

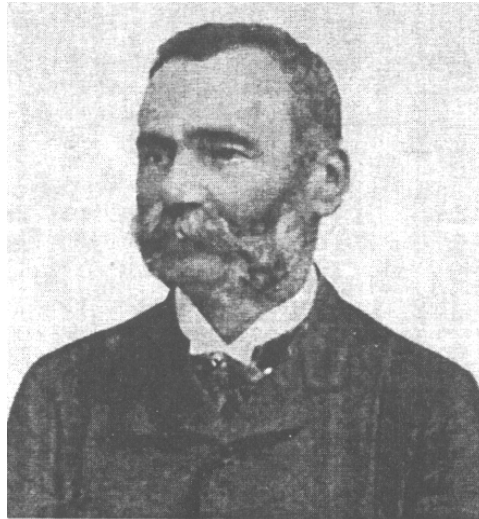
**CZÁRÁN GYULA SZEREPE A BIHARI BARLANGOK
MEGISMERÉSÉBEN, FELTÁRÁSÁBAN**

HAZSLINSZKY TAMÁS

1145 Budapest, Bácskai u. 3.

Abstract: Around the turn of the century, Gyula Czárán excelled with an enormous exploration activity in the Bihar Mountains of Transylvania founding tourism there. He explored numerous caves in the mountains, rich in karst phenomena, made them accessible for visitors, and described them for the first time.

Örmény származású, de a 18. sz. elején már Erdélyben élt és 1830-ban magyar nemességet és seprősi előnevet kapott földbirtokos családban született Seprősön (Şepreuş). A kor szellemének megfelelően – műszaki érdeklődése ellenére – jogot tanult Pesten és Bécsben, de súlyos betegségei (himlő és tüdőgyulladás) miatt kénytelen volt abbahagyni tanulmányait és visszatért a szülői házba, ahol apja kívánságára a gazdaságot irányította (1. kép). Ehhez azonban sem kedve, sem érzéke nem volt, arra azonban maradt ideje, hogy a hegyeket járja és beutazza Olasz-, Francia- és Németországot, Svájcot és Ausztriát stb., ahol tapasztalatokat szerzett a hegyi turizmus kiépítettségéről, szervezettségéről, fejlettségéről.



1. kép: seprősi Czárán Gyula (1846–1906)
Picture 1: Gyula Czárán de Seprős (1846–1906)

Apja halála (1890) után a birtokot bérbe adta és Menyházára (Moneasa) költözött, szeretett hegyei közelébe, ahonnan hátralevő életét (és vagyonát) a bihari hegyek és barlangok turisztikai feltárásának szentelte. Hogy ezzel kapcsolatos szakismereteit bővítse, 45 évesen beiratkozott a selmecbányai Bányászati Akadémiára, ahol 3 évet töltött el.

Barlangokkal kapcsolatos tevékenysége is meglepően gazdag (*I. táblázat*). Előtte csak Adolf Schmidl járta be a Bihart és írta le a jelentősebb barlangokat 1863-ban (Das Bihar-Gebirge), majd K. Nagy Sándor (Biharország) 1884-ben ismertetett néhány barlangot. Czárán számos olyan barlangot fedezett fel, melyeket nehéz megközelíthetőségük miatt sem a nagy elődök, sem a helyi lakosok, erdei munkások nem ismertek.

I. táblázat
Table I.

Czárán Gyula által felfedezett, feltárt, kiépített ill. ismertetett barlangok és karsztjelenségek
Caves and karst phenomenus discovered, explored, built up or described by Czárán

Abednego kemencéje (Szamosbazár)	Ördögmalom – Ördög pincéje (Biharfüred)
Alun-cseppkőbarlang (ism.)	Ór-völgy – Valea Gârda (számos barlangját ismerte)
Aragyásza vára (Szamosbazár – kiép., ism.)	Pacifik-barlang (P. Vîrseci – Galbina; szerpentin-ösvényt épített hozzá)
Bánlakai-Felső-barlang – P. Leșianei (kiép.).	Porcika-zsomboly (Avenul Borțigu – Galbina; 30 m-es létrát épített bele)
Bársza-jégbarlang (Ghețarul de la Barsa; felf., ism.)	Próba-barlang – P. de la Varnița (ism.)
Belczazár palotája (Szamosbazár)	Rejtelmes üregek barlangja (Avenul Ghețarului – Galbina; létrát épített bele)
Biharkapu – Porțile Bihorului (ösvényt vezetett hozzá)	Remete-forrás (Biharfüred))
Cigány- v. Semsey-barlang – P. Coliboaia (ism.)	Révi Zichy-barlang – P. Vadu Crișului (felt., kiép., ism.)
Csodavár – Cetățile Ponorului (kiép., ism.)	Ripp-Ripp-barlang (ism.)
Dániel-barlang (Szamosbazár)	Sárkány-lyuk v. Schmidl-barlang – Dracoaia (ism.)
Eszkimó-jégbarlang (Ghețarul Focul Viu'; felf., ism.)	Sura barlang – P. din Valea Firei (ism.)
Ferice-barlang – P. de la Ferice (kiépítés)	Szercsel-cseppkőbarlang (Vlasyásza (eml.)
Funáczai-barlang – P. de la Finațe (ism.)	Sziklafülke (Csáklya)
Galbina; barlang, forrás (kiép., ism.)	Szkerisórai jégbarlang
Grohoti sziklahíd	(Szkerisórai) Szeuletyei-váltóforrás – Știuleți (Nagy-Aranyos-völgy)
Gyászbarlang	Szohodoli-barlang – Kimpinyászka (ism.)
Hamlet-barlang (P. la Caput – Pádis)	(Tízfalu barlangja) Tízfalusi-(Pokol)-barlang – P. Bătrînului (kiép., ism.)
János-kapu –Poarta lui Ionel (tereprendezés, ism.)	Tordai hasadék (ism.)
József főherceg-barlang – P. Magura (továbbtárás, kiép., ism.)	Turi hasadék
K. Nagy Sándor-barlang – P. Corbasca (felf., kiép., ism.)	Vidaréti (Kuglis)-barlang – P. de la Cubleş (ism.)
Kalugyeri Dagadó-forrás (vizsg., ism.)	Vis-à-vis-barlang – (ism.)
Kis Tunnel (Szamosbazár)	Zapogye-jégbarlang (Ghețarul de la Zăpodie; ism.)
Kondor-cseppkőbarlang (kiép.)	
Kotyetz la Dobres (karsztforrás)	
Körös eredete – Izvorul Crișului (kiép.)	
Meziádi-barlang – P. Meziad (felf., felt., kiép., ism.)	

felt. = feltárás
felf. = felfedezés

ism. = ismertetés
kiép. = kiépítés

Egyik kiemelkedő feltárása, kiépítése 1899-ben a Meleg-Szamos vadregényes forrásvidékén volt, melynek a *Szamosbazár* nevet adta, benne a 200 m hosszán végigjárható sziklaalagúttal, az Aragyásza-várral és több

kisebb barlanggal. E csodálatos természeti szépséget a Turisták Lapjában ismertette, mely 1905-ben 39 oldalas különnyomatként is megjelent.

Alig adták át a Szamosbazár turistaútvonalát, Czárán már a csodálatosan szép és vad Galbina (Galbena) szurdokában dolgozik. A Galbina szurdokáról Schmidl azt írta a helybeliek figyelmeztetése alapján: „*Ha vaslábaid volnának, akkor sem mehetnél ott keresztül.*” Czárán előtt azonban nem volt akadály. A szurdok egyik – 10 x 6 m-es szádájú, 26 m hosszú, barlangjában ültette fel nyári tanyáját (annak idején Hotel Galbinának, Gyula várának nevezték, ma Czárán barlangja – Sura lui Czárán a neve), ahol munkásaival lakott és egyben az építési anyagok, eszközök raktára is volt (2. kép). Itt ké-

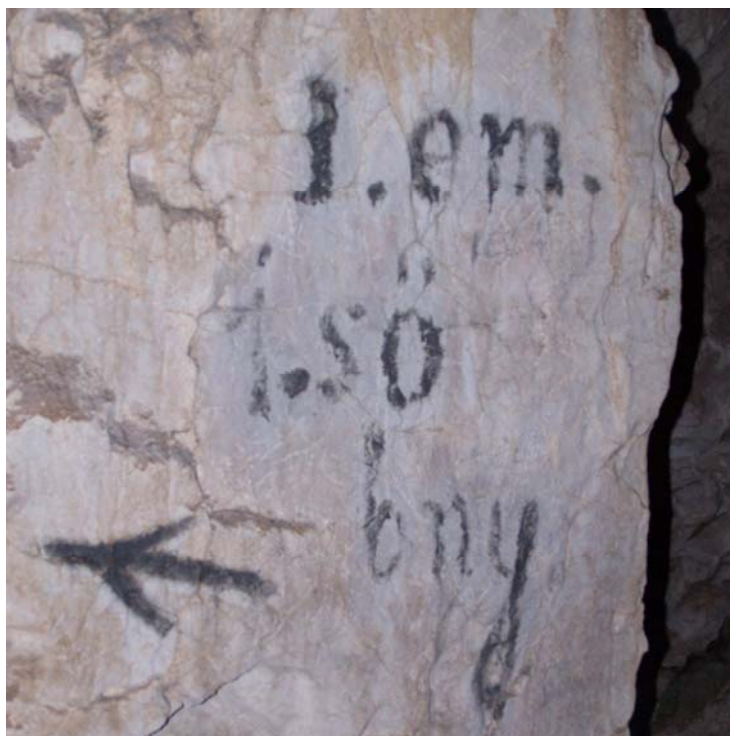


2. kép: A Hotel Galbina, kisebb barlang, ahol nyári szállását rendezte be
Picture 2: Hotel Galbina, a smaller cave, was built up as a summer residence of Czárán

szítették a kovácsok, bányászok és ácsok azokat a létrákat, hidakat, melyek lehetővé tették – és teszik részben ma is – a szurdok végigjárását, egészen a Csodavár barlangjának vizét felszínre hozó Galbina-forrásig, közben végigjárva a patak föld alatti útját, barlangját, melynek végén a víz a látványos Eminenciás-vízeséssel ér véglegesen a felszínre. E barlang bejárását is Czárán tette lehetővé.

Turista körutat épített ki a Csodavár környékére, és a magának a Csodavár szakadéktöbrének és barlangjának a bejárását hidak, létrák építésével tette lehetővé.

Legjelentősebb barlangi tevékenysége a Meziádi-barlanghoz (Peștera Meziad) fűződik. A barlang első szakaszát már Schmidl is ismerte, leírta, térképét is elkészítette. Czárán először 1880-ban kereste fel a barlangot. Később az egész, közel 3,5 km hosszú barlangot felkutatta, lépcsőkkel, létrákkal járhatóvá tette, jelzésekkel látta el (3. kép) és a járatokat, képződmé-



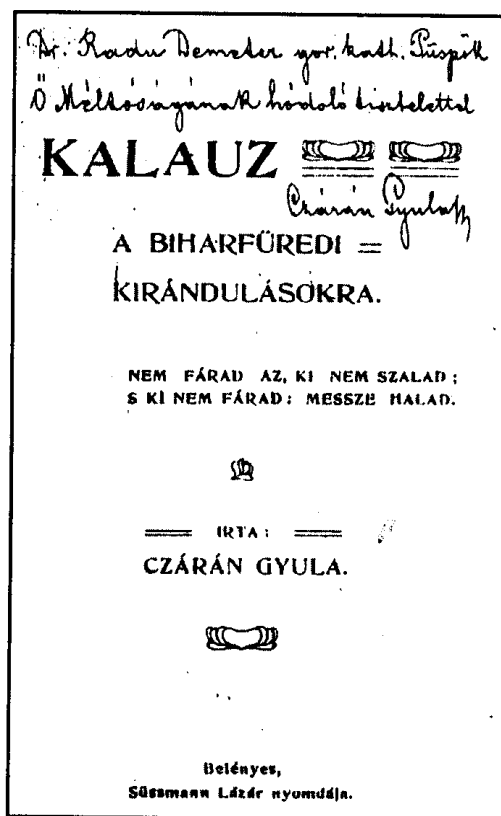
3. kép: Czárán útjelzései a Meziádi-barlangban
Picture 3: Route-marks of Czárán at the Meziad Cave

nyeket elnevezte. Munkáját 1902-ben fejezte be és a következő évben megjelent, 263 oldalas „Kalauz a Biharfüredi kirándulásokhoz” c. könyvében 16 oldalon részletesen ismertette és adott útmutatót a bejáráshoz (4. kép).

Életének utolsó éveiben (1903) tárta fel (Handl Károly vasúti pályamesterrel és dr. Veress István révi ref. lelkésszel) robbantásokkal és vízszintsüllyesztéssel a révi Zichy-barlang (Peștera Vadu Crișului) bejáratát, majd járatait, melynek 18 oldalas kalauzát is megjelentette.

Ebből érdemes idéznünk Czárán magyarosítási szándékát az akkor még hiányzó szakszavakat illetően:

Báb-oknak nevezem a barlang talajából felnyúló, alulról felfelé nőtt képződményeket (a stalagmitokat). Csap szóval jelölöm azokat, melyek felül-



4. kép: A számos barlangot leíró, ismertető turistakalauz
Picture 4: The tourist-guide with the description of many caves

ről lefelé, a barlang mennyezetéről csüngnek alá (stalagtitok). Azon burkolatoknak jelölésére pedig, melyek a barlang falain végigszivárgó vízből képződve, ezeket mintegy páncélszerűen beborítják, a vért szót használom.

Érdekes megfigyeléseket írt le a Kalugyeri Dagadó-forrásról a „Kalauz Biharfüredi kirándulásokhoz” c. könyvében (1901):

„Leggyorsabban követik tavasszal vagy esős nyáron a kitörések egymást; úgy hogy ilyenkor a víz negyedóránként kétszer is kidagad és elapad. Később hova tovább annál hosszabb időközöket tart a kidagadás s a nyár vége felé már 1-2-3 óráig is kell egy-egy kitörésre várakozni; míg végre ősszel szeptember – októberben a kidagadás nem is jelentkezik.” 1905. december 14–16. között – már betegen, halála előtt 3 héttel – a nagy hideg ellenére felkereste a forrást és állandó ott tartózkodással megfigyelhette, hogy a forrás – a hiedelemmel és az általános véleménnyel ellentétben – télen is működik.

Egyre rosszabbodó szívbaja következtében végül korán, 1906. január 5-én, 59 éves korában elhunyt.

Szomorú, hogy az utókor nem sokat törődött (és törődik) Czárán hatalmas munkával létrehozott hagyatékával. Útjai, hídjai, létrái mind a felszínen, mind a barlangokban tönkrementek, egyes útjainak már a nyoma sincs meg, a meglevők bejárása komoly nehézségbe ütközik.

Czárán életének eddig ismeretlen eseményére derült fény, amikor a Baradla-barlang vendégekönyvében sikerült megtalálnom bejegyzéseit. 1893. szeptember 16–18. között tartózkodott Aggteleken és látogatta meg a Baradla-barlangot. A vendégekönyvbe hosszabb verset is írt. A vers nem költészeti remekmű, de híven tükrözi Czárán csodálatát a természet alkotásaival szemben és elkeseredését természeti értékeink elhanyagolását látván (erről részletesen lásd *HAZSLINSZKY 2002*).

Czárán barlangtani munkásságát összefoglalva:

- Számos korábban nem ismert barlangot fedezett fel.
- Több nagy barlangot tárt fel, tett járhatóvá a látogatók számára: Szamosbázár, Meziádi-barlang, Csodavár, Révi Zichy-barlang.
- Valamennyi barlangot túrakaijaiban, cikkeiben ismertetett, a nagyobakról részletes bejárési útmutatót adott.
- Rendszeresen vezetett felszíni és barlangi túrákat turisták, ismerősök és más érdeklődők számára korát messze megelőző metodikával.

Elismerése már életében megkezdődött, 1900-ban az Erdélyi Kárpát-Egyesület tiszti tagjává választotta. A Meziádi-barlang bejáratánál 1930-ban elhelyezett magyar és román nyelvű emléktáblát sajnos hamar tönkre-



5. kép: A Turi-hasadék bejáratában 1999-ben elhelyezett emléktábla
Picture 5: Memorial table at the entrance of the Turi chasm

retették. 1999-ben a Turi-hasadék bejáratánál helyeztek el emléktáblát (5. kép.)

Az MKBT 1997. október 23–26. között, Czárán- emléktúrát vezetett a Bihar hegységbe. A 2006. szeptemberében az MKBT által rendezett ALCADI '06 konferenciát követő szakmai tanulmányút is a Biharba vezetett. Mindkét alkalommal meglátogattuk Menyházát, ahol felkerestük Czárán egykori házát és a helyi temetőben sírját. Első alkalommal születésének 150. évfordulója, második alkalommal halálának 100. évfordulója alkalmából az MKBT és az emléktúra ill. a konferencia nevében koszorút helyeztünk el síremlékén (6. kép).



6. kép: Czárán Gyula sírja Menyháza temetőjében
Picture 6: The grave of Gyula Czárán at the cemetery of Moneasa

IRODALOM

CZÁRÁN GY. (1900-1901): Útívázlatok Móczopotámiából – Erdély IX. évf. p. 9-11, 24-26, 66-68, 76-78, 110-111, X. évf. p. 50-51, 72.

CZÁRÁN GY. (1904): A Szamosbazár – Turisták Lapja XVII. évf. p. 97-120.

CZÁRÁN GY. (1905): Cseppkőbarlangok Rév környékén – Erdély XV. évf. p. 4-12, 39-43.

- CZÁRÁN GY.* (1906): Csodavár (Leviathanopolis) – Erdély XV. évf.
CZÁRÁN GY. (1907): A révi Zichy-cseppkőbarlang – Erdélyi Gyopár 3. sz. p. 16-20.
HAZSLINSZKY T. (2004): A Baradla-barlang 19. századi nevezetes látogatói – Érc- és Ásványbányászati Múzeum, Rudabánya 92 p.
HAZSLINSZKY T. (1986): Czárán Gyula – Karszt és Barlang II. p. 119–121.
HAZSLINSZKY T. (1991): A Baradla-barlang múlt századi vendégeknyvei – Karszt és Barlang I–II. p. 57–64.
HAZSLINSZKY T. (2002): A Baradla-barlang 19. századi – barlangokkal közelebbi kapcsolatba került – látogatói a korabeli vendégeknyvek alapján – Karsztfejlődés VII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 53–72.
MÁTYÁS V. (1988): Bihar-hegység turistakalauz – Budapest 214 p.
SCHMIDL, A. (1863): Das Bihar-Gebirge - Wien, 442 p.
SZABLYÁR P. (1997): Czárán útjain – Élet és Tudomány 50. sz. p. 1371–1373.
Erdélyi Gyopár (1997): Czárán Gyula emlékszám – E. K. E. Kolozsvár 3. sz. p. 1–57.

