponton a p_0 légnyomás és a T_0 hőmérséklet értékét, majd pedig a meghatározandó ponton τ_F időpontban a p légnyomás értékét.

A Väisälä-képlet alkalmazása során valamely τ_A időpontban mérni kell a referenciaponton a p_0 légnyomás és a T_0 hőmérséklet értékét, majd pedig a meghatározandó ponton τ_F időpontban a p légnyomás és T hőmérséklet értékét.

A tesztmérések mintaterülete a Velencei-hegység volt, a Pákozd közigazgatási területén található Bodza-völgy. Referenciamagassággal rendelkező pontnak (a képletekben A -val jelölt pontnak) a Bércaházi-barlangot választottuk, amelynek magassága DGNSS-mérésből és mérőállomással végzett felmérésből származott (TARSOLY 2014a). Meghatározandó pontoknak (a képletekben F -el jelölt pont), amelyek az összehasonlításhoz adott magassággal is rendelkeztek a Diétás-, és a Cserkupacsos-barlangokat választottuk. Az említett két barlang hibátlannak tekintett magassága DGNSS-mérésből származott olyan módon, hogy a terepen meghatározott WGS84 rendszerű koordinátákat első lépésben az EUREF Permanent Network honlapján található transzformációs programmal számítottuk át az ETRS89 rendszerbe, majd az így kapott koordinátákat az EHT2 program segítségével

transzformáltuk át EOVB-ba illetve a Balti-tenger szint feletti magasságra (TARSOLY 2013, 2014b). A Diétás-barlang Bárcaházi-barlangtól mért távolsága 160 méter, a Cserkupacsos-barlangé pedig 433 méter. A mérések végrehajtásához egy szabatos, kis tehetetlenségű, analóg, tizedfokos beosztású hőmérőt használtunk fel, amelyet mindig árnyékos helyen akasztottunk fel olyan módon, hogy a levegő szabadon áramoljon a higanytartály körül. A légnyomás értékeit egy Garmin Etrex Vista kézi GPS-vevőbe épített digitális barométerrel határoztuk meg 0.1 HPa élesen. A vevőben egy mikromechanikai eljárásokkal készült barométer modul található (*Owner's Manual Garmin Etrex Vista*, 2005). Az eszköz legfontosabb eleme egy szilíciumból készített mikromechanikai membrán, amelyre nyúlásmérő ellenállásokat (piezorezisztorokat) integrálnak. Ezek Wheatstone-hídba vannak kapcsolva (teljes hidas kapcsolás), a híd tápfeszültsége 3V-os, 32 kHz-es négyszögjel. A híd kimenő jele erősítés után analóg-digitális átalakítóra, majd onnan a digitális interfészre (mikrokontrollerre) kerül. A kimeneti jel 3 vezetőkes soros rendszeren keresztül kerül további felhasználásra. A szilícium membrán 1x1 mm-es méretű, és 10 µm vastagságú. Működés közben az atmoszférikus nyomás deformálja a membránt: 1 m magasságkülönbség 0,1 mbar nyomáskülönbséget, ez pedig 150 nm membrán deformációt okoz.

A mérés megkezdése előtt a Bárcaházi-barlangnál mindig elvégeztük a magasság kalibrálását is, azaz a mért légnyomás érték mellé rögzítettük a hibátlanak tekintett tengerszint feletti magasságot is. A Babinet-képlet alkalmazása esetén a tiszta mérési idő 50 perc volt két meghatározandó barlangbejárat vonatkozásában és 30 percre rövidült az ICAO-képlet, a Laplace-képlet és a Väisälä-képlet alkalmazása esetén. A méréseket összesen 15 alkalommal végeztük 2014 decembere és 2015 novembere között.

Az eredmények értékelése és elemzése

A kapott eredmények esetén vizsgáltuk az eredmények pontosságát és az adatsorok megbízhatóságát is leíró statisztikák segítségével.

Az *I. táblázat* az egyes mérési és számítási módszerekkel meghatározott magasságok középhibáját mutatja be a mérési sorozat várható értékére és egyetlen mérési eredményre vonatkozóan. A gyakorlati felhasználás szempontjából egyetlen mérési hiba középhibájának van jelentősége. Mérési sorozatban végzett mérés esetén a középhiba értéke az ismétlésszám négyzetgyökének függvényében csökken (TARSOLY 2015), így a táblázatban a mérési sorozatra közölt adatok az általunk végzett 15-ös mérési sorozatra vonatkoznak.