BALÁZS DÉNES KUTATÓ MUNKÁSSÁGA A LÁVABARLANGOK TERÜLETÉN

GADÁNYI PÉTER

Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi tanszék, Szombathely,
Károlyi Gáspár tér 4. gpeter@bdf.hu

Abstract: In the diverse geomorphological investigations of Dénes Balázs lava caves and their connected surface forms were of great importance. After his field-trip in the Lava Beds National Monument, North-California in 1970, he studied the lava caves of the Galápagos Islands. Here, he made the first detailed maps and descriptions of La Cueva de Kübler and La Cueva de Bellavista which are typical lava tubes on Santa Cruz Island. He surveyed and mapped them completely alone, using his own methods. In 1972 he studied the lava caves of Fuji-san with the assistance of a group of Japanese vulcano-speleologists. On the basis of his field investigation work in the lava caves of Fuji-san, he has made the most detailed and published Hungarian descriptions in this topic up to now, titled Forms, Types and Formation of Lava Caves. He distinguished four morphogenetic types of syngenetic lava caves and divided their forms into two groups: autochthonous and allochthonous ones. He also investigated surface lava forms which are in connection with lava caves (e.g. a variety of depression forms such as lava dolines). This important scientific study greatly enriched the Hungarian nomenclature of the pseudokarstic features in lava flows. In 1985 he investigated the speleology of the Easter Island. Here he surveyed sea caves (Ana Toka Rahi Rahi, Ana Kai Tangata) and lava tubes (Ana Te Pahu, Ana Kakena), and their polygenetic combinations (performed by old lava tubes open to the sea level), and he was the first to map and describe them, which he carried out single-handed.

Bevezetés

Balázs Dénes geográfus – a szó legteljesebb értelmében. A Föld nehezen megközelíthető térségeibe olyan földrajzi kutatóexpedíciókat szervezett és hajtott végre, amelyek sikerét találékonyságának, kitartásának, jó kapcsolat-teremtő képességének köszönhetette. Nehéz elképzelni még egy olyan embert, aki ennyi és ilyen hosszú kutatóutat tudna véghezvinni, azon kívül még a földrajz szinte valamennyi témakörében - megszerzett rengeteg tudásanyagot a hozzá hasonló módon át is tudná adni mind tudományos szinten, mind pedig az átlagember számára is érthetően. Balázs Dénes könyveiben és egyéb írásaiban a földrajzot nem „száraz”, hanem mint érdekes tudományt sikerül megszerettetnie az olvasóval, miközben felkelti érdeklődésüket a távoli, csodás tájak felé. Balázs Dénes tisztelte mások, így földrajzos elődei munkásságát is, ezért alapította meg a Magyar Földrajzi Múzeumot.

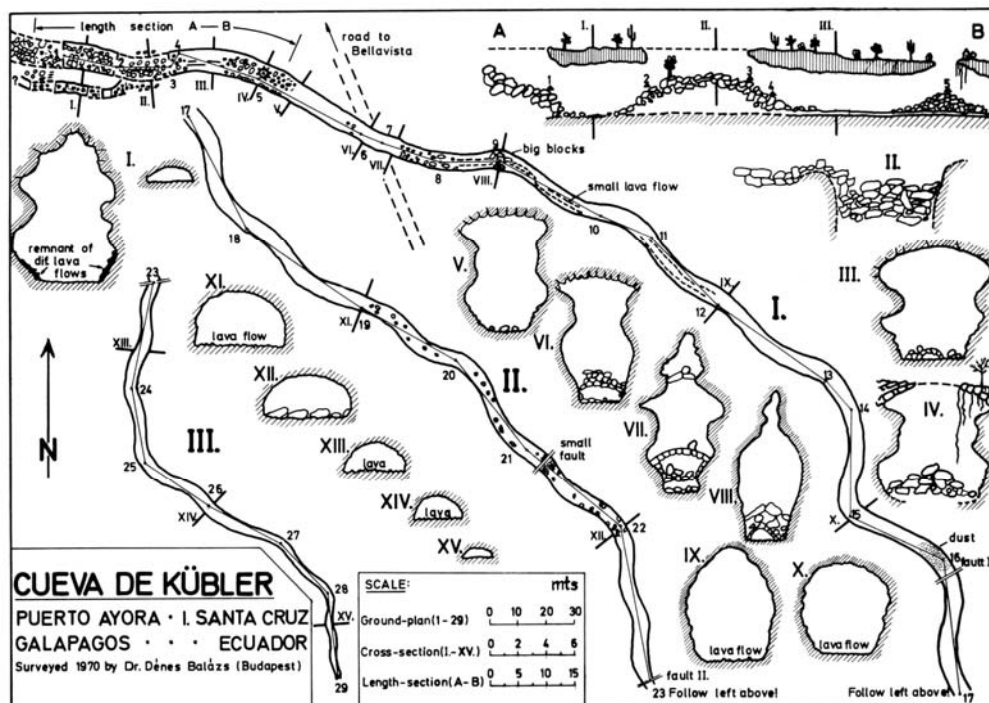
„Örök csodálója, bámulója vagyok Vulcanus isten pompás alkotásainak, az égbenyúló, óriási füstölgő kúpoknak” (BALÁZS 1969). Összesítve, több mint 10 évig tartó kutatóútjai során bejárta a Föld legjelentősebb vulkáni területeit. „Utazásaim során elsősorban a felszín formáinak törvény-

szerűségeit tanulmányoztam, különösen a karsztos és vulkanikus területeken.” (BALÁZS 1993). Geomorfológiai kutatómunkájában a bazaltláva-barlangok és a hozzájuk kapcsolódó felszínformák vizsgálatát is kiemelten fontosnak tartotta. A lávabarlangokat a karsztbarlangokhoz hasonlóan szerette, ezért hosszú utazásainak jelentős állomáshelyei lettek a különféle barlangokat magukba rejtő bazaltláva vidékek is. Ezek közül a jelentősebbek: a kaliforniai Lava Beds National Monument, a Galápagos-szigetek, a Fuji-san, Izland, a Kanári-szigetek és a Húsvét-sziget.

Galápagos-szigetek – Santa Cruz-sziget

1969. június 16-tól 1970. május 11-ig tartó, 330 napos, egyszemélyes, Amerikát Alaszkától, tizennégy országon át a Tűzföldre bejáró expedíciója során az ecuadori katonai légitársaság gépével eljutott a Galápagos-szigetekre is (BALÁZS 1970, 1972, 1973, 1994, 1995). Itt, a Santa Cruz-szigeten, a Puerto Ayorában található Charles Darwin kutatóközpontban - mint a szigetek formakincsét kutató külföldi geomorfológust - szívesen fogadták. A Santa Cruz-sziget lávaalagút-barlangjai közül a La Cueva de Kübler és a La Cueva de Bellavista első részletes feltérképezését és leírását teljesen egyedül készítette (BALÁZS 1973, 1975). Elsőként a Kübler-barlang felszíni beszakadásán ereszkedett le, ilyen gondolatokkal: „*Sokfelé megfordultam már a földalatti világ ösvényein, de valahányszor benyitok egy új, ismeretlen alvilági kapun, mindig valami kíváncsi, felemelő érzés kerít hatalmába!*” (BALÁZS 1973). A galapagosi lávabarlangok térképezéséhez használt eszközei a távolságok méréséhez egy két- és négy méter hosszúságú, dm-es beosztású mérőrúd volt, míg az irány és lejtőszögeket bányászkompassal segítségével végezte. A mérési pontoknak körakásokat, „*kőembereket*” épített, amelyek között mérte az irányokat és a távolságokat. A lávaalagút jellegzetes részeiről keresztmetszvényeket készített (I. ábra).

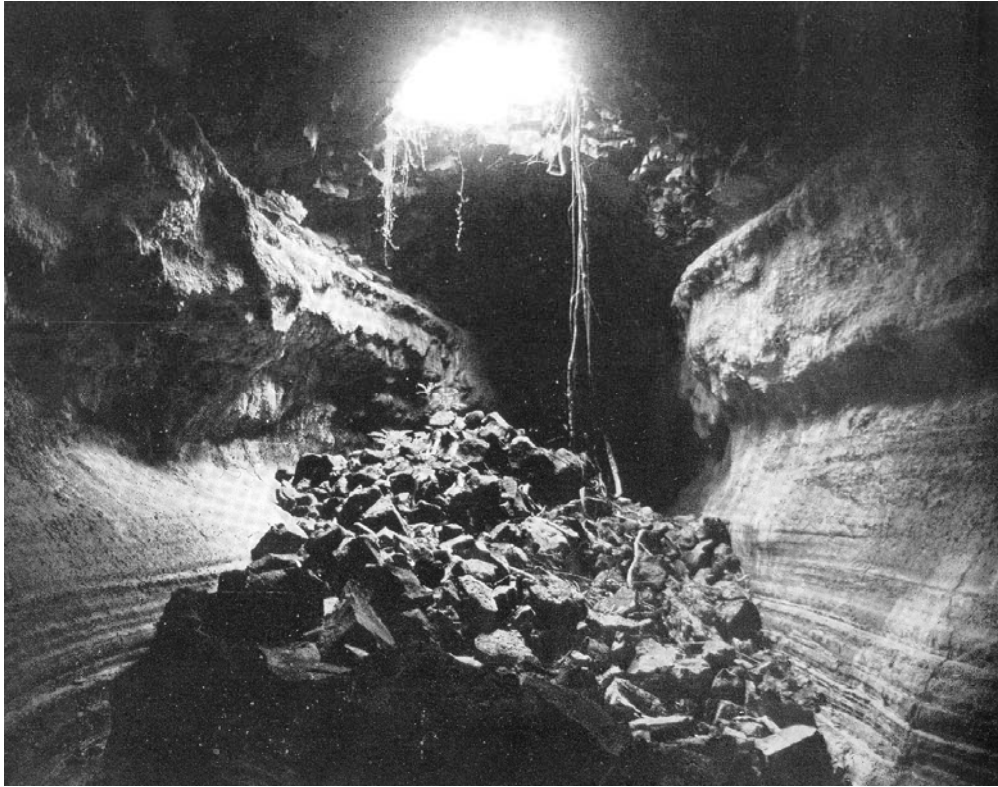
Méréseinek pontosságát bizonyítják a terület lávabarlangjaival foglalkozó, későbbi tanulmányok számadatai is, melyek a mai napig az általa felmért értékeket közlik (HERNANDEZ – IZQUIERDO – OROMÍ 1991). A lávaalagút-barlangok felső boltozatának kialakulásakor, a lávafolyás felszínén úszó lávatáblák összeforradását a folyók zajló jégtábláinak összefagyásához hasonlította. A Kübler-barlang belső, kitöltő (akkréciós) képződményei közül a barlang hossz tengelyével párhuzamos lávapárhuzamokat, valamint a köztük húzódó lávaszínlőket jellemzi részletesebben (I. kép). Megállapítja, hogy egy lávaalagút a későbbi lávafolyásoknak is elvezető járatot képezhet. Ezt a frissebb lávafolyás részletek a már hideg falakhoz forradásával magyarázta.



1. ábra: A Galápagos-szigeteki La Cueva de Kübler lávaalagút-barlang első részletes térképe, hossz és kereszt-szelvényekkel (BALÁZS 1975)
 Fig. 1: The first detailed map and cross sections of La Cueva de Kübler lava tube, Galápagos Islands (BALÁZS 1975)

A fő járat aljzatán megfigyelt egy kisebb, kanyargó lávafolyást („lávakolbász”), amelyben gyakran kialakulhat újabb, kisebb méretű lávaalagút: „barlang a barlangban” (1. ábra). A lávaalagútban megfigyelhető törésvonalakról megállapította azok utólagos, tektonikus eredetét (irányuk megegyezett a felszíni irányokkal).

Szintén helyes terepi megfigyelése az is, hogy a lávaalagút-barlangok az elvégződésük felé egyre keskenyebbek - előbb ellipszis, majd félkör keresztmetszetűek – valamint egyre sűrűbben kanyarognak, tehát növekvő szinuozitásúak (1. ábra). A lávabarlang falán megjelenő gipszkiválásokról is említést tesz. A Kübler-barlang felmérése után, a 852 méter hosszú járat végén lámpájában lemerült az elem, ezért a kijutás a teljes sötétben, az egyenetlen, érdes lávafelszínen csak nagy nehézségek árán sikerült. A Bellavista-barlang 669 méter hosszú, akkor bejárható szakaszáról szintén elsőként készített hasonló részletességű térképet. A továbbhaladását azonban megakadályozta a barlang mennyezeti leomlása, amelyeket a felszíni lesüllyedések is jeleztek.



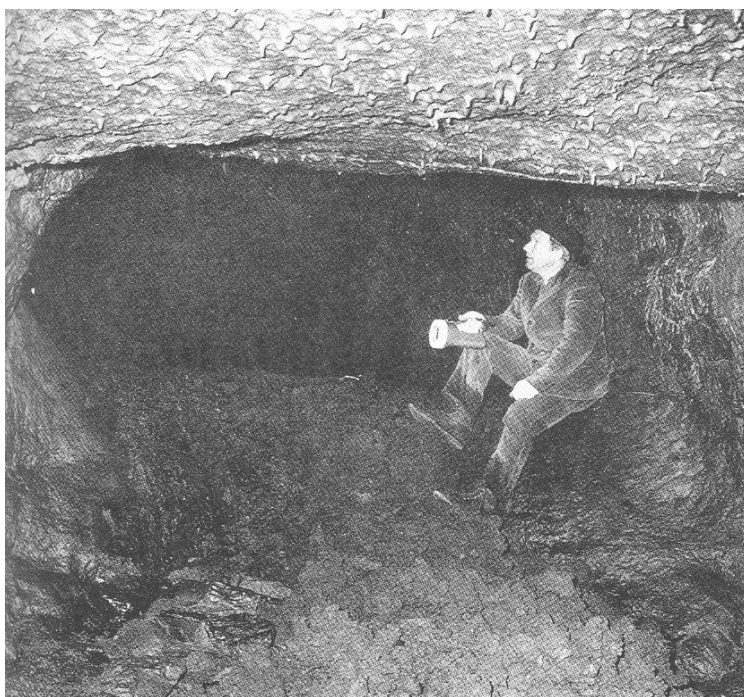
1. kép: A la Cueva de Kübler kisebbik felnyílása. A barlang oldalfalait lávapárhányok és lávaszínlők tagolják (BALÁZS 1973)

Picture 1: The smaller entrance to La Cueva de Kübler. On the sidewalls of the cave are lavashelves and lava trenches (BALÁZS 1973)

A Santa Cruz-szigeten található lávaalagút-barlangokat nemcsak morfológiai szempontból vizsgálta. Az NSS Bulletin hasábjain „Lava Tubes on the Galapagos Islands” címmel részletesen olvashatunk nevük eredetéről, geológiájukról, hidrológiájukról, hőmérsékleti viszonyaikról, valamint jellegzetes növény és állatvilágukról is (BALÁZS 1975/a). Ez a tanulmány nemzetközi szinten is jelentős (LARSON 1993). Két könyvet is írt a Galápagos-szigetéről (BALÁZS 1973, 1994), amelyek közül az első – melyben a láva-barlangoknak külön fejezetet szentelt - németül is megjelent (BALÁZS 1975/b).

Japán - Fuji-san

1972-73-as, 401 napig tartó expedíciójában, a karsztos és vulkanikus formakincs kialakulását tanulmányozta különböző klímaviszonyok között 13 országot bejárva, Japántól Új-Zélandig (BALÁZS 1995). A Japán Szpeleológiai Szövetség, valamint a Fuji-san barlangjait kutató egyesületek szövetségének (Association for Study of Lava Caves Mount Fuji) barlangcsoportjaival, japán kutatók támogatásával, lehetősége nyílt a Fuji-san lávabarlangjainak részletes tanulmányozására (2. kép). Itt, mintegy két tucat lávabarlangot járt be, melyek közül a jelentősebbek a Banba-ana, Motosudaiichi-füketsu, Komakado-füketsu Shoiko-daini-füketsu, valamint az akkor leghosszabbnak tartott Mitsuike-ana 1300 méter hosszú, többször elágazó barlangrendszere. „Sokéves barlangtúráim szó szerint „legmegrázóbb” élménye a Fuji-sanhoz kötődik” - így ír arról a földrengésről, amelyet az egyik lávabarlang mélyén, itt élt át.

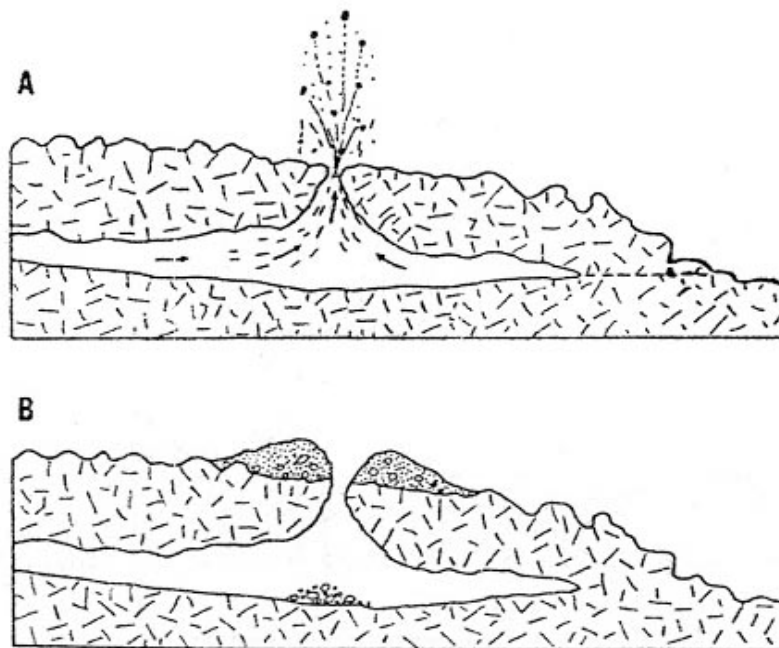


2. kép: Balázs Dénes a Fuji-san egyik jellegzetes lávafolyosójában (BALÁZS 1995)
Picture 2: Dénes Balázs in one of the typical lava tubes of Fuji-san (BALÁZS 1995)

A Fuji-sanon végzett kutatómunkájáról a Földrajzi Közleményekben megjelent „*Lávaüregek keletkezése, típusai és formakincse*” című munkájában olvashatunk (BALÁZS 1974), amely a magyar szakirodalom mindezig leg részletesebb, addig hiánynak számító vulkano-szepeleológiai tanulmánya (ezt ismertetjük az alábbiakban). A szingenetikus bazaltláva-üregeknek négy típusát különíti el („*lávafolyosó*”, „*lávaakna/lávazsomboly*”, „*gázhólyagüreg/gázüreg*”, „*falenyomatüreg*”) és részletes morfogenetikai jellemzést ad róluk.