1. táblázat

Table I.

Középhiba értékek a Diétás és Cserkupacsos-barlangra számított értékek közepelésével mérési sorozatra és egyetlen mérési eredményre vonatkozóan

RMSE values for the Dietetic- and Turkey Oak-caves (single measured value, whole measuring series)

Magasság-meghatározási módok	Középhiba a mérési sorozat várható értékére [m]	Középhiba egyetlen mérési eredményre [m]
Babinet-képlet	± 0.23	± 0.88
ICAO-képlet	± 0.35	± 1.37
Väisälä-képlet	± 0.35	± 1.35
Laplace-képlet	± 0.35	± 1.36
Navigációs-érték	± 0.44	± 1.69

Az I. táblázat eredményeit elemezve elmondhatjuk, hogy a legmegbízhatóbb értéket a Babinet-módszer szerint végzett méréssel és számítással lehet elérni, ekkor egyetlen mért magasság középhibája ± 0.88 méter lesz. Az ICAO-, Väisälä- és Laplace-módszer szerint számított magasságok megbízhatósága kisebb, itt a középhiba érték egységesen ± 1.35 méternek tekinthető, ami mintegy 1.5-szörös szorzót jelent a Babinet-megoldáshoz képest. A legnagyobb középhibája (a Babinet-megoldáshoz képest mintegy kétszeres szorzó), és ezzel együtt a legkisebb megbízhatósága a navigációs értéknek van (± 1.69 méter).

A barometrikus magasságmérés megbízhatóságának megítélése a szakirodalom szerint nem egységes. Gondosan végzett mérés esetén 200 méter magasságkülönbségig (SÁRDY 1968) $\mu_{\Delta m} = \pm 1.7$ métert ír az egyik szakirodalom, míg a másik 500 méter magasságkülönbségig (SÁRKÖZY 1984) a középhiba értékét ± 0.3 - 1.0 méter közé teszi. A Babinet-módszer szerint végzett magasság meghatározás értéke a SÁRKÖZY (1984) által meghatározott intervallumba esik, az ICAO-, Väisälä- és Laplace-módszer szerint meghatározott magasságok pedig inkább a SÁRDY (1968) által meghatározott értékkel tekinthetők egyezőnek.

A pontosság a valódi hiba abszolút értéke. Értékének ismerete arról tájékoztat, hogy a legvalószínűbb érték és a hibátlannak tekintett érték mennyire tekinthetők azonosnak. A hibátlan értéket csak becsülni tudjuk, ezért a pontosság értéke is csak becsült mérőszámnak tekinthető. A pontosság becsülésére két értéket használtunk (II. táblázat): a referenciaértékhez képest számított átlagos eltérést és a legnagyobb és legkisebb eltérés által meghatározott tartományt.

II. táblázat

Table II.

Pontossági mérőszámok a Cserkupacsos- és Diétás-barlangokra számított értékek közepelésével
Accuracy values for the Dietetic- and Turkey Oak-caves

Magasság- meghatározási módok	Átlagos eltérés a referenciaér- tékhez képest [m]	A legnagyobb és legkisebb eltérés által meghatározott tartomány [m]
Babinet-képlet	0.82	1.83
ICAO-képlet	1.28	3.11
Väisälä-képlet	1.27	3.12
Laplace-képlet	1.26	3.08
Navigációs-érték	1.50	4.62

A II. táblázatban összefoglalt eredmények alapján elmondhatjuk, hogy a legpontosabb eredményt a Babinet-módszer alkalmazásával érhetjük el, ekkor az adatok átlagos eltérése a referenciaértéktől 0.82 méter, és a legnagyobb és legkisebb eltérések által meghatározott intervallum 1.83 méter. Az ICAO-, Väisälä- és Laplace-módszer segítségével számított magasságértékek pontossága azonosnak tekinthető: a referenciaértéktől számított átlagos eltérés 1.27 méternek tekinthető (másfélszeres szorzó a Babinet-módszerhez képest), a legnagyobb és legkisebb eltérések által meghatározott intervallum pedig 3.10 méterrel vehető azonosnak (1.7-szeres szorzó a Babinet-módszerhez képest). A legkevesbé pontos eredményt a navigációs érték mutatja, az átlagos eltérés a referenciaértéktől 1.50 méter (1.8-szeres szorzó a Babinet-módszerhez képest), a legnagyobb és legkisebb eltérések által meghatározott intervallum pedig 4.62 méter (2.5-szörös szorzó a Babinet-módszerhez képest).