A lávafolyosók általa ismertetett kialakulási módja szerint a lávafolyás felső kérgé a belső még képlékeny láva túlnyomása következtében szakad át, így a híg láva kiürül, aminek következtében egy hosszanti üreg (lávafolyosó) képződik. A kéreg átszakításához szükséges belső láva túlnyomása szerint kétféleképpen keletkezhet:

1. egy felszíni akadály mögött felduzzad a lávafolyás,
2. a kéreg alatt a lávában felhalmozódnak a gázok.



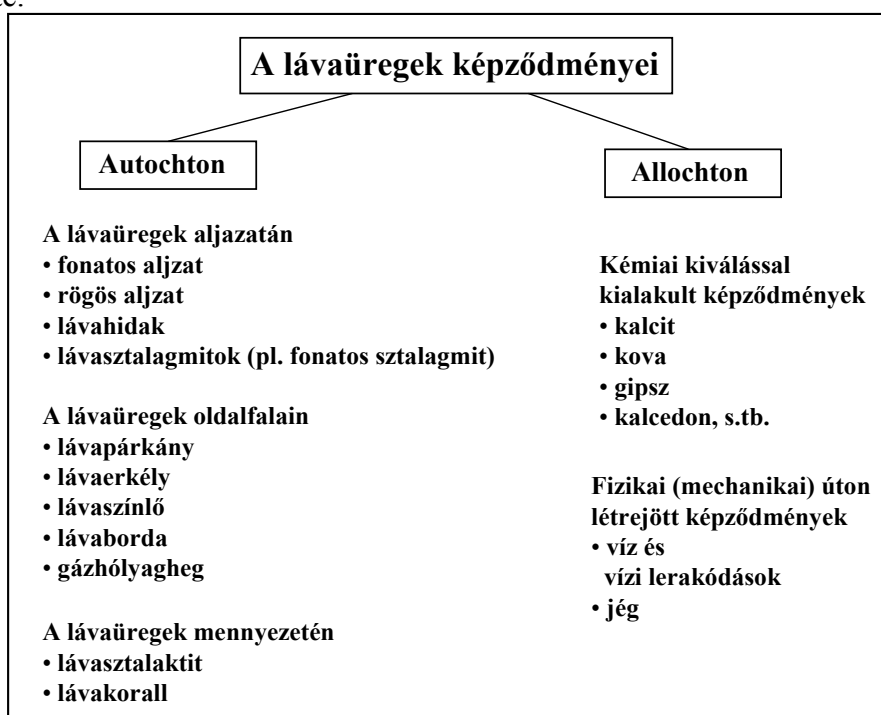
2. ábra: „Gázkifúvásos lávazsomboly” keletkezése Balázs Dénes szerint. A. A lávafolyosó üregterében forró gázok préselődnek össze és felszakítják a kéreg legkevésbé ellenálló részét. B. A gázrobbanás utáni állapot” (BALÁZS 1974)

Fig. 2: The evolution of a „gas blow-hole” combined with a lava tube according to Dénes Balázs.

A. The pressurized burning gases break up the less resistant segments of the lava tube roof.

B. vertical cave segment after the gas explosion (BALÁZS 1974)

A vertikális barlangüregek közül a „gázkifúvásos lávzsomboly” (2. ábra), valamint a horizontális jellegű „lávafolyosó” - a nemzetközi szinten is ritkán publikált – összekapcsolódásáról bővebben ír. A lávabarlangok közül magyarul ebben a tanulmányban olvashatunk először a „falenyomatüregek” különleges típusairól is. A lávaüregek képződményeit – figyelembe véve a kitöltő anyagok genetikáját – két fő csoportra (autochton, allochton) és azokat további alcsoportokra osztotta (3. ábra), valamint azok jellemző példáit – több új szakszóval – a tanulmányában részletesen ismertette.



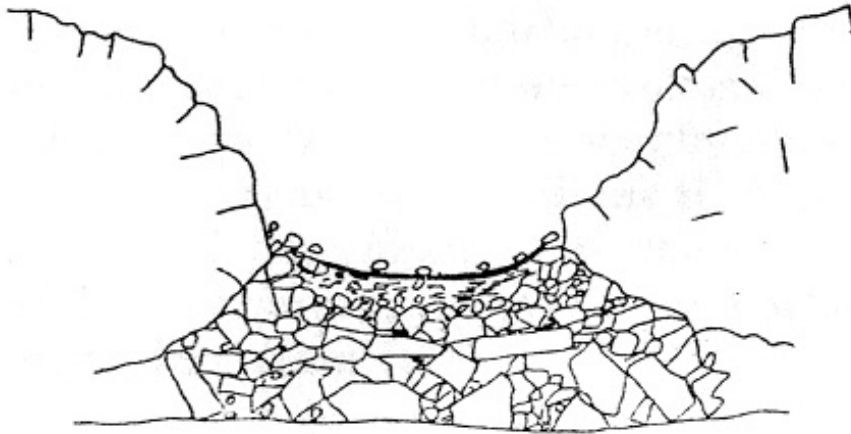
3. ábra: A lávaüregeket kitöltő képződmények genetikai szempontú csoportosítása Balázs Dénes által, a legszembetűnőbb példákkal (BALÁZS 1974)

Fig. 3: The categories of internal forms, formations and fillings of lava caves, from a genetic point of view, with the most characteristic examples by Dénes Balázs (BALÁZS 1974)

A lávabarlangokat gyakran párhuzamba állítja a karsztbarlangokkal, kiemelve azok morfológiai hasonlóságait és különbségeit, például: „ A lāvafolyosó alaprajzi formája kevésbé kanyargós, mint a karsztbarlangoké, ahol az egymásra merőleges törésvonalak jelölik ki a karsztvizek útját.” (BALÁZS 1974). Az általa bevezetett és attól fogva használt magyar szakkifeje-

zések eredete is gyakran a karsztos nevezéktanból származik, például: „*lávazsomboly*”, „*lávatóbör*”.

A lávaüregekkel összefüggésben álló felszíni lávaformák közül az épülésszerű eredetűek mellett részletesebben a felszínalatti formák pusztulásakor létrejövő formákról ír, mint például a „*lávazsakadék*”, „*lávatóbör*” (4. ábra), „*természetes lávahíd*”. Terepi megfigyelései alapján a hosszanti besüllyedésszerű felszínformák gyakran a későbbi lávafolyások elvezetői lehetnek, és bennük nagyobb eséllyel alakulhatnak ki újabb lávaalagútbarlangok.

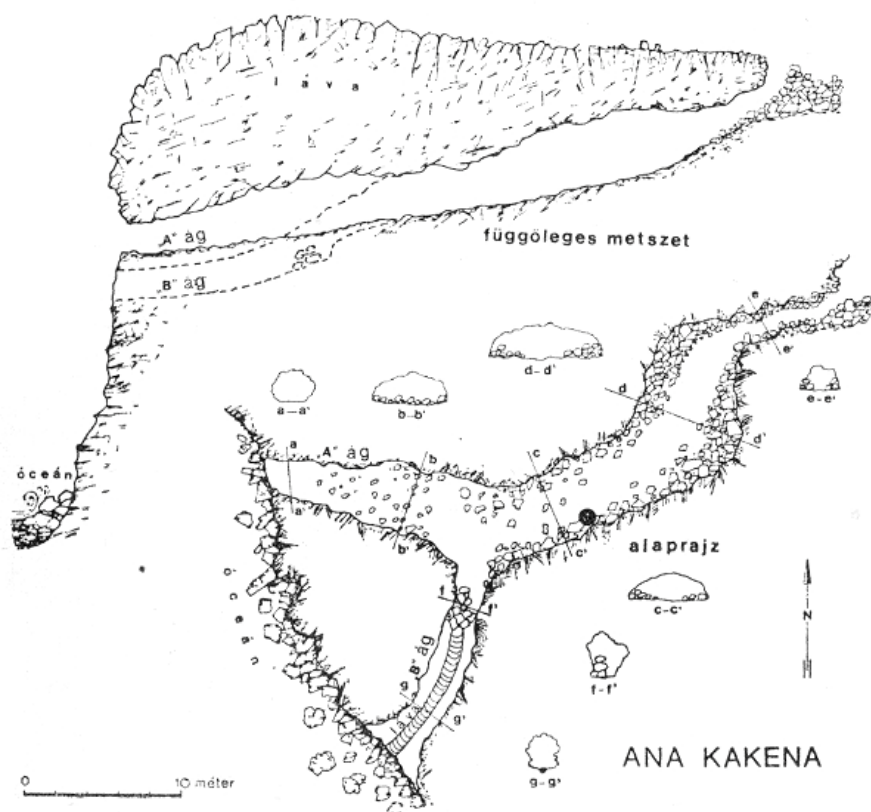


4. ábra: Lávafolyó beszakadásából kialakult „lávatóbör” Balázs Dénes szerint (BALÁZS 1974)
Fig. 4: Lava dolina evolved from a lava tube by its devastation according to Dénes Balázs (BALÁZS 1974)

Húsvét-sziget

Az 1984-85-ben 383 napon át utazott a Föld körül, 25 országon keresztül. A francia hatóságok nem engedték vízum nélkül az átutazását Tahitin, ezért a tervezett rövidebb tartózkodás helyett egy hónapot töltött a Húsvét-szigeten (BALÁZS 1993, 1995). Ez az idő természetesen nem tétlen várakozást jelentett számára, hanem a kialakult helyzetben még többet igyekezett megtudni a sziget népéről, kultúrájáról és nem utolsósorban az itt található lávabarlangokról is. Kutatásait sokszor - így a Húsvét-szigeten is - az otthonukat jól ismerő helyi lakosok segítették, akikkel szinte mindig barátságot kötött. Gyalogosan indult felfedező útjaira, és sátorban, vagy „*alkalmi szálláshelyként*” lávabarlangokban lakott, összegyűjtött füvekből készített „*ágyon*”.

A Húsvét-szigeten gyűjtött vulkán-szpeleológiai ismereteit a Karszt és Barlang folyóiratban (BALÁZS 1985), a Barcelonai Nemzetközi Szpeleológiai Kongresszuson (BALÁZS 1986), illetve „A Húsvét-sziget fog-ságában” című könyvében (BALÁZS 1993) adta közre. A Roihólávafolyásnak négy barlangrendszerét mérte fel. „Megcsapott a barlang hűs levegője és vonzott a mélybe.” (BALÁZS 1993). Ennek a „vonzó hatásnak” az lett a következménye, hogy többek között a sziget akkor ismert leghosszszabb (540 m) lávacsatorna-barlangjáról, az Ana Te Pahu-ról ismét egyedül, elsőként részletes térképet készített. A lávacsatorna-barlang elnevezést a sziget lávabarlangjainak ugyanarra a típusára használja, amelyet korábban lávafolyosónak (BALÁZS 1974) nevez.



5. ábra: A Húsvét-szigeti Ana Kakena lávacsatorna-barlang térképe és oldalnézeti képe (BALÁZS 1985)
 Fig. 5: Plan and vertical profile of the Ana Kakena lava tube on Easter Island (BALÁZS 1985)

Az egyszemélyes barlangtérképezéskor a távolságméréshez szükséges mérőrudakat bambuszból vágta magának és rájuk bicskával faragott dm-es beosztást. Erről a felméréséről később így ír: „*Minden mérési pont közötti utat legalább négyszer kellett megtennem, hiszen a mérőléc társ szerepét is vállalnom kellett.*” (BALÁZS 1993). A Roiho-lávafolyás egy 20-50 m magas, abrázios fallal végződik az óceán-parton. Az Ana Kakena Y-szerűen szétágazó járatai erre a meredek sziklafalra nyílnak (5. ábra), ami alapján arra következtet, hogy az utolsó lávafolyás az alagútból, közvetlenül lávazuhatagként ömlött az óceánba, 15-20 méteres magasságból (BALÁZS 1985, 1986). Ilyen jelenség leírásával világviszonylatban is csak ritkán találkozhatunk.

A Roiho-lávafolyás lávacsatorna-barlangjai, jellegzetes beszakadások sorozatával nyílnak fel a felszínre, jelezve a barlang mélyben húzódó nyomvonalát. Ezekről a formákról, amelyek „*a karsztvidékek szakadék dolináihoz hasonló depressziókat alkotnak*” (BALÁZS 1985), már a Fuji-san kapcsán, korábban is írt „*lávatóbör*”, illetve „*lávaszakadék*” néven (BALÁZS 1974). A Roiho-lávafolyás barlangjainak ezek a formák képezik egyben a bejáratukat, amelyek környezetében található egy-egy jellegzetes tárgy alapján adott nevet a felmért barlangoknak (pl: Banános-barlang, Bambuszos-barlang), de allúviumon kialakult belső barlangi tó is volt névadó (Tavas-barlang). Víz a felszínen nem található a Húsvét-szigeten, ezért a helyi lakosság életében különösen is fontosak voltak az ilyen tavas barlangok. Ezen kívül a Húsvét-sziget lágubarlangjai menedékhelyként, lakóhelyként, temetkezési helyként, kivégzési helyként, börtönként, valamint vallási célokat is szolgáltak, jelenleg pedig a sziget történetének feltárásán dolgozó archeológusoknak jelentenek kulcsfontosságú lelőhelyeket (BALÁZS 1985, 1986, 1993).

A posztgenetikus lágubarlangok leggyakoribb típusára, az abrázios barlangokra is szép példákat talált és térképezett a Húsvét-szigeten. Ezek közül az Ana Kai Tangata (Embrevők-barlangja) otlétekor már inaktívvá vált. Az akkor aktív Ana Toka Rahi Rahi (3. kép) eredetileg egy lávacsatorna-barlang volt, amely az abrázios, sziklás partfal hátrálásával nyílt fel és a tenger pusztító hatására abrázios barlangként bővül és fejlődik tovább (BALÁZS 1985, 1986, 1995). Tehát szép példája a szigenetikus és posztgenetikus barlangok összetett (poligenetikus) barlanggá történő egyesülésének.



3. kép: Az Ana Toka Rahi Rahi abrázíós barlangként továbbfejlődő egykori lávacsatorna-barlang (BALÁZS 1993)
Picture 3: Ana Toka Rahi Rahi sea cave is preformed by old lava tube (BALÁZS 1993)

Összegzés

Balázs Dénes, mint karsztos, de a földrajz terén mindenre kíváncsi geomorfológus tanulmányozta a lágabarlangokat és a hozzájuk kapcsolódó felszínformák világát. Vulkán-szpeleológiai kutatásai nemzetközi szinten is jelentősek.

Az olyan terepi felméréseket, mint például a barlangi térképek készítését általában kutatócsoportok szokták elvégezni. Balázs Dénes külön elismerést érdemel azért, amiért ezt több ember helyett, nagyfokú pontossággal, egyedül is véghez tudta vinni.

Balázs Dénes sokszínű, a földrajztudomány szinte minden területére kiterjedő hatalmas életművében - arányaiban szemlélve - csak egy kis szeletet képeznek a lágabarlangokkal kapcsolatos kutatások. Azonban azok a magyar vulkán-szpeleológusok számára kiemelt jelentőségűnek számítanak, ugyanis magas szakmai szintű terepi munkával, távoli tájakon gyűjtött, itthon hiánynak számító ismereteket hozott haza, ékes magyar nyelven.

IRODALOM

- BALÁZS D.* (1969): Hajóstoppal az Indonéz-szigetvilágban – Tánicsics Kiadó, 277 p.
- BALÁZS D.* (1970): Tanulmányúton Alaszkától a Tüzföldre - Karszt és Barlang, I. p. 35-38.
- BALÁZS D.* (1972): Hátizsákkal Alaszkától a Tüzföldre I. (Észak-Amerika) – Tánicsics Kiadó, 314 p.
- BALÁZS D.* (1973): Galápagos – Gondolat Kiadó, 218 p.
- BALÁZS D.* (1974): Lávatüreg keletkezése, típusai és formakincse – Földrajzi Közlemények, (2), p. 135-148.
- BALÁZS D.* (1975/a): Lava Tubes on the Galapagos Islands – The NSS Bulletin, 37(1), p. 1-4.
- BALÁZS D.* (1975/b): Galapagos – Ford.: Ivor Nagy. Brockhaus Verlag, Leipzig 180 p.
- BALÁZS D.* (1985): A Húsvét-sziget barlangjai – Karszt és Barlang, I-II. p. 33-38.
- BALÁZS D.* (1986): Contribution to the speleology of Easter Island – Proceedings of the 9th International Speleological Congress, Barcelona, Spain, p. 44-47.
- BALÁZS D.* (1987): A Fudzsi gyomrában – Világjáró. 2. p. 13-15.
- BALÁZS D.* (1993): A Húsvét-sziget fogságában – Szerzői kiadás. Érd, 156 p.
- BALÁZS D.* (1994): Galápagos, az elefántlábúak szigetei – Szerzői kiadás. Érd, 156 p.
- BALÁZS D.* (1995): Életem – utazásaim. Emlékiratok a földrajzi ismeretterjesztés szolgálatában – Szerzői kiadás. Érd, 504 p.
- HERNANDEZ, J. J.-IZQUIERDO, I.-OROMÍ, P.* (1991): Contribution to the Vulcanospeleology of the Galapagos Islands - In: G. Thomas R. (szerk): Proceedings of the 6th International Symposium on Vulcanospeleology, Hilo, Hawaii, p. 204-220.
- LARSON, C. V.* (1993): An Illustrated Glossary of Lava Tube Features – Western Speleological Survey Bulletin, 87. Vancouver, Washington, 56 p.

ÉRDEKESSÉGEK A PÁL-VÖLGYI-BARLANG KUTATÁSTÖRTÉNETÉBŐL

ZENTAI ZOLTÁN

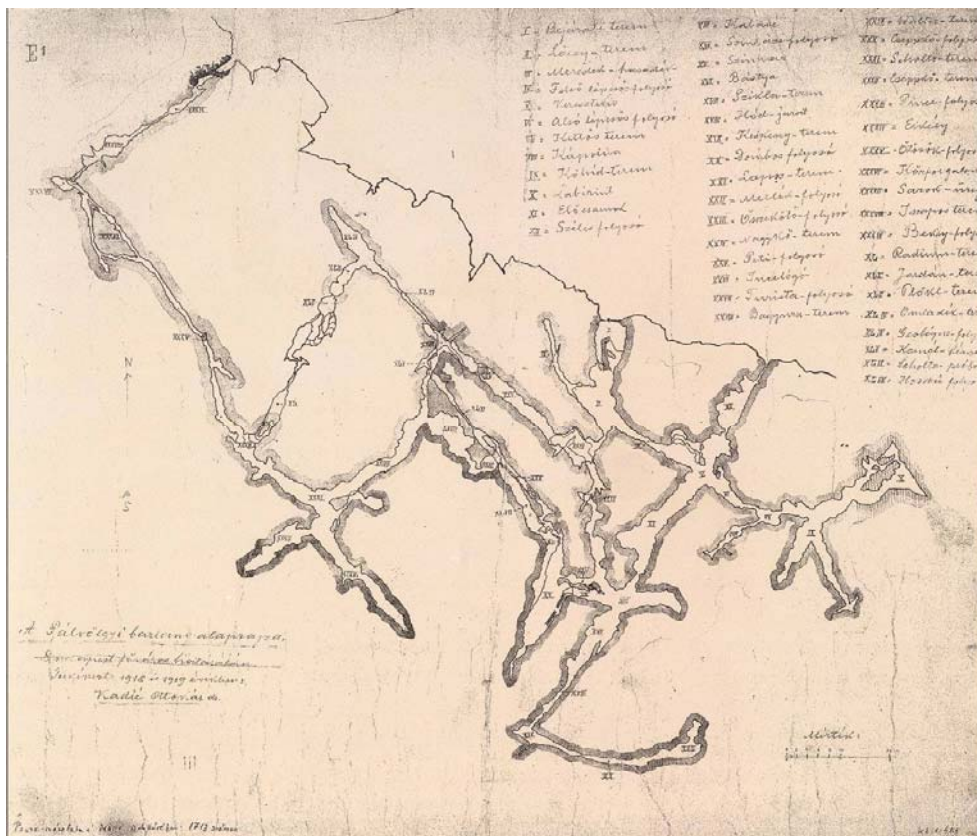
BDF természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.
zzoltan@bdf.hu

Abstract: This study revives the first period of the discovery of the Pál-völgyi cave which was opened up at the very beginning of the last century in 1904. It shows the content of an educational book, titled "The Underground Budapest", printed in 1916. It also acquaints us with Jozefina Marecek that is to say Pauella Classica, whose life was unusual. She was the author of this book.

Bevezetés

Budapest a „barlangok fővárosa”; területén, jelenlegi ismereteink szerint mintegy 200 barlang található. Barlangokban leggazdagabb terület a Hármashatár-hegycsoport lábánál húzódó Szépvölgy és a szomszédságában elterülő Rózsadomb környéke. Az itt található öt legnagyobb rendszer együttes hossza meghaladja a 34 km-t. Ennek a szövevényes felszín alatti labirintusnak a feltárása a XX. század elején kezdődött el. Elsőként a Pál-völgyi-barlang felfedezésére került sor. A barlang az egykori „Holzspach”-féle kőfejtőben a mai Szépvölgyi út 162. sz. alatt nyílik. A későbbi visszaemlékezések egymásnak kissé ellentmondóan számolnak be a feltárás pontos körülményeiről (*TAKÁCSNÉ BOLNER* 2004). Annyit biztosan tudhatunk, hogy néhány turista már 1902-ben felfigyelt a bányaörház kertjében lévő cseppkövekre, s ezen felbuzdulva dr. Jordán Károly vezetésével több alkalommal is átvizsgálták a kőfejtő kisebb, nagyobb üregeit. Bekey Imre Gábor ismeretei szerint a Pál-völgyi-barlangban Bagyura János – a bányafelügyelő kamaszkorú fia – járt először, aki egy mélybe zuhant birka kimentésére ereszkedett le az üregbe (*BEKEY* 1913). Ezzel a mesébe illő történettel szemben Kadić Ottokár Scholtz Pál Kornél tisztviselő nevéhez köti a felfedezést. Scholtz maga is turista-barlangkutató volt, s Kadić szerint 1904. június 23-án is Jordán Károly társaságában érkezett a kőfejtőbe. S míg a csapat nagyobbik része az akkor már 30 m mélységű Jordán-barlangot kutatta, addig Scholtz és Bagyura a bányafal kisebb repedéseit vizsgálta át, s így bukkantak rá a Pál-völgyi-barlang bejáratára (*KADIĆ* 1920). A bejutás napján a Kőhídig és a Színházig jutottak el a felfedezők. Az ezt követő vasárnapokon a turistákból verbuválódott lelkes barlangkutató csapat mind mesz-

szébb és messzebb merészkedett a földalatti ismeretlenbe. A szívós, kitartó munkát 1906-ban, 1909-ben és 1910-ben jutalmazta a természet egy-egy jelentősebb új szakasszal (BEKEY 1916). Az első részletes térképet a barlangról Kadić Ottokár készítette 1917-19 között (1. ábra); a felmérés adatai alapján a Pálvölgyi-barlang ekkor ismert hossza már 926 méter volt.



1. ábra: A Pál-völgyi-barlang első részletes térképe (TAKÁCSNÉ BOLNER 2004).
 Fig. 1: The first detailed map of Pál-völgyi cave (TAKÁCSNÉ BOLNER 2004).

A felfedezést követő évtizedekben a barlang további kutatása mellett, a nagyközönség számára történő bemutatás és a fokozatos kiépítés jelentette a legnagyobb feladatot. A kiépítés és bemutatás ügyét elsősorban Scholtz Pál Kornél viselte a szívén. Miután megalakította a Pannónia Turista Egyesület Barlangkutató Szakosztályát, megszervezték a rendszeres túravezetést a barlangban. Az 1910-es évek közepére beszüntették a bányászatot a kőfejtőben, és így az egykori bányaőr lakban menedékházat rendezhettek be. Kadić Ottokár javaslatára 1915-ben beadvánnyal fordultak a főváros

vezetéséhez a barlang idegenforgalmi kiépítése ügyében. A beadványt Lóczy Lajos a Földtani Intézet igazgatója véleményezte és támogatólag nyilatkozott róla, de a várt pénzüsszeg elmaradt. Így az egyesület tagjai önerőből láttak hozzá a barlang kiépítéséhez. A szűkületeket kitégítették, kövekből lépcsőket építettek, a veszélyes mélységek leküzdéséhez fa létrákat ácsoltak. 1916-ban a Kőhídig és a Színház-teremig terjedő szakaszt már utcai ruhában is járhatóvá tették. 1920-ból maradt fenn az első látogatási statisztika, miszerint a barlangot egy év alatt 1564-en látogatták meg, köztük 461 hölgy és 48 gyermek. Az utcai ruhában bejárható program mellett lehetőség nyílt három órás könnyű és öt órás kötélmászással nehezített „kalandtúrára” is. A barlang megismerésének a hőskorszaka 1927-ben zárult le, amikor is az első német-magyar barlangkutató konferencia tiszteletére a főváros támogatásával elkészült a barlang elektromos kivilágítása (1. kép). Ennek az első időszaknak egy érdekes dokumentuma az 1916-ban megjelent A „Földalatti Budapest” című kis füzetecske (PUELLA 1916).



1. kép: Az első német-magyar barlangkutató konferencia résztvevői a Pál-völgyi-barlang bejáratánál 1927
(a képen a medve mellett Scholtz Pál Kornél látható)

Picture 1: The participants of the German-Hungarian cave excavation conference in 1927 at the entrance of Pál-völgyi cave (in this photograph Pál Scholtz himself can be seen next to the bear)

A könyv

A Földalatti Budapest című füzetet írta Puella Classica, németből fordította Somlyó Zoltán, megjelent 10 oldal terjedelemben a szerző saját kiadásában, Budapesten 1916. májusában.

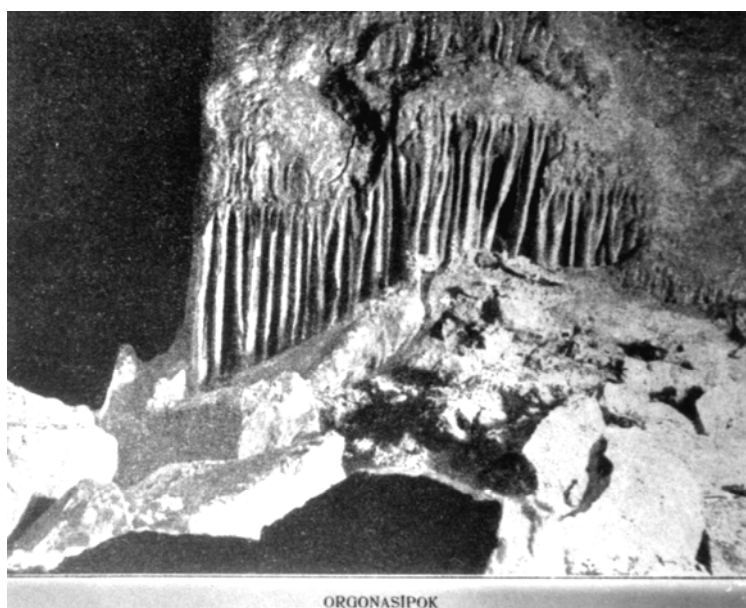
Egy igazi népszerűsítő, ismeretterjesztő füzetet vehetünk a kezünkbe. A bevezetőben színes leírással kelti fel a barlang iránti érdeklődést. *„Ez egy földalatti hegység, völgyekkel és szakadékokkal, szorosokkal, mélységekkel és völgykatlanokkal, egy földalatti turista világ, ahol órákhosszat és napokon át mászkálhat az ember, hol négykézláb csúszva hol térdel és könyökkel a falaknak dőlve”.*

Majd pontosan ismerteti, hogy hogyan lehet megközelíteni a barlangot *„Egyszerűen felülünk a Berlini-téren az M-es vagy az 5-ös kocsira és húsz filléres jeggyel kimegyünk Óbudára a Szépvölgyi-útig. Itt kiszállunk és végigjárjuk a Szépvölgyi-utat a Mátyáshegy felé. Nemhiába nevezik ezt az utat Szépvölgyi-utnak! Az ember itt a legfölségesebb kilátást élvezheti. Mintegy félóra járás után egy tiroli kunyhóhoz hasonló házacska int felénk. Magányosan áll a Szépvölgyi-uton a 82-ös szám alatt. Az ajtón amely a fa verandára vezet kis cédula lóg a következő német és magyar felírással: Szikla-labirintus felnőtteknek 1 korona, Gyermekeknek 50 fillér”* (2. kép).



2. kép: Az egykori bányaőr lak és a kőfejtő épülete 1910-ből (BEKEY felvétele)
Picture 2: The former watchman's house of the mine and the building of the stonepit in 1910 (this photo has been taken by BERKLEYI. G.)

A Pál-völgyi-barlangban ez idő tájt már rendszeres túravezetés folyt, a leírásból megismerkedhetünk a barlang gondnokával és túravezetőjével, Walter Károllyal és feleségével. Érdekes momentum, hogy bár Walter úr már húsz éve él Budapesten, a magyar nyelvet nem sikerült elsajátítania. Annak ellenére, hogy a barlang látogató közönsége feltehetően jórészt a polgári rétegből kerülhetett ki, akik körében a német nyelvismeret elég általános volt, időnként azért valószínűleg okozhatott kisebb nagyobb bonyolalmat Walter Úr hiányos nyelvismerete.



3.kép: Az Orgona nevű cseppkőalakzat
Picture 3: The dripstone called lilac

A túrák során már nem gyertyával, hanem a bányákban használt karbidlámpákkal világítottak. A leírás szerint, a könyv megjelenésének idejében már lehetőség volt egy kb. egy órás utcai ruhában is teljesíthető barlangtúrára és egy „overálos” túrára. „*Aki a barlangot tüzetesebben akarja megismerni, annak mászótúrára kell magát elszánnia. A pincegádorban vannak az öltözők ahol a budapestiek barlanglényekké változnak át. A hölgyek is nadrágot húznak...*”.

A mászótúra során érintették a Meseországot, a Rádiumtermet és a Színháztermet is.

Néhány, a barlangban tett megfigyelése is figyelemre méltó. Megjegyzi, hogy a barlang alját sárga, nedves agyag fedi. Különbséget tesz élő

és már inaktív halott cseppkövek között. *„Ezeresztendős kihalt cseppkövek előtt haladunk el, az élő cseppkövek tündériesen, vörös és sárga színekben átlátszóak.”* A barlang felfedezése után 12 évvel már a látogatók számára is feltűnik a barlang állapotának romlása. *„Egyhelyütt szabályos orgonát képeztek a cseppkövek, de vandál látogatók már sok helyütt megrongálták”* (3. kép). Azt feltételezi a szerző, hogy sok száz évvel ezelőtt egészen idáig érhetett a Duna. Ez a feltételezése azért érdekes, mert magában hordozza a teraszképződés elméletét. És igaz ugyan, hogy maga az elmélet már az 1870-es években kibontakozott Eduard Suess és Albert Heim munkássága nyomán, de a hazai teraszmorfológiai kutatások megindulása a Balaton kutatáshoz kötődik (LÓCZY 1913). A Duna egykori tevékenységéből levont következtetés viszont, miszerint a folyó mosta s marcangolta szét a barlang köveit, szerző élénk fantáziájának a szüleménye. A barlangot befoglaló kőzetben kagylókat és egyéb tengeri élőlényeket említ. Illetve magányosan és csoportosan telelő denevéreket figyel meg.

A füzetből megtudhatjuk többek között azt is, hogy a látogatottságot megpróbálták különböző idegenforgalmi szolgáltatásokkal bővíteni, pl. bankettokat, sőt karácsonyi ünnepséget is rendeztek a föld alatt, amit egy feldíszített karácsonyfa is bizonyított. Gramofonnal zenét varázsoltak a barlangba s az úri közönség a mélyben táncolt, Walterné pedig teát főzött nekik. Ennek ellenére a szerző azon bánkodik, hogy nem elég ismert ez a látványosság. *„És mégis – ismeretlen marad ez a barlang! – Volna ez csak a berlinieké. Ez volna a legelőkelőbb látványosság. Minden idegennek és átutazónak meg kellene tekintenie, hát még a berlini tanuló ifjúság. Nem akadna Berlinben egyetlen iskolásfiú, aki ezt a barlangot legalább egyszer is nem látta volna. A gyerekek egy ilyen kirándulásból többet tanulnak mint amennyit a vastag tankönyvekből, geológiából, ásványtanból meg etnográfából éveken keresztül megtanulhatnak. A berlini városatyák számára a legjobb jövedelmi forrást jelentené egy ilyen barlang. És hogy hogyan plakátíroznák Berlinben az ilyen földalatti, nagyérdekességű sziklalabirintust! ... Minden hotelben és minden vendéglőben ott lennének a rávonatkozó brosúrák és vélemények. De nálunk – még maguk a pestiek számára is ismeretlenül marad, mint egy hamupipőke – és várja, várja a látogatót, hogy megmutassa titokzatos szépségét.”* A fenti gondolatok sajnos 100 év múltával sem veszítettek aktualitásukból.

Végül az ismeretterjesztő füzet az alábbi ajánlással zárul:

„Kedves kis olvasóim! Budapest tanuló ifjúsága, tihozzátok fordulok! Kérjétek meg kedves szüleiteket, hogy vigyenek el benneteket a barlangba. És ha már láttátok ezeket a földalatti csodákat, úgy meséljétek el

társaitoknak. Ezt a könyvecskét pedig adjátok tovább, hogy minél több gyermek olvashassa el.

Szívélyesen üdvözlök benneteket

Puella Classica

Író

Budapest. 1916. március hava

Minden gyermek, aki ezt a könyvecskét óhajtja, ingyen kaphatja meg lakásomon:

Budapest, VII. Almássy-utca 6. földszint 6.”

A szerző

A múlt századelő kávéházi világának érdekes s rejtélyes alakja Puella Classica író. Rendkívül széles műveltségű hölgy volt, kifogástalanul beszélt angolul, franciául, olaszul, németül, eszperantóul, szlovákul, ógörögül és latinul. Magát Meretrix (kurva), Scortum (szajha), Puella Publica és leginkább Puella Classica neven emlegette (BEVILAQUA BORSODY 1935). A fenti beszédes „művésznevek” nem a véletlen szüleményei, a Puella Publica az írói tevékenységét jelöli, a Puella Classica klasszikus műveltségét hívatott hirdetni, a Meretrix és a Scortum pedig hétköznapi hívatására utal.

Az éjszakai élet ismert figurája volt, „Az urak nem fogják bevallani, de a Français-kávéházból ismerik ezt az arcot. (köztünk maradjon!) Ez az élemedett korú, pufók angyal nappal íróasztal, éjjel ágy „(SIMONYI 1913).

„A puella classisát majd minden író ismerte. Ady is sokat beszélgett vele.” (FEHÉR 1933).

Puella classicának nevezte magát, aki költőnként mutatkozott be az egykori Helvécia-kávéházban, papirosokat és könyveket tartott a kezében, amikor a vidéki kupecsek borral rakatták meg az asztalt, és valóban fel is olvasta az Éj leánya legújabb költeményeit, ha Ady Endre véletlenül a kávéházba bevetődött...” (KRÚDY 1989).