A pontosság becslésére a II. táblázatban összefoglalt értékeknél sokkal megfoghatóbb, egyben árnyaltabb megoldást ad, ha a pontosságot egy intervallumon belül becsljük, és minden intervallumhoz valamilyen valószínűségi szintet rendelünk hozzá. A CMAS (Circular Map Accuracy Standard) módszert eredetileg a topográfiai és földrajzi térképek adatai pontosságának az ellenőrzésére alakították ki (MALING 1989), azonban megfelelő újragondolás után alapelemei használhatók a barometrikus magasságmérés pontosságának a becslésére is.

Tekintsük a helymeghatározás azon esetét, amikor a célunk a Δm magasságkülönbség meghatározása. A CMAS-módszer alkalmazásának előfeltétele, hogy ismerjük a magasságkülönbség középphibáját ($\mu_{\Delta m}$), és feltételezzük, hogy méréseinket csak véletlen jellegű hibák terhelik. Képzeld el a terepen a hibátlanak tekintett magasságú ponthelyet, a helyi függőleges mentén pedig olyan közös origójú hibaszakaszokat (intervallumokat), melyek méretei eltérő valószínűségi szinteken jellemzik a pontosságot. A való-

színűség, hogy a mért ponthely valamely szakaszon belülré fog esni, arányos a szakasz hosszával.

Egy magasságkülönbség meghatározása esetén legyen a Δm magasságkülönbség középhibája $\mu_{\Delta m}$ tetszőleges képlettel számítva a Diétás-, és Cserkupacsos-barlangoknál kapott középhiba értékek átlagolását követően. A középhiba ismeretében (*I. táblázat*) számíthatók a CMAS-módszer további paraméterei (*III. táblázat*), azaz a hibaszakaszok hosszai. A gyakorlati felhasználás szempontjából a 90%-os valószínűségi szintnek van jelentősége (CMAS-paraméter).

III. táblázat
Table III.

A CMAS-módszer paramétereinek értékei
Parameters and values of the CMAS-method

	CSE [m]	CPE [m]	MSPE [m]	CMAS [m]	3.5 $\mu_{\Delta m}$ [m]
Valószínűség [%]	39	50	63	90	99
Származtatás	1.0 $\mu_{\Delta m}$	1.1774 $\mu_{\Delta m}$	1.4142 $\mu_{\Delta m}$	2.1460 $\mu_{\Delta m}$	3.5 $\mu_{\Delta m}$
Magasság-meghatározási módok pontossága [m]					
Babinet-képlet	0.88	1.04	1.25	1.90	3.10
ICAO-képlet	1.37	1.61	1.93	2.93	4.78
Väisälä-képlet	1.35	1.60	1.92	2.91	4.74
Laplace-képlet	1.36	1.60	1.92	2.92	4.76
Navigációs-érték	1.69	1.99	2.39	3.63	5.91

A *III. táblázat* adatait elemezve elmondhatjuk, hogy 90%-os valószínűségi szinten a Babinet-módszerrel számított magasságkülönbség pontossága 1.90 méternek tekinthető. Amennyiben a referenciapont magasságát hibátlanak tekintjük, úgy ez az érték egyben a számított magasság pontossága is lesz. Az ICAO-, Väisälä- és Laplace-módszer segítségével számított magasságértékek pontossága azonosnak tekinthető, ez az érték 90%-os valószínűségi szinten 2.92 méter (másfélszeres pontosság csökkenés a Babinet-megoldáshoz képest). A legkevésbé pontosnak a navigációs érték pontossága tekinthető, ez az érték 90%-os valószínűségi szinten 3.63 méter (kétszeres pontosság csökkenés a Babinet-megoldáshoz képest). A *II. táblázat* adatai alapján meghatározott pontossági mérőszámok az egyes mérési és számítási módszerek esetében összevetve a *III. táblázat* adataival azt mutatják, hogy a *II. táblázatban* megadott adatok csak 39%-os valószínűségi szinten teljesülnek.