Ismertsége ellenére csak keveset tudtak erről a különös figuráról. Különböző mesék s legendák lengték körül titokzatos alakját. BEVILAQUA BORSODY (1935) szerint sokan egy különc erdélyi professzor lányának tartották s többen tudni vélték azt is, hogy egy kolozsvári diák elcsábította s gyermeke született s így került a budapesti éjszakába. Ennek a feltételezésnek ellentmond, hogy első könyvei mind németül íródtak s azokat Somlyó Zoltán fordította magyarra. Mások európai uralkodócsalád sarjának vélték (FEHÉR 1933). Míg megint mások azt is tudni vélték, hogy egy Habsburg főherceg természetes leánya.

A valóság ennél sokkal kevésbé romantikus. Puella Classica 1880 március 1-én született a Pozsonytól 80 km-re északra fekvő kis faluban Petrova Veš-ben. Neve Marečkova Jozefína. Apja Ján Mareček munkás, nagyon korán - Jozefína hat esztendőskorában- meghalt. A család Bécsbe települt, Jozefína itt járt óvodába, elemibe és polgáriba is. Egy katolikus pap figyelt fel az éles eszű kislányra s az ő közbenjárására vették fel egy magas színvonalú egyházi iskolába (SALY 2005). Hogyan lett a Bécsben egyházi iskolákban nevelkedett szlovák kislányból, budapesti prostituált, a kávéházak Puella Classicája? Valószínűleg örökké rejtély marad. A szlovák életrajzi lexikon szerint 1897-ben érkezett Budapestre, de a Budapesti Czim- és Lakjegyzékben 1900-tól szerepel Mareček Jozefín pénztárosnő (SALY 2005). 1904-től nevezi magát írónőnek. Az első kötete a „*Lebenserfahrungen in Poesie und Prosa*” („Éleltapasztalatok versben és prózában”), című 1911-ben jelent meg. Ebben két 1905-ben született versét is Szombathelyre keltezi.

Hogy hogyan is élhetett Puella Classica Budapesten? Feltehetően nem túl fényesen. Könyveit saját kiadásban adta ki, nemegyszer több ezres példányszámban s volt olyan közöttük amiből saját bevallása szerint mindössze két példányt sikerült eladnia (SALY 2005). Ugyanakkor A földalatti Budapest című füzetben közöl egy listát a saját kiadású könyveiből (7 könyv 1911 és 1916 között), s közülük három után ott áll a zárójeles megjegyzés, hogy elfogyott. Köztük van az a könyv is, amelyről később úgy nyilatkozott, hogy csupán két példánya kelt el. Valószínű tehát, hogy csupán egyszerű reklámfogásnak szánta a megjegyzéseket s azt kívánta sugallni vele, hogy milyen kapósak az ő könyvei. A korabeli kritika sem kapta szárnyára Puella könyveit „*versei és novellái átélések, s ha nem is nyilatkozik meg bennük elég eredetiség és különös irodalmi érték, mindenesetre megbecsülendő, sokszor fájdalmasan ható dokumentumok...*” (LAURA 1913). A Pesti idealban ő maga is panaszkodik, hogy a kávéházakban nem engedik a könyveit árusítani „*De ha egy egyszerű írónő saját könyvét adja el, hogy becsületes úton 3-4 koronát keressen meg, akkor vérszemet kapnak a pincérek. Akkor szaladnak a Főúrhoz. Egy ilyen szégyent nem szabad eltűrni.*” (PUELLA 1918).

„*Polgári foglalkozása*” sem biztosíthatott számára túl nagy egzisztenciát, ugyanis kortársai, külső adottságait tekintve nem nyilatkoztak túl lelkesen (4. kép). Tábori és Székely 1908 szerint „*Amikor megunta a szolid életet, visszatért a pesti éjszakába, és árulta fonnyadt testét, meg klasszikus tudását.*” (TÁBORI 1908). Ekkor még mindössze 28 esztendőskor volt. „*Szép sem volt, sőt az orra feltűnően tömpe. Azonkívül formátlan, alacsony a termete.*” (FEHÉR 1933). Vagy Bevilacqua szerint „*Inkább csúnya, mint kelle-*

mes arcú, kispolgárian és ízléstelenül öltözködő nő volt” (BEVILAQUA BORSODY 1935).

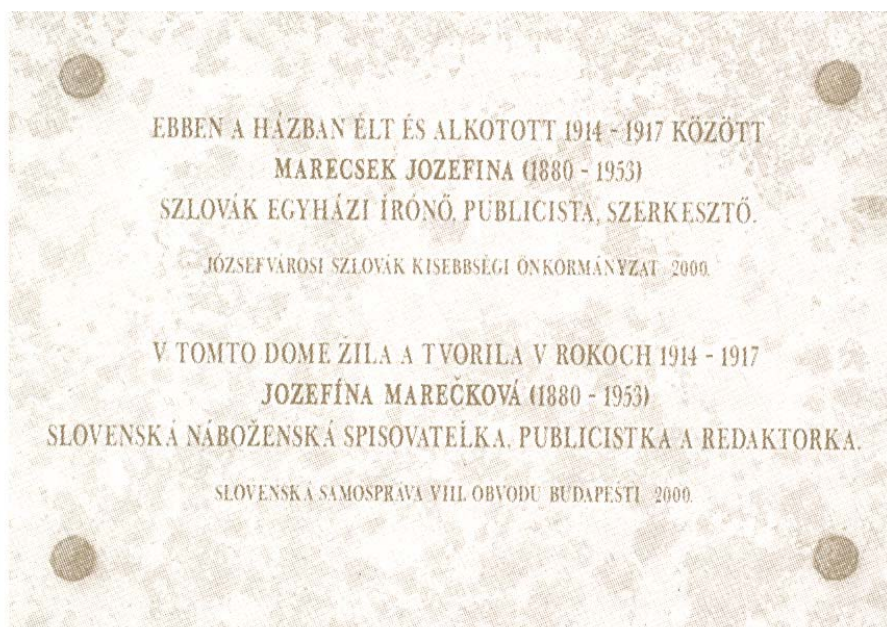


4. kép: Puella Classica (Marecek Jozefina)
Picture 4: Puella Classica (Marecek Jozefina)

Puella Classica rejtélyes életében Trianon hatalmas fordulatot hozott. Pozsonyba települt s felhagyott az éjszakai élettel, sőt népnevelő jellegű folyóiratot indított. Vallásos, és nevelő célzatú műveket írt. Elkészítette a Szellemi irányzatok című munkáját amely a Csehszlovák Köztársaság egy-

házi szervezeteit vette számba (SALY 2005). 1953 február 25-én hetven három éves korában, mint elismert szlovák egyházi író a holicsi szociális otthonban halt meg.

A Józsefvárosi Szlovák Kisebbségi Önkormányzat „Marecsek Jozefina szlovák egyházi író, publicista, szerkesztő” tiszteletére 2000-ben emléktáblát helyezett el hajdani lakóhelye a VII., Almásy u. 6. számú ház falán. Ez az a ház, ahová a tanuló ifjúságot szeretettel várta A földalatti Budapest című füzetével. Kérdéses, hogy a szülők mennyire örültek gyermekük látogatásának (2. ábra).



2. ábra: Emléktábla az egykori lakóház falán.
Fig. 2: Memorial tablet on the wall of the former dwelling house

IRODALOM

BEKEY I. G. (1913): A Pálvölgyi barlangrendszer – Turisták Lapja, 25. p. 77-85.

BEKEY I. G. (1916): Barlangkutatás dinamittal – Turisták Lapja, 28. p. 23-30.

- BEVILAQUA BORSODY B.- MAZÁRY B.* (1935): Pest-budai kávéházak. Kávé és kávé mesterség I-II. Budapest, 1935, a Kávés Ipartestület kiadása, II. Budapest, p. 1126-1127.
- FEHÉR Á.* (1933): Magyar Bohémország emlékeiből. – Literatura, 180 p.
- KADIĆ* (1920): A pálvölgyi cseppkő-barlang Budapest határában – A Természet, p. 16-20.
- KRÚDY GY* (1989): Ady Endre éjszakái. Helikon kiadó Budapest p. 16-17.
- LAURA KÖNVE* (1913): Pesti Tükör, 1913. július 27., 4 p.
- LÓCZY* (1913): A Balaton környékének geológiai képződményei. – A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei. I. kötet. I. rész Budapest, 623 p.
- PUELLA C.* (1916): A Földalatti Budapest (németből fordította Somlyó Zoltán) - Budapest 10 p.
- PUELLA C.* (1918): A pesti ideál – Budapest.
- SALY N.* (2005): Pesti Csodabogarak – ABOVO kiadó Budapest, 223 p.
- SIMONYI S.* (1913): A klasszikus leány és a könyve. – Peti Hírlap, 1913. július 30., 35.
- TÁBORI K.-SZÉKELY V.* (1908): Az erkölcstelen Budapest. - Budapest, 12-13., 17 p.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (2004): Pál-völgyi-barlang Egy felfedezés 100 éve – Duna-Ipoly Nemzeti Park Igazgatósága, Budapest. 80 p.

**A MAGYARORSZÁGI ÉS ROMÁNIAI
TUDOMÁNYOS BARLANGKUTATÁS (SZPELEOLÓGIA) FŐBB
KUTATÁSI TERÜLETEINEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA**

CRINA PETRESCU¹ – MALINA PETRESCU², – ELEKES TIBOR³ –
LÉNÁRT LÁSZLÓ⁴

- ¹Faculty of Economics Science, “Dimitrie Cantemir” University, 400591 Cluj-Napoca, str. Teodor Mihali Nr. 56, Romania; dhveluj@cluj.astral.ro
²Faculty of Environmental Science, “Babeş-Bolyai” University, Piata Stefan cel Mare, Nr. 4, 400192 Cluj-Napoca, Romania; petrescu@bioge.ubbcluj.ro
³Miskolci Egyetem, Földrajzi Intézet, Miskolc, ecoeti@uni-miskolc.hu
⁴Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet, Miskolc, hgll@uni-miskolc.hu

Abstract: Summarizing the main fields of speological exploration in Hungary and Romania we came to the conclusion that according to the comparative analysis there are a great number of common things in our researches, but several differences also can be found. These differences are part relating to time, part fields of researches. In Hungary we can speak about scientific speleology from 1825. Then Imre Vass had made the first speleological surveying (mapping). In Romania cave study started in the beginning of the 20th century. In Hungary the most outstanding speleological explorations are connected with the paleoanthropic discoveries and after II. World War with karst water researches. In Romania biospeleology researches had been the most significant, later speleological investigations with financial interests became more important, such as guano searches, karst-hydrogeological and bauxite researches. In both countries scientific achievements are of great importance in scientific and in every day life too.

Bevezetés

A kutatások helyszínei meglehetősen sokfélék lehetnek, a kiválasztásában igen sok szempont érvényesülhet. Egyik ilyen helyszín a felszín alatt, azon belül a barlangokban is lehet. Ha viszont a barlangokat vizsgáljuk, óhatatlan, hogy azokat környezetükkel együtt tegyük.

Az európai nyelvekben – így a magyarban és a románban is, más európai nyelvekhez hasonlóan – a felszín alatti környezettel kapcsolatos kifejezések meglehetősen széleskörűen értelmezettek. Jelen tanulmányban ennek a körnek egy részét, a barlangokkal kapcsolatos kutatásokkal (szpeleológiával) kapcsolatos tevékenységeket vizsgáljuk, s azt barlangi környezetként értelmezzük. A barlangi környezet kifejezés azon felszín alatti természetes üregekkel foglalkozó szakmai tevékenységek helyét foglalja magába, amely üregek földtani-földrajzi, fizikai-vegyi és biológiai tényezők köl-

csönhatására alakultak ki. (Nem szabad elfeledkeznünk arról sem, hogy ezen a téren is a XX. századtól fölerősödő emberi ráhatás érvényesül.)

A barlangi környezet jelentősége és tanulmányozása



*1. kép: Emil Racoviță emléktábla Kolozsváron az egyetem melletti falon
Picture 1: Emil Racoviță's memorial tablet in Kolozsvár (Cluj-Napoca).*

1920. április 26-án, a francia akadémiai környezetből visszatért Emil Racoviță (*1. kép*) kezdeményezésére, a Kolozsvári Egyetemen létesítették a világ első Barlangtani Intézetét. Az intézetalapítás előzménye, hogy már több évvel korábban Emil Racoviță tanulmányozta a barlangok jellegzetes élővilágát, s tudományos munkája a bioszpeológia születését is jelenti. (1907 május 15-én jelent meg Racoviță ezen tudományos munkája.)

A Barlangtani Intézet munkatársai a megkezdett munkát sikerrel folytatták, elévülhetetlen érdemeket szereztek a romániai barlangok élővilágának (*1. ábra*) tanulmányozásában (JURCZAC et al. 1982, MOLDOVAN 2002, RACOVITĂ-ȘERBAN 1982, RĂDULESCU-SAMSON 1992, TERZEA 1984, 1995, stb.).



1. ábra: Barlangi élőlény postabélyegen
Fig. 1: Cave living creature on a postage stamp.

A barlang a történelem előtti idők „archívuma” – a paleolitikum és a neolitikum embere és a korabeli élőlények az utókor számára értékes kövületeket hagytak hátra. Évtizedek során monográfiák, értékes őslénytani tanulmányok, széles körben használt könyvek (PETRESCU 1986) jelentek meg erről a tudományos-kulturális örökségről. Ha csak két, a legutóbbi időben felfedezett ősember leletet említünk (TRINKAUS et al. 2003, ONAC et al. 2005) ez alapján is fölmérhető e térségek jelentősége a negyedidőszaki romániai ősember fejlődésében.

Jelentősek a karszt-kristálytani és ásványtani szaktanulmányok (GHERGARI et al. 1993, ONAC 1993, 1998, ONAC et al. 1995, MOTIU et al. 1977, stb.).

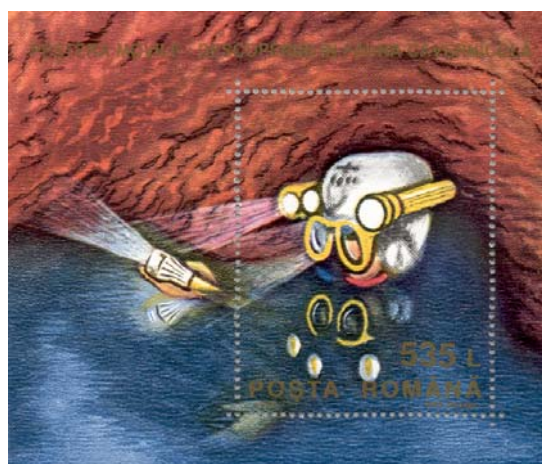
Nagyon jelentősek a jégben főlhalmozódott paleoklimatológiai információk feldolgozásai (PETRESCU 1990). Ezen belül kiemelkedő fontosságúak a barlangokban felhalmozódott jégtömegek vizsgálata. E téren meg kell említeni a Szkerisórai-jegesbarlangban (2. ábra) végzett paleoklimatológiai kutatásokat összegző monográfiát (RACOVITĂ et al. 2002).

A negyedidőszak éghajlati változásait barlangokban megőrződött őslények (RĂDULESCU–SAMSON 1992, TERZEA 1995), ill. a felszín alatti karszt rétegtanának segítségével is tanulmányozhatjuk (ONAC 2000).

Számos gazdasági tevékenység közvetett vagy közvetlen módon kapcsolódik a karsztos térségekhez. Becslések szerint a Föld lakosságának 25 %-a karsztvizet használ (ONAC 2000). E tények ismeretében várható volt a romániai vízföldtani és hidrológiai kutatások (3. ábra), munkálatok fölerősödése (ORĂȘEANU 1993, RUSU 1981, etc.).



2. ábra: A Szkerisoarai-jegesbarlang postabélyegen
 Fig. 2: The Scarisoara ice-cave (grotto) on a postage stamp.



3. ábra: Karszthidrológiai kutatások ábrázolása postabélyegen
 Fig. 3: Representation of karst-hydrogeological researches on a postage stamp.

A mészkő kitermelése (mész, cementgyártás), a bauxitképződés, a kőolajtelepek migrációja a repedéses mészkörétegekben az üledékes mészkörétegek gazdasági jelentőségét hangsúlyozzák (ONAC 2000).

A mezőgazdaságban hasznosított guanó genetikai kapcsolatban áll egyes barlangok denevér populációjával (BREBAN et al. 2003).

A szépségében és változatosságában lenyűgöző barlangi táj és a felszíni karszt felszínalaktana olyan fölbecsülhetetlen természeti értékek, amit kötelességünk értékelni és védeni az emberiség jelene és jövője számára. Így természetes, hogy a barlangkutatóink egyik tevékenységi irányzata a barlangi környezet idegenforgalmi hasznosíthatóságát célozza (COCEAN 1984, 1995, RACOVITĂ et al. 1988, RACOVITĂ et al. 2002, RUSU 1988, etc.).

Kiemelésre kívánkozik, hogy a Román Posta több alkalommal emlékezett meg a román tudományos barlangkutatók egyik legnagyobb alakjáról, Emil Rakoviță-ról, ill. a szép barlangokról, azok élőlényeiről.

A romániai törvények és a barlangok

A kolozsvári Barlangtani Intézet létrehozását kimondó 1920-as királyi törvény egyik bekezdése a barlangok viszonylatában „*döntési és védelmi*” joggal ruházta föl az intézményt (VIEHMANN 2001). 1930-ban szavazták meg az első olyan törvényt, ami a természeti értékek, ezen belül a barlangi környezet védelmét mondta ki (PETRESCU 2005). 1933-ban a Szkerisórai-jejesbarlang az első barlang, amelyik a „*különleges természeti érték*” címet kapta meg (RACOVITĂ et al. 2002).

Az 1625/1995-ös számú törvény tartalmazza azon barlangok listáját, amelyeket „*különleges természeti érték*ként” tartanak számon Romániában (RACOVITĂ 1997).

1999 után változás áll be a romániai barlangi környezet komplex, törvényi megítélésében. A 2000. 11. 24-én elfogadott, a védett természeti környezet, a növény és állatvilág természetes életkörülményeit védő 236. számú¹ (a 462/ 2001.07.18.-i törvényben² elfogadott) sürgősségi határozat a 2g cikkelyben utal a „*barlangi természeti értékek*” gondozására és védelmére érdekében kifejtendő tennivalókra.

A Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium 246/2004-es utasításában³ ismerteti a barlangok és barlangrészek, mint védett természeti értékek osztályozását. Az utasítás melléklete 111, megyék szerint és abc sorrendben felsorolt barlangot tartalmaz. Később a védett barlangok száma 132-re növekedett, az új felsorolás ugyanazon minisztérium 604/2005-ös⁴ utasításának mellékletében szerepel.

Itt jegyezzük meg, hogy a 462/ 2001.07.08.-i törvény 31. cikkelyében, jelentőségük függvényében 4 barlangcsoportot különítenek el. Ugyanott, a 32. bekezdésben felsorolják azon tiltásokat, amelyek a barlangi környezetre gyakorolt negatív hatások megelőzését segítik elő.

Ugyanakkor úgy véljük, bármilyen jól megfogalmazott törvény érvény nélküli, ha nem alkalmazzák a lehető legnagyobb szigorral. A barlangok védelmét nem oldja meg a barlang bejáratánál kiépített zárható ajtó, illetve a nehezen ellenőrizhető őr jelenléte. Ezt igazolják a mind gyakoribb

¹ Románia Hivatalos Közlönye (“MO”) No. 625/4.12.2000, Bukarest

² Románia Hivatalos Közlönye (“MO”), No. 433/2.08.2001, Bukarest

³ Románia Hivatalos Közlönye (“MO”), No. 732/13.08.2004, Bukarest

⁴ Románia Hivatalos Közlönye (“MO”), No. 655/22/07/2005, Bukarest

rongálások és a tudományos anyagokkal történő, aggodalomra okot adó, fölerősödő kereskedelem. Az elfogadható megoldás kidolgozásához szükséges a megfelelő források biztosítása. Ugyanakkor szükséges az állampolgárok ez irányú alapos fölvilágosítása, ugyanis a felszín alatti értékek iránti tudatos magatartása a biztosíték arra, hogy ezek az értékek megmaradnak az utánunk következő generációk számára is (FABIAN – PETRESCU 2006).

A magyar tudományos barlangkutató és eredményei

A magyar tudományos barlangkutató és művelőinek a bemutatását a Nemzetközi Szpeleológiai Unió 1977-es (Sheffield-i) és 1989-es (Budapest-i) kongresszusára készített Karst and Cave-ként megjelent angol nyelvű összefoglaló munkákban szereplő publikációk alapján készítettük el, kiegészítve azokat a legújabb magyar eredményekkel. (Az irodalomjegyzékben csak a két kongresszusi kötetben megjelent cikkek egy részét közöljük, elsősorban helyhiány miatt, de ezek irodalomjegyzékeiben általában visszakereshetők a jelen munkában felsorolásszerűen megadott kutatók munkálatai.) Miután a fentiekén kívül nem adunk meg irodalmakat, ezért a nevek mellett a működésre utaló dátumokat is elhagyjuk, szintén helyhiány miatt.



2. kép: A Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat koszorút helyez el Herman Ottó Miskolc-Lillafüredi sírjánál 2004. decemberében

Picture 2: The Hungarian Karst Researcher and Speleologist Association wreath Herman Otto's grave in Lillafüred on December of 2004.

A magyar szervezett tudományos barlangkutató egyik alappillére a magyar barlangi ősemberkutató volt. (A tudományos barlangkutató kezdetét Vass Imre XIX. sz. első harmadában végzett munkásságával jelölhetjük meg.) Ennek első igen jelentős mozzanata a Herman Ottó (2. kép) által fel-

ismert, nemzetközi jelentőségű miskolci ősemberleletek voltak a XIX. sz. legvégén. Ennek alapján sikerült pl. a Szeleta-barlangban olyan ásatásokat végezni, melyek a világon mindenütt elismert Szeletai-kultúra felismerését alapozták meg (4. ábra). A barlangi régészet legjelentősebb hazai személyiségei a következők: *NYÁRY, HERMAN, KADIĆ, HILLEBRAND, BARTUCZ, MOTTL, GÁBORI, VÉRTES, GÁBORI-CSÁNK, HELLEBRANDT, RINGER.*



4. ábra: A magyar ősemberkutatás emlékei postabélyegeken (Vértesszőlős; Szeleta-barlang; Almássy László)
Fig. 4: Memorials of cavemen researches on postage stamp.

A barlangi ősemberkutatástól, ill. régészeti kutatástól elválaszthatatlan a barlangok őslénytani kutatása. Hazai és nemzetközi szintű eredményeiről sokan adtak hírt, közülük *KADIĆ, HOLLENDONNER, MOTTL, VÉRTES, JÁNOSSY, STIEBER, KRETZOI, KORDOS, KROLOPP, TOPÁL, FÜKÖH, HÍR* nevét emeltük ki.

A magyarországi barlangok faunájának kutatása igen alaposan és hosszasan történt, ill. történik a mai napig is. A következők név szerinti megemlézése nagyon indokolt: *DUDICH, GEBHARDT, LOKSA, ANDRÁSSY, ZICSI, VARGA, BAJOMI, ESZTERHÁS.*

A barlangok jellegzetes lakói a denevérek, kutatásuk elsősorban biológiai jellegű. Ezen túlmenően sokszor a barlangkutatás „melléktermékeként” jegyzik fel a denevérek számát egy-egy adott barlangban. A kutatók közül *MÉHELY, ÉHIK, KUBACSKA, DUDICH, GEBHARDT, VÁSÁRHELYI, TOPÁL, LÉNÁRT, TAKÁCSNÉ BOLNER, JUHÁSZ, KOVÁTS, RAJCZY, BIHARI, SZATYOR, BARATI, KRAJNYÁK* nevét említjük.

A magyar barlangok flórájának kutatása elsősorban az idegenforgalmi barlangok túlzott növényesedése elleni védekezés alapjainak megteremtésében jelentős, de természetesen a sötétflóra vizsgálatára is gondot fordítottak. A kutatók legjelentősebb képviselői: *BOROS, VERSEGHY, DUDICH, VÖRÖSS, HAJDU, VÉGH, BUCZKÓ, KOMÁROMI, PADISÁK, RAJCZY, HAZSLINSZKY.*

A barlangok feltárása után a kutatás egyik legfontosabb teendője a barlang geodéziai felmérése. A barlangok hazai felmérői közül mindössze néhányat említhetünk meg helyhiány miatt. *BUCHOLTZ, SARTORY, RAISZ, VASS, HORVÁTH, SZENTHE, NAGYMIHÁLY, KÁRPÁT, SZABÓ, KOVÁCS, SZUNYOGH* mellett a sor hosszasan lenne folytatható.

Magyarországon a felszín alatti vízen belül a karsztvíz felhasználása kb. 15 %-os mértékű, mely néhány évtizeddel ezelőtt még jelentősebb volt. A karsztvíz kutatása, feltárása, kitermelése, védelme kiemelt feladatai közé tartozott a magyar speleológiának. A legjelentősebb művelői közül a következőket említhetjük meg: *KESSLER, PÁLYI, BÖCKER, CSER, CZÁJLIK, MAUCHA, SÁRVÁRY, SZENTHE, GÁDOROS, MÜLLER, IZÁPY, CSEPREGI, RÓNAKI, VASS, LORBERER, TÓTH, SÁSDI, SZILÁGYI, LIEBE, GONDÁR, GONDÁRNÉ, LÉNÁRT* stb.

A karsztok és barlangok, ill. azok képződményeinek geológiai, ásványtani, morfológiai, fejlődéstörténeti (egymástól nehezen szétválasztható) vizsgálata igen széleskörűen történt és történik napjainkban is. Kiemelkedő személyiségei *CHOLNOKY, PÁVAI-VAJNA, KESSLER, LÁNG, JAKUCS, VENKOVITS, BALÁZS, SZABÓ, MARKÓ, ERNST, CSER, MAUCHA, SÁRVÁRY, KORDOS, SZENTHE, KRAUS, SZUNYOGH, SZABLYÁR, TAKÁCSNÉ BOLNER, LEÉL-ŐSSY, ZÁMBÓ, VERESS, HEVESI*, stb.

A barlangok klimatikus sajátosságaival a speleoklimatológia foglalkozik. A magyar kutatók az utóbbi időszakban igen sok hazai és nemzetközi mércével mérve is jelentős eredményt értek el, melynek jelentős részét a barlangterápia hazai megteremtésénél kamatoztatták a következők: *VASS, SCHMIDL, FEHÉR, KRENNER, FISCHER, HANVAY, DUDICH, BERÉNYI, JAKUCS, KESSLER, MARKÓ, SZABÓ, CSOMOR, ZALAVÁRI, URBÁN, BALÁZS, GÁDOROS, CSER, KÓSA, DÉNES, WALKOVSKY, KORDOS, FODOR, LÉNÁRT, MIKLÓS*, stb.

A barlangi klimakutatás igen sajátos kutatási területe a barlangi radonkutatás, mely az utóbbi évtizedek technikai fejlődése nyomán vált lehetővé. Meghatározó jelentőségű a debreceni ATOMKI barlangkutatóinak tevékenysége, melyhez igen sok barlangkutató csoport csatlakozott. (A hazai szilárdtest nyomdetektoros mérés megindítója Somogyi György volt, aki egy barlangi mérés befejeztével a barlang szájában halt meg.) Ily módon a közös munkákban főleg az alábbiak vettek részt: *SOMOGYI, RÓNAKI, VARGA, NÉMETH, HUNYADI, LÉNÁRT, HAKL, CSIGE, DEZSŐ, MOLNÁR, VID, BERÉNYI*, stb.

A barlangterápia kutatások az utóbbi évtizedek kiemelkedő jelentőségű, bizonyos beteg emberek számára rendkívül fontos kutatási irányt jelentenek. Itt a természettudományi és orvosi kutatásokat kell összehangolni,

esetenként speciális barlangi tevékenységgel. Akik ezt megpróbálták, ill. eredményesen végezték: *JAKUCS, KESSLER, KERÉNYI, BÍRÓ, KIRCHKNOPF, FODOR, HORVÁTH, MÉSZÁROS, TAKÁCS, KRASZKÓ, TARDY, MUCSI, TAKÁCSNÉ BOLNER, GÁDOROS, STIEBER, LÉNÁRT, MUNKÁCSY, LACZKOVICS, MIKOLOVICS*, stb.

A magyar barlangok összefoglaló, áttekintő, területi, ill. hidrogeológiai, morfológiai, földtani bemutatása szintén a barlangtani tevékenység szakmai nagyközönséggel való elismertetését is jelenti. Néhány nevet az alábbiakban adunk meg: *BÉL, KADIĆ, KESSLER, BALÁZS, JAKUCS, KÓSA, RÓNAKI, SZENTHE, PLÓZER, VAJNA, DÉNES, HEVESI, VARGA, LÉNÁRT, KOLLÁR, HAZSLINSZKY, FLECK, KÁRPÁT, KALINOVITS, KORDOS, JUHÁSZ, KISS, TAKÁCSNÉ BOLNER, ESZTERHÁS, KRAUS, SZABLYÁR, SZÉKELY*, stb.

A barlangok idegenforgalmi bemutatása az, amivel a nagyközönség támogatását meg lehet szerezni a barlangok kutatásához. Kiépítési munkáikról, a látogatásukról és a bemutatás eredményeiről sokan beszámoltak.



5. ábra: Postai levelezőlap Herman Ottó születésének 150. évfordulója alkalmából 1985-ben
Fig. 5: Postcard on the occasion of the one and half centenary of Herman Otto's birth in 1985.

A barlangok idegenforgalmi bemutatása a bélyegeken és a képeslapokon keresztül igen jelentős. Az első barlangi postai képeslapok 1896-ból származnak, a legelső barlangi bélyeget a magyar posta 1964-ben adta ki, de Herman Ottóról már 1952-ben jelent meg bélyeg. Postai levelezőlapot adtak ki többek között Herman Ottóról (5. ábra), a Szent Iván-barlang kápolnának való visszaállításáról, díjjegyes barlangos bélyeggel adtak ki barlangos képes levelezőlapot a Pál-völgyi-barlang feltárásának 100. évfordulójára. A X.

Nemzetközi Szpeleológiai Unió Budapesten rendezett kongresszusa alkalmából kiadott barlangos bélyegsor (6. ábra) a magyar tudományos barlangkutatás nagy elismerését jelentette. Megemlítendőek még a különböző szintű barlangos rendezvényekre kiadott képes levelezőlapok, ill. emlékbélyegzők is (ADAMKÓ, HADOBÁS, LÉNÁRT).



6. ábra: Barlangos bélyegsor a Nemzetközi Szpeleológiai Unió X. (Budapest, 1989) kongresszusa alkalmából
Fig. 6: Stamp series on the occasion of the 10th Congress International Speleological Union.

A barlangvédelem kérdésköre gyakorlatilag egyidős a tudományos barlangkutatás létrejöttével, azaz amióta rájöttünk, hogy a barlangok mit jelentenek a tudománynak és a laikus nagyközönségnek. A barlangvédelem törvényeken kívüli megfogalmazásával, feldolgozásával, oktatásával is többen foglalkoztak, így KAÁN, KADIĆ, PÁPA, FÖLDVÁRY, MAJOROS, LÉNÁRT, SZÉKELY, TAKÁCSNÉ BOLNER, HAZSLINSZKY, SALAMON, FERENCZY, és még sokan mások.

A magyar barlangvédelem törvényi szabályozása

Magyarországon igen hosszú előkészítés után a Barlangtani Intézetet 1975-ben hozták létre, mely rövidesen meg is szűnt. 1981-ben Barlangtani Osztály, majd 1986-ban újra létrehozták, a szakmai tevékenysége sok szállal, szorosan kapcsolódik a magyar szervezett barlangkutatáshoz.

A barlangok védelme Magyarországon szorosan összefügg a XIX-XX. század fordulóján gyorsan fejlődő tudományos barlangkutatással, ill. a barlangkutatók 1910-ben létrejött országos társadalmi szervezetével. Az első törvénytervezet 1929-ben el is készült, de törvényerőre nem emelkedett. Az első törvény, amely a barlangok védelmével is foglalkozott, az 1935-ös Erdőtörvény volt. Ennek értelmében egyes barlangok és a megóvásukhoz szükséges felszíni terület védelem alá vonható, a barlangok kutatásához pedig engedély szükséges. (Az Erdőtörvény végrehajtásáról szóló 35000/1938. F.M. határozat 29 barlangot és felszíni területét helyezte védelem alá 1940-1960 között.) Az Elnöki Tanács 1961. évi rendelete az előző rendelkezést

változatlanul hagyta, de kiegészítette azzal, hogy minden barlang külön határozat nélkül védett.

A barlangok felszíni területéről, a barlangokban élő egyes állatfajok védettségéről, a védettség fokáról, a kutatások során elvégzendő feladatokról, a védelem lehetőségeiről, a szankcionálásról az 1982. évi 4. sz. törvényerejű rendelet és annak végrehajtásáról szóló 8/1982. (III. 15.) sz. minisztertanácsi rendelete intézkedett. Ez alapján az 1/1982. (III. 15.) OKTH rendelkezés mellékletei területileg felsorolják a fokozottan védett barlangokat, mely fogalom a védelemnek egy magasabb fokát jelenti.

A barlangok védelmét ma a természet védelméről szóló (1996. évi LIII.) törvény szolgálja. A "*megkülönböztetett védelmet igénylő barlangok*" fogalmat a 13/1998 (V. 6.) KTM rendelet vezette be. (Ez egy szakmai szempontok alapján meghatározott kör, mely indokok szerteágazó természeti értékeinek megfelelően igen változatosak lehetnek. Pillanatnyilag 304 ilyen barlangot tart nyilván a Barlangtani Intézet.) A 23/2005. (VIII. 31.) KvVM rendelet melléklete megadja a fokozottan védett barlangok körét, melyek száma ma 145, az ismert magyarországi mintegy 4200 barlang közül.

Következtetés

A két ország tudományos barlangkutatásának tématerületeit áttekintve a közelítő vizsgálat alapján is jelentős azonosságokat, de adott esetben számot tévő eltéréseket tapasztaltunk. Ezek részben időbeli eltéréseket, részben kutatási területeket jelentenek. Magyarország esetében a tudományos barlangkutatás megindulását az 1825-ös Vass Imre-féle térképezéshez köthetjük, Romániában ez a XX. század elején indult meg. Magyarországon az ősemberkutatáshoz, majd a II. világháború után a karsztvíz kutatáshoz köthetők a legjelentősebb szervezett, tudományos barlangkutatási tevékenységek, Románia esetében a bioszpeleológiai, majd később a gazdasági érdekekhez is kapcsolható kutatások (guanókatás, karszthidrogeológiai- és bauxitkutatások) hatásai voltak a legjelentősebbek. Mindkét területen az eredmények bemutatása hasonlóan magas szintű mind a tudományos, mind a mindennapi életben.