ÖSSZEFOGLALÁS

Barometrikus magasságmérés alkalmazásával aránylag közelfekvő pontok magasságkülönbségei határozhatók meg, ha azonosnak vehető légköri vi-

szonyok mellett egyidejűleg mérjük a légnyomást és a levegő közepes hőmérsékletét az egyes pontokon. A tesztmérések során a Babinet-, ICAO-, Väisälä- és Laplace-féle mérési és számítási módszerek alkalmazásának lehetőségét vizsgáltuk a Velencei-hegységben a Bodza-völgyben kiválasztott mintaterületen. A referenciapontok hibátlannak tekintett magassága mérőállomásos mérésből és DGNSS-mérésből származott. A vizsgálatok alapján megállapíthatjuk, hogy a legpontosabb és legmegbízhatóbb magasság értékeket a Babinet-módszer segítségével lehet elérni. A magyarázat abban rejlik, hogy ennél a megoldásnál kétszer van mérés a referenciaponton, és így az esetlegesen a hőmérsékletben és légnyomásban beálló minimális változás is figyelembe vehető korrekcióként. A Babinet-módszerrel meghatározott magasság értékek pontossága 90%-os valószínűségi szinten 1.90 méter, megbízhatóságuk pedig ± 0.88 méter. Az ICAO-, Väisälä- és Laplace-módszer segítségével számított magasságértékek pontossága és megbízhatósága azonosnak tekinthető. A említett módszerekkel számított magasságértékek pontossága 90%-os valószínűségi szinten 2.92 méter, megbízhatóságuk ± 1.35 méter. A pontosság és megbízhatóság értékekben a Babinet-módszerhez képest mintegy 1.5-szeres csökkenés figyelhető meg. A legkevésbé pontos és megbízható eredmények a navigációs értékek, a pontosság 90%-os valószínűségi szinten 3.63 méter, a megbízhatósága pedig ± 1.69 méter. Ennél a módszernél a pontosság és a megbízhatóság a Babinet-módszerhez képest a mintegy a felére csökken. Amennyiben a barlangbejáratok magassági értékével kapcsolatosan azt a feltételt fogalmazzuk meg, hogy a meghatározott magasság értékének szubméteres pontosságúnak kell lennie, úgy a Babinet-módszer mindezt csak 50%-os valószínűségi szinten elégíti ki, az ICAO-, Väisälä- és Laplace-módszer, illetve a navigációs magasság felhasználásával ezt a feltételt nem lehet kielégíteni.

IRODALOM

- JORDAN W.* (1880): Handbuch 2, Kap. XII (mit weiterer Literatur). Über die verschiedenen Aneroidkonstruktionen vgl. L. Löwenherz, Bericht über die wiss – Instr. auf der Nerliner Gewerbeausstellung im Jahre 1879, Berlin, 122 p.
- JORDAN W.* (1896): Barometrische Höhentafeln, 2. – Aufl., Stuttgart 1886; desgl. für Tiefland und grosse Höhen, Hannover
- LERCH E.* (2003): Height adjustment of altimeters – FlyTech Ag., 20 p
- MALING, D.H.* (1989): Measurements from maps – Pergamon Press, Oxford University, 577 p.

- Owner's Manual and Reference Guide – Garmin Etrex Vista (2005), Garmin International Inc., 1200 East 151st Street Olathe, KS 66062, U.S.A., 84 p.
- RANTA-AHO T.* (2003): The hydrostatic equation and simple calculation of height – Väisälä Oyj, Helsinki, 1 p.
- SÁRDY A.* (1968): Geodéziai alapismeretek III., Tankönyvkiadó, Budapest, 215 p.
- SÁRKÖZY F.* (1984): Geodézia – Tankönyvkiadó, Budapest, 797 p.
- TARSOLY P.* (2013): Újabb barlangok a Velencei-hegységben (Cserkupa-csos-barlang és Siklóbörös-sziklaeresz) – MKBT Vulkánszpeleológiai Kollektívájának évkönyve, Isztimér, pp. 132-139.
- TARSOLY P.* (2014a): A Pákozdvár alatti üreg nyomában a térinformatika segítségével – Térinformatika 2014, OE-AMK, Székesfehérvár, ISBN:978-615-5460-27-2, pp. 143-154
- TARSOLY P.* (2014b): A Diétás-barlang feltárása – MKBT Vulkánszpeleológiai Kollektívájának évkönyve, Isztimér pp. 23-27.
- TARSOLY P.* (2015): Geodézia II. – kézirat, OE-AMK, Székesfehérvár, 177 p.