IRODALOM

BAJOMI, D. (1977): A review of the fauna of Hungarian caves - Karst and Cave, Special Issue, p. 35-38, Budapest

- BERTALAN, K.* (1977): Date record on the history of Hungarian speleological research - Karst and Cave, Special Issue, p. 61-64, Budapest
- BLEAHU M.* (1982): Relieful carstic, Edit. Albatros, 296 p., București
- BÖCKER, T.* (1977): Economic significance of karst water research in Hungary - Karst and Cave, Special Issue, p. 27-30, Budapest
- BREBAN R.-ȘERBAN M.-VIEHMANN I.-BAICOANA M.* (2003): Istoria exploatarii de guano-fosfat si a descoperirii omului fosil din Pestera Cioc/ovina Uscată, Lucrările Clubului Speologic Proteus Hunedoara, 8, 137 p., Hunedoara
- COCEAN P.* (1984): Potențialul economic al carstului din Munții Apuseni - Edit. Acad., 150 p., București
- COCEAN P.* (1995): Peșterile României - Edit. Dacia, 289 p., Cluj-Napoca
- DÉNES, GY.* (1977): The caves of Hungary - Karst and Cave, Special Issue, p. 19-26, Budapest
- FABIAN A.-PETRESCU I.* (2006): Educația pentru Știință - Environment & Progress, 6, p.81-88, Cluj-Napoca
- FODOR, I.* (1977): Speleoklimatological research in Hungary: results and speleotherapeutic applications - Karst and Cave, Special Issue, p. 31-34, Budapest
- GÁBORI, M* (1977): Archeological results of investigation in Hungarian caves - Karst and Cave, Special Issue, p. 43-48, Budapest
- GÁDOROS, M.* (1989): A history of Hungarian speleoclimatology - Karst and Cave, Special Issue, p. 77-80, Budapest
- GHERGARI L.-STRUSIEVICZ R.-FRĂȚILĂ G.-SINTĂMĂRIAN A.* (1993): Crystallogenesis of calcite from Piatra Altarului cave (Bihar Mts., Romania) - Rom. J. Mineralogy, 76 (1), p. 87-96, Bucharest
- HADOBÁS, S.* (1989): The most outstanding persons of the Hungarian speleology - Karst and Cave, Special Issue, p. 97-99, Budapest
- HAJDU, L.* (1977): The flora of Hungarian caves - Karst and Cave, Special Issue, p. 39-42, Budapest
- HAZSLINSZKY, T.* (1977): Major Hungarian speleological publications - Karst and Cave, Special Issue, p. 74, Budapest
- HEVESI, A.* (1989): Development and evolution of karst regions in Hungary - Karst and Cave, Special Issue, p. 3-16, Budapest
- HÍR, J. – JÁNOSSY, D.* (1989): Results of paleontological investigations in the caves of Hungary – with special reference to the last decade - Karst and Cave, Special Issue, p. 59-64, Budapest
- HORVATH, T.* (1989): Speleotherapy in Hungary today - Karst and Cave, Special Issue, p. 73-76, Budapest

- JAKUCS, L.* (1977): Genetic types of the Hungarian karst - Karst and Cave, Special Issue, p. 3-18, Budapest
- JÁNOSSY, D.* (1977): Results of paleontological excavations in caves of Hungary - Karst and Cave, Special Issue, p. 49-52, Budapest
- JURCSAC T.-RÁDULESCU C.-SAMSON P.* (1982): Les mammifères du Würm du Dealul Burzău - Nymphaea, 10, p.151-170, Oradea
- LÉNÁRT, L.* (1989): The speleological education systems in Hungary - Karst and Cave, Special Issue, p. 110-111, Budapest
- MAUCHA, L.* (1989): Karst water resources research in Hungary and its significance - Karst and Cave, Special Issue, p. 39-50, Budapest
- MOLDOVAN O.* (2002): Coleopterele din peșteri - Edit. Accent, 116 p., Cluj-Napoca
- MOLDOVAN O.* (editor) (2006): Recomandări privind managementul și monitorizarea peșterilor turistice - Edit. Casa Cărții de Știință, 132 p., Cluj-Napoca
- MOȚIU A.-VIEHMANN I.-STRUSIEVICZ R.* (1977): Découverte de nouveaux minéraux dans la grotte de Tausoara (Mt. Rodna) - Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza” XVI: p. 211-216, Bucharest
- MÜLLER, P.-SÁRVÁRY, I.* (1977): Some aspects of developments in Hungarian speleology theories during the last 10 years - Karst and Cave, Special Issue, p. 53-60, Budapest
- ONAC B.* (1998): Formațiuni stalagmitice în peșterile Pădurii Craiului - Edit. Acad. Rom., 175 p., București
- ONAC B.* (2000): Geologia regiunilor carstice - Edit. Didactică și pedagogică, 399 p., București
- ONAC B.-GHERGARI L.-GAL A.* (1995): Crystallographical studies on gypsum crystals in Ponoare cave (Padurea Craiului Mts., Romania) - Theoretical and Applied Karstology, 8, p. 63-67, Bucharest
- ONAC B.-VIEHMANN I.-LUNDBERG J.-LAURITZEN S.E.-STRINGER C.-POPIȚĂ V.* (2005): U-Th age constraining the Neanderthal footprint at Vârtope Cave, Romania - Quaternary Sc. Rev., vol. 24, p. 1151-1157, Amsterdam
- ORĂȘEANU I.* (1993): Hydrological regional classification of the Romanian Karst - Theoretical and Applied Karstology, 6, p. 175-180, Bucharest
- PETRESCU I.* (1986): Lumi geologice dispărute - Edit. Dacia, 320 p., Cluj-Napoca
- PETRESCU I.* (1990): Perioadele glaciare ale Pământului - Edit. Tehnică, 225 p., București
- PETRESCU R. M.* (2005): Legislația de Mediu, Preocupări recente în literatura de specialitate - Ecoterra, II, 7, p. 20-21, Cluj-Napoca

- RACOVITA Gh.* (1988): Conservarea geosistemelor carstice, in: Ocrotirea Naturii, p 125-147 - Edit. Dacia, Cluj-Napoca
- RACOVITA Gh.* (1999): A sti sau a nu sti. Adevărurile vieții lui Emil Racoviță - Edit Acad. Române, 560 p., București
- RACOVITA Gh., MOLDOVAN, O.-ONAC, B.* (2002): Monografia carstului din Mții Pădurea Craiului - Edit. Presa Universitară Clujeană, 264 p., Cluj-Napoca
- RACOVITA Gh.-ȘERBAN M.-VIEHMANN I.-ONAC B.* (2002): Peștera Ghețarul de la Scărișoara, ed. II-a - Edit. Presa Universitară Clujeană, 155 p., Cluj-Napoca
- RACOVITĂ Gh.-MOLDOVAN O.-RAJKA G.* (1988): Données préliminaires sur l'environnement de la grotte des Ours en régime d'exploitation touristique - Theoretical and Applied Karstology, 11/12, p. 61-74, Bucharest
- RACOVITĂ Gh.-ȘERBAN M.* (1982): Recherches sur la dynamique de la faune du milieu souterrain superficiel - Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza” XXI, p. 31-42, Bucharest
- RAJCZY, M.* (1989): The flora of the Hungarian Caves - Karst and Cave, Special Issue, p. 69-72, Budapest
- RĂDULESCU C.-SAMSON P.* (1992): Chronologie et paleoclimatologie de trois grottes des Carpates Orientales (Roumanie) d'après les mammifères - Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza” XXXI, p. 95-104, Bucharest
- RINGER, Á.* (1989): The role of cave sites and their chronostratigraphy in the research of the Paleolithic of Hungary - Karst and Cave, Special Issue, p. 51-58, Budapest
- RUSU T.* (1981): Les drainages souterraines de Monts Padurea Craiului - Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza” XX, p. 187-205, Bucharest
- RUSU T.* (1988): Carstul din Munții Pădurea Craiului - Edit. Dacia, 254 p., Cluj-Napoca
- SZABLYÁR, P.* (1989): The work of cave exploration groups - Karst and Cave, Special Issue, p. 105-108.
- SZÉKELY, K.* (1977): Institutions and research-workers dealing with scientific investigations of caves and karst areas in Hungary - Karst and Cave, Special Issue, p. 69-71.
- SZÉKELY, K.* (1989): Cave conservation in Hungary - Karst and Cave, Special Issue, p. 87-89.
- SZÉKELY, K.* (1989): Date record on the history of Hungarian speleological research - Karst and Cave, Special Issue, p. 93-96.
- SZUNYOGH, G.* (1989): Prominent achievements in cave studies in Hungary - Karst and Cave, Special Issue, p. 81-86.

- TAKÁCS-BOLNER, K.-ESZTERHÁS, I.-JUHÁSZ, M.-KRAUS, S.* (1989): The caves of Hungary - Karst and Cave, Special Issue, p. 17-30.
- TAKÁCS-BOLNER, K. – KRAUS, S.* (1989): The results of research into caves of thermal water origin - Karst and Cave, Special Issue, p. 17-30.
- TERCAFS R.* (2003): Protecția Domeniului Subteran - Edit. Presa Universitară Clujeană, 268 p., Cluj-Napoca
- TERZEA E.* (1984): Mammifères rares du Pléistocène inférieur de Betfia – IX (dép. de Bihor, Roumanie) - Trav. Inst. Spéol. „E. Racovitza”, 27, p. 79-86, Bucharest
- TERZEA E.* (1995): Mammalian events in the Quaternary of Romania and correlations with the climatic chronology of Western Europe - Acta Zool. cracov., 38 (1), 109-120, Krakow
- TOPÁL, GY.* (1989): An overview of research on cave bats in Hungary. - Karst and Cave, Special Issue, p. 17-30, Budapest
- TRINKAUS E.-MOLDOVAN O.-MILUTA Ș.-BÎLGĂR A.-SARCINA L.* (2003): An early modern human from the Peștera cu Oase, România - PNAS, vol. 100, nr. 20, Washington
- VIEHMANN I.* (2001): Ecologie - Edit. Risoprint, 155 p., Cluj-Napoca

A HORIZONTÁLIS KARSZTOSODÁS EGYENLET- RENDSZERÉNEK LEVEZETÉSE ELEMI TÁRGYALÁSSAL

PÉNTEK KÁLMÁN

Berzsényi Dániel Főiskola, Matematika és Információtudományi Intézet
9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. pentek@bdf.hu

Abstract: The paper presents an elementary mathematical description of the horizontal karstification process, which occurs in the zone of debris of surface of limestone.

1. Bevezetés

A mészkő törmelékes oldódási zónát képező – horizontális karsztosodásnak nevezett – denudációs folyamat geomorfológiai modellje és annak első matematikai leírása *VERESS-PÉNTEK* (1990, 1996) munkáiban szerepel.

A matematikai modell ettől eltérő felépítésű, a felsőbb matematika eszközeit felhasználó tárgyalását *SZUNYOGH* (1994) készítette el. Az első matematikai modell finomítását *PÉNTEK* (2001) és annak továbbfejlesztését *PÉNTEK-VERESS* (2002) végezte el.

SZUNYOGH (1994) dolgozata parciális differenciálegyenletek felhasználásával, függvénytani eszközök alkalmazásával tárgyalja a karsztos pusztulás törmelékes zónás modelljét. Talán éppen az alkalmazott matematikai módszerek mélysége miatt a dolgozat nem váltott ki komolyabb visszhangot a felsőbb matematika eszközeit kevésbé alkalmazó karsztos kutatók körében.

Jelen dolgozat kísérletet tesz arra, hogy lehetőleg minél elemibb módszerekkel mutassa be azt az utat, amellyel az átlagosnál komolyabb matematikai felkészültség nélkül is levezethetjük a törmelékes oldódási zónát kialakító karsztos pusztulás egyenletrendszerét.

2. A geomorfológiai modell

A törmelékes zónát képező karsztosodás geomorfológiai modelljének felépítésénél egy talajréteggel borított, horizontális elhelyezkedésű mészkő térszínből indulunk ki. A talajrétegen átszivárgó csapadékvíz széndioxiddal feldúsulva éri el a kőzet felső határát, amelynek felső tartományát törések és repedések rendszere szövedékként járja át. E közettartományba felülről be-

szivárgó víz oldó hatása révén szélesíti a repedések rendszerét, s miközben lefelé halad, fokozatosan telítődve elveszti oldóképességét.

A kőzet felső tartománya a térben minden irányban fejlődő repedések hálózata mentén végbemenő oldás hatására törmelékdarabokra különül, ezzel egy aprózódási folyamat veszi kezdetét. Az aprózódás mértéke lefelé haladva csökken, s fokozatos átmenetet képez a szálban álló mészkő felé. E folyamat eredményeként fejlődik ki a kőzet felső tartományából a törmelékes oldódási zóna. A törmelékdarabok méretét a kőzet repedezettségi mértéke határozza meg, méretük a szálközettől felfelé haladva fokozatosan csökken. Ennek oka egyrészt az, hogy a törmelékes oldódási zóna felső részén levő darabok már korábban szakadtak le a szálközetről, másrészt itt a legintenzívebb az oldódási folyamat, a felülről érkező legagresszívebb oldószerrel itt találkozunk a mészkő törmelék.

A törmelékdarabok felülete oldódásuk során legömbölyödik, méretük egyre csökken, amíg végül teljesen feloldódnak. A törmelékes zóna felső határa folyamatosan tolódik lefelé azáltal, hogy az oldószer hatására a zóna felső részén eltűnnek a teljesen feloldódott törmelékdarabok. Az így még nem teljesen telítődött oldószer a szálközlet felső tartományába hatol, ezáltal a zóna a szálközlet aprózódásával alulról pótlódik.

Ha az oldás körülményei számottevően nem változnak, akkor a folyamatra jellemző szemcseeloszlású törmelékes oldódási zóna fejlődik ki. Ha azonban a karsztos oldást meghatározó körülmények lényegesen megváltoznak, akkor az új helyzetre jellemző, a korábbitól eltérő szemcseeloszlású törmelékes zóna alakul ki. A törmelékes zóna felső határa, s vele együtt a karsztos térszín is olyan ütemben süllyed, ahogyan ezt a zónát alkotó törmelékdarabok felületén végbemenő karsztos oldás folyamata lehetővé teszi.

A törmelékes oldódási zóna elvileg az autogén karsztok teljes területén megszakítatlanul kifejlődhet. Mivel azonban a karsztos térszíneken az oldást meghatározó tényezők lokálisan jelentős mértékben eltérhetnek egymástól, így a térszín különböző helyein a lepusztulás sebessége is jelentős eltéréseket mutathat. Ez a differenciált ütemű süllyedés oldásos töbrös formakincs kialakulását eredményezi. A folyamat fokozatosan öngerjesztővé is válhat azáltal, hogy a töbrök alján több talaj és nedvesség halmozódik fel, ez lokálisan növeli az oldószer agresszivitását. Ez pedig a környezeténél gyorsabb ütemű süllyedést eredményez.

3. A matematikai modell

A törmelékes oldódási zónát képező karsztosodás matematikai modelljének megszerkesztése során a geomorfológiai modell lényeges tulajdonságainak megtartása mellett a következő idealizáló feltevéseket fogalmazzuk meg.

a. Feltételezzük, hogy a karsztosodó térszín vizsgált tartományában a szálkőzet, illetve a törmelékes zóna felső határa horizontális elhelyezkedésű. Feltesszük továbbá, hogy a kőzetet borító talajtakaró vastagsága is azonos, így teljesen sík, vízszintes helyzetű térszínre hullik a karsztosodást működtető csapadékvíz.

b. Feltételezzük, hogy a talajban, illetve a törmelékes zónában haladó, törmelékdarabokat kerülgető csapadékvíz függőleges irányban szivárog lefelé.

c. Feltesszük, hogy a törmelékes oldódási zónában levő törmelékdarabok tökéletesen gömb alakúak. A gömbök átmérője kezdetben a szálkőzet szomszédos repedéseinek átlagos távolságával egyezik meg, az oldódás során gömbalakjukat megtartva átmérőjük fokozatosan csökken nullára a teljes feloldottságig.

d. Tétélezzük fel, hogy a törmelékes oldódási zóna törmelékgömbjeinek nagysága jellemző a zónában elfoglalt helyzetére. A zóna felső részén kicsi, lefelé haladva egyre nagyobb gömbök találhatók, s a zóna bármely vizsgált helyének közelében nagyjából azonos méretű gömbök helyezkednek el.

e. Az oldódás során az egyre kisebb törmelékgömbök egymással továbbra is érintkeznek, egyre kisebb térfogatot töltenek ki, s ezért a zóna felső határa, s vele együtt a karsztos térszín felszíne is vízszintes helyzetét megtartva súlylyed.

f. Az egymással érintkező gömbök rendszeréből felépülő törmelékes oldódási zónában a gömbök rendszere közti hézagok térfogatarányát jellemző κ hézagterefogat a teljes zónában, térben és időben is állandó. E hézagokat a lefelé szivárgó oldószer tölti ki.

g. A törmelékgömbök rendszerén átszivárgó csapadékvízről feltételezzük, hogy belső súrlódástól mentes, összenyomhatatlan, ideális folyadékként viselkedik. A törmelékes oldódási zónában szivárgó csapadékvíz, mint oldószer mozgásáról feltételezzük, hogy lamináris, örvénymentes és időben a karsztos denudáció sebességéhez igazodva nagyon lassan változó kvázistacionárius áramlás.

A geomorfológiai modellt kiegészítő idealizáló feltevések ezen rendszere lehetővé teszi olyan matematikai összefüggések megfogalmazását, amelyekből levezethető a törmelékes oldódási zónát létrehozó karsztos denudáció általános egyenletrendszere. Ezen egyenletrendszer felállításához több lépésben jutunk el.

4. Az oldószer áramlása a törmelékes oldódási zónában

Először a törmelékes oldódási zóna egy tetszőleges térbeli pontjában, egy adott időpontban értelmezzük a hézagterfogat fogalmát. A törmelékgyömbökkel kitöltött törmelékes oldódási zóna valamely P pontjának adott t időpontban képezett hézagterfogatán azt a dimenzió nélküli pozitív valós számot értjük, amely megmutatja, hogy a P pont körüli kicsiny $V (> 0)$ térfogatú tartomány hányad részét tölti ki az egymással érintkező törmelékgyömbök közti hézagok V' térfogata, azaz legyen

$$(1) \quad \kappa := \frac{V'}{V},$$

mivel $0 < V' \leq V$, így $0 < \kappa \leq 1$ teljesül.

A törmelékes oldódási zónán belül a hézagterfogat nagysága elvileg pontról pontra, s az idő múlásával is változhat, azonban a tapasztalattal jó megegyezésben, s összhangban a 3. fejezet f. pontjával elfogadjuk, hogy κ értéke a teljes oldódási zónában mindenütt azonos, s értéke az idő múlásával sem változik.

A 3. fejezet a. pontjának feltevése folytán a törmelékes zóna felső határa és a talajtakaró felszíne is vízszintes, így egyenletes csapadékhullást és beszivárgást elfogadva a törmelékes oldódási zónában a törmelékgyömbök mérete és eloszlása, s így az oldószer szivárgásának v sebessége is a törmelékes zóna felső peremétől mért távolságtól függhet csupán, bármely rögzített mélységben v értéke azonos. Ez szemléletesen úgy fogalmazható meg, hogy a törmelékes oldódási zóna horizontálisan bármely irányban önmagában eltolható, más szóval ezen irányokban eltolási szimmetriával rendelkezik.

Most belátjuk, hogy a szivárgás v sebessége a törmelékes zóna peremétől mért távolságtól sem függ, értéke vertikálisan is állandó. Tekintsük ennek bizonyítására a törmelékes oldódási zóna egy tetszőleges olyan egyenes hasáb alakú tartományát, amelynek alap- és fedőlapja az oldószer szivárgási irányára merőlegesen, vízszintesen helyezkedik el. A hasáb oldallapjai pedig álljanak a szivárgás irányával párhuzamosan, függőleges helyzetben.

Tegyük fel, hogy a hasáb A területű fedőlapján v_1 sebességgel mozgó oldószer lép be, s ugyanakkora A területű alaplappján pedig v_2 sebességű oldószer lép ki. Mivel a hasáb oldallapjai az oldószer szivárgásának irányával párhuzamosak, így az oldallapokon sem nem lép be, sem nem lép ki

oldószer. Kicsiny Δt időtartam alatt a fedőlapon keresztül belépő oldószer térfogata:

$$(2) \quad V_{be} = \kappa \cdot A \cdot v_1 \cdot \Delta t ,$$

az alaplapon keresztül kilépő oldószer térfogata a κ hézagtérfogat állandósága folytán

$$(3) \quad V_{ki} = \kappa \cdot A \cdot v_2 \cdot \Delta t .$$

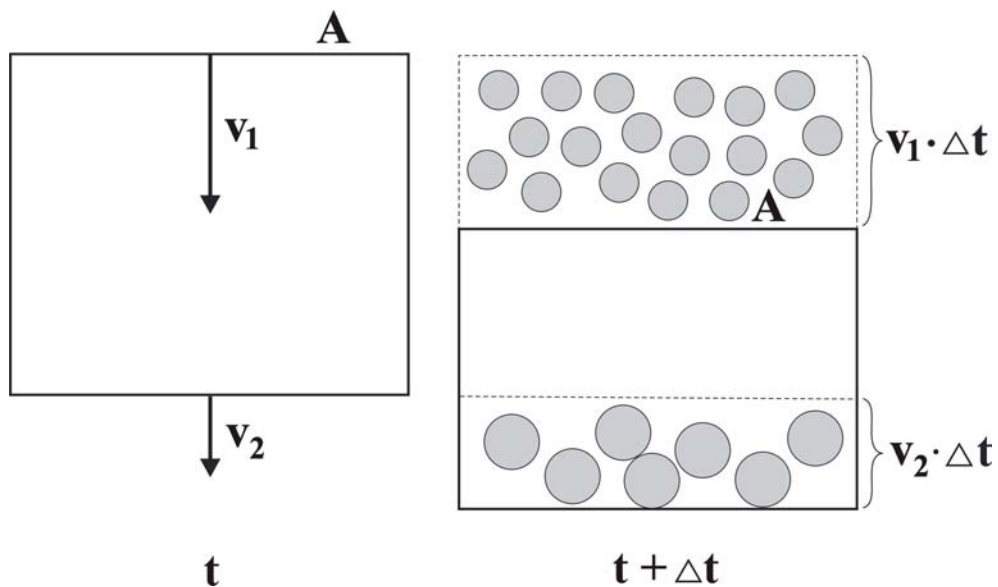
Az oldószerek a 3. fejezet g. pontjában feltételezett összenyomhatatlansága miatt a belépő és kilépő térfogatok egyenlőek:

$$(4) \quad V_{be} = V_{ki} ,$$

ahonnan a közös $\kappa \cdot A \cdot \Delta t$ mennyiséggel történő egyszerűsítés után a

$$(5) \quad v_1 = v_2$$

összefüggés adódik (1. ábra).



1. ábra: A kontinuitási egyenlet a törmelékes zónában
Fig. 1: Equation of continuity in the zone of debris

Eredményünk úgy fogalmazható meg, hogy a teljes törmelékes oldódási zóna valamennyi pontjában az oldószer szivárgásának v sebessége állandó, ennek értékét a karsztosodást jellemző klimatikus, talajtani és kőzet-tani tényezők határozzák meg. Ez az összefüggés tulajdonképpen a törmelékes oldódási zónára vonatkozó kontinuitási egyenlet (BUDÓ 1972).

5. Az anyag áramlása a törmelékes oldódási zónában

A törmelékes oldódási zónában a karsztos oldás során a $CaCO_3$ két fázisban van jelen: egyrészt oldott állapotban az oldószerben, ez a folyadék fázis, másrészt a törmelékgyömbök anyagában, ez a szilárd fázis.

Az előző fejezetben látottakhoz hasonlóan tekintsük a törmelékes oldódási zóna egy kis méretű, ΔV térfogatú, egyenes hasáb alakú tartományát, amelynek alap- és fedőlapja vízszintes helyzetű, oldallapjai függőlegesek. E kis ΔV térfogatú hasábban az oldószerrel kitöltött hézag $\Delta V_{v\acute{z}}$ térfogata a κ hézagtérfogat értelmezése folytán

$$(6) \quad \Delta V_{v\acute{z}} = \kappa \cdot \Delta V \ .$$

A víz egységnyi térfogatában feloldott $CaCO_3$ tömege az oldat C koncentrációjával arányos, így a $\Delta V_{v\acute{z}}$ térfogatú oldószerben (6) felhasználásával

$$(7) \quad \Delta m_{v\acute{z}} = C \cdot \Delta V_{v\acute{z}} = \kappa \cdot C \cdot \Delta V$$

tömegű $CaCO_3$ van oldott állapotban. Ezért a $CaCO_3$ sűrűsége a folyadékfázisban:

$$(8) \quad \rho_V = \frac{\Delta m_{v\acute{z}}}{\Delta V} = \kappa \cdot C$$

nagyságú.

A ΔV térfogatú hasáb alakú tartományban a kőzetgyömbök térfogata hézagtérfogat értelmezése folytán (6) figyelembevételével

$$(9) \quad \Delta V_{k\acute{o}} = (1 - \kappa) \cdot \Delta V \ .$$

Ha $\rho_{k\acute{o}}$ a $CaCO_3$ sűrűsége, akkor a ΔV térfogatú hasáb alakú tartományban levő mészkő tömege a (9) felhasználásával

$$(10) \quad \Delta m_{k\ddot{o}} = \rho_{k\ddot{o}} \cdot \Delta V_{k\ddot{o}} = (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot \Delta V \ .$$

Ezért a $CaCO_3$ sűrűsége a szilárd fázisban

$$(11) \quad \rho_K = \frac{\Delta m_{k\ddot{o}}}{\Delta V} = (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}}$$

nagyságú.

A ΔV térfogatú tartomány ρ_T teljes $CaCO_3$ sűrűsége pedig (8) és (11) alapján

$$(12) \quad \rho_T = \rho_V + \rho_K = \kappa \cdot C + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \ .$$

Legyen a törmelékes oldódási zóna ΔV térfogatú kis hasábja alap- és fedőlapjának területe A , az oldószer szivárgásának állandó nagyságú sebessége v , s a hasábban található törmelékgömbök süllyedési sebessége w , amelynek értéke a tartomány kis mérete miatt szintén a tartományban állandónak tekinthető.

Ekkor egyrészt a vízben oldott $CaCO_3$ a víz szivárgási v sebességével halad, ezért a folyadék fázis tömegáramlása a (7) alapján kicsiny Δt idő alatt

$$(13) \quad \Delta m_1 = \rho_V \cdot A \cdot v \cdot \Delta t = \kappa \cdot C \cdot A \cdot v \cdot \Delta t \ ,$$

ahonnan a folyadék fázis anyagáramlási sűrűsége

$$(14) \quad f_1 = \frac{\Delta m_1}{A \cdot \Delta t} = \kappa \cdot C \cdot v$$

értékűnek adódik.

Másrészt a törmelékgömbökben levő $CaCO_3$ w sebességgel süllyed („áramlik”), ezért a szilárd fázis tömegáramlása a (10) alapján a kicsiny Δt idő alatt

$$(15) \quad \Delta m_2 = \rho_K \cdot A \cdot w \cdot \Delta t = (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot A \cdot w \cdot \Delta t \ ,$$

ebből pedig a szilárd fázis anyagáramlási sűrűsége

$$(16) \quad f_2 = \frac{\Delta m_2}{A \cdot \Delta t} = (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot w$$

lesz.

Így a felületegységen időegység alatt áthaladó $CaCO_3$ oldat (folyadék fázis) és törmelékösszlet (szilárd fázis) teljes tömegáram sűrűsége a (14) és (16) felhasználásával:

$$(17) \quad f = f_1 + f_2 = \kappa \cdot C \cdot v + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot w$$

értékűnek adódik.

6. A tömeg megmaradásának elve a törmelékes oldódási zónában

Tekintsük a törmelékes oldódási zóna egy tetszőleges, de rögzített, a térben fix helyzetű, egyenes hasáb alakú tartományát, amelynek alap- és fedőlapja vízszintes, oldallapjai függőlegesek. Legyen e tartomány térfogata ΔV , alap- és fedőlapjának területe A , magassága Δx . Legyen továbbá Δx olyan kicsi, hogy a tartomány belsejében levő törmelékgömbök pillanatnyi átmérőjét egyenlőnek tekinthessük.

Vizsgáljuk meg a ΔV térfogatú tartományban kicsiny Δt idő alatt a $CaCO_3$ anyagáramlásában bekövetkező tömegváltozást! A ΔV térfogatú hasábban a t időpontban levő $CaCO_3$ teljes tömege a (12) összefüggés alapján:

$$(18) \quad M(t) = \rho_T(t) \cdot \Delta V = [\kappa \cdot C + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}}] \cdot \Delta V .$$

A ΔV térfogatú hasábban a $t + \Delta t$ időpontban levő $CaCO_3$ teljes tömege szintén a (12) felhasználásával

$$(19) \quad M(t + \Delta t) = \rho_T(t + \Delta t) \cdot \Delta V = [\kappa(C + \Delta C) + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}}] \cdot \Delta V = \\ = [\kappa \cdot C + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}}] \cdot \Delta V + \kappa \cdot \Delta C \cdot \Delta V ,$$

ahol $C + \Delta C$ jelöli a folyadékfázisban levő $CaCO_3$ koncentráció értékét a $t + \Delta t$ időpontban.

Ekkor a (18) és (19) alapján

$$(20) \quad \Delta M = M(t + \Delta t) - M(t) = [\kappa \cdot C + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}}] \cdot \Delta V + \kappa \cdot \Delta C \cdot \Delta V -$$

$$-\left[\kappa \cdot C + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}}\right] \cdot \Delta V = \kappa \cdot \Delta C \cdot \Delta V = \kappa \cdot \Delta C \cdot A \cdot \Delta x$$

a Δt idő alatt a ΔV térfogatú tartományban bekövetkezett $CaCO_3$ tömegének megváltozása.

A ΔV térfogatú hasábra Δt idő alatt a fedőlapon keresztül belépő anyagáram tömege a (17) összefüggés alapján

$$(21) \quad M_{be} = \left[\kappa \cdot C \cdot v + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot w\right] \cdot A \cdot \Delta t .$$

A ΔV térfogatú hasábról Δt idő alatt az alaplapon keresztül kilépő anyagáram tömege a (17) összefüggés felhasználásával

$$(22) \quad M_{ki} = \left[\kappa(C + \Delta C) \cdot v + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot (w + \Delta w)\right] \cdot A \cdot \Delta t ,$$

ahol $w + \Delta w$ jelenti a törmelékgömbök süllyedési sebességét a $t + \Delta t$ időpontban.

Ekkor a (21) és (22) összefüggések felhasználásával

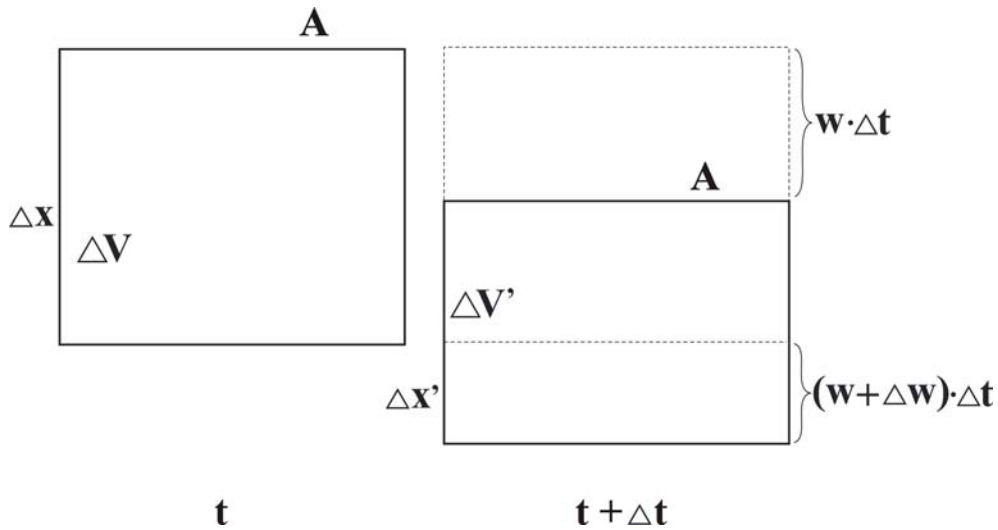
$$\begin{aligned} (23) \quad M_{be} - M_{ki} &= \left[\kappa \cdot C \cdot v + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot w\right] \cdot A \cdot \Delta t - \\ &- \left[\kappa(C + \Delta C) \cdot v + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot (w + \Delta w)\right] \cdot A \cdot \Delta t = \\ &= \left[\kappa \cdot C \cdot v + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot w\right] \cdot A \cdot \Delta t - \\ &- \left[\kappa \cdot C \cdot v + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot w\right] \cdot A \cdot \Delta t - \\ &- \left[\kappa \cdot \Delta C \cdot v + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot \Delta w\right] \cdot A \cdot \Delta t = \\ &= -\left[\kappa \cdot \Delta C \cdot v + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot \Delta w\right] \cdot A \cdot \Delta t \end{aligned}$$

adódik. Az oldószer feltevésünk folytán függőlegesen szivárog lefelé a 3. fejezet b. pontjával összhangban. A törmelékgömbök süllyedése ugyancsak függőlegesen lefelé történik, így a vizsgált hasáb oldallapjain sem befelé, sem kifelé nem áramlik sem folyadék fázisú, sem pedig szilárd fázisú $CaCO_3$. Ezért a tömeg megmaradásának elve szerint a (20) és (23) alapján

a

$$(24) \quad \Delta M = M_{be} - M_{ki}$$

összefüggést eredményezi (2. ábra).



2. ábra: A tömeg megmaradásának elve a törmelékes zónában I.
Fig. 2: Equation of mass conservation in the zone of debris I.

A (20), (23) és (24) egyenletek felhasználásával ekkor

$$(25) \quad \kappa \cdot \Delta C \cdot A \cdot \Delta x = -[\kappa \cdot \Delta C \cdot v + (1 - \kappa) \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot \Delta w] \cdot A \cdot \Delta t$$

következik, ahonnan az $A \cdot \kappa \cdot \Delta x \cdot \Delta t$ mennyiséggel történt osztás után

$$(26) \quad \frac{\Delta C}{\Delta t} = -\left[v \cdot \frac{\Delta C}{\Delta x} + \frac{1 - \kappa}{\kappa} \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot \frac{\Delta w}{\Delta x} \right]$$

következik, amelynek átrendezésével nyerjük a

$$(27) \quad \frac{\Delta C}{\Delta t} + v \cdot \frac{\Delta C}{\Delta x} + \frac{1 - \kappa}{\kappa} \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot \frac{\Delta w}{\Delta x} = 0$$

egyenletet.

Közönséges sebességű karsztosodási folyamatoknál a (27) egyenlet első tagja elhanyagolható, tehát

$$(28) \quad \frac{\Delta C}{\Delta t} \approx 0,$$

így a (27) összefüggés a

$$(29) \quad \boxed{v \cdot \frac{\Delta C}{\Delta x} + \frac{1-\kappa}{\kappa} \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot \frac{\Delta w}{\Delta x} = 0}$$

alakot ölti. A (29) a karsztos oldást meghatározó első alapegyenlet.

7. Kapcsolat a törmelékgömbök mérete és a süllyedés sebessége között

A korábbi fejezetekhez hasonlóan tekintsük a törmelékes oldódási zóna egy tetszőleges, de rögzített egyenes hasáb alakú tartományát, amelynek alap- és fedőlapja legyen vízszintes, oldallapjai függőlegesek. Legyen a hasáb térfogata ΔV , alap- és fedőlapjának területe A , magassága Δx . Tegyük fel, hogy Δx olyan kicsiny méretű, hogy a hasáb belsejében levő törmelékgömbök mérete egyenlő nagyságúnak tekinthető.

A hasábban levő törmelékgömbök a karsztos oldódás eredményeként Δt idő alatt süllyednek, s ezen süllyedés eredményeként egy $\Delta V'$ térfogatú, továbbra is A alap- és fedőlap területű, ám $\Delta x'$ magasságú hasábot alkotnak.

Ha a kiindulási hasáb fedőlapjának süllyedése w sebességű, az alaplapé pedig $w + \Delta w$, akkor a t időpontban a hasáb térfogata

$$(30) \quad \Delta V = A \cdot \Delta x ,$$

a süllyedés eredményeként a $t + \Delta t$ időpontban a keletkezett hasáb térfogata

$$(31) \quad \Delta V' = A \cdot \Delta x' .$$

Könnyen belátható, hogy

$$(32) \quad \begin{aligned} \Delta x' &= \Delta x + (w + \Delta w) \cdot \Delta t - w \cdot \Delta t = \\ &= \Delta x + w \cdot \Delta t + \Delta w \cdot \Delta t - w \cdot \Delta t = \\ &= \Delta x + \Delta w \cdot \Delta t , \end{aligned}$$

ahonnan

$$(33) \quad \Delta(\Delta x) = \Delta x' - \Delta x = \Delta w \cdot \Delta t$$

adódik. Ebből a (31) felhasználásával

$$(34) \quad \Delta V' = A \cdot \Delta x' = A \cdot (\Delta x + \Delta w \cdot \Delta t)$$

következik, s a (30) és (34) alapján

$$(35) \quad \begin{aligned} \Delta(\Delta V) &= \Delta V' - \Delta V = A \cdot (\Delta x + \Delta w \cdot \Delta t) - A \cdot \Delta x = \\ &= A \cdot \Delta x + A \cdot \Delta w \cdot \Delta t - A \cdot \Delta x = A \cdot \Delta w \cdot \Delta t \end{aligned}$$

összefüggést nyerhetjük. Innen

$$(36) \quad \frac{\Delta(\Delta V)}{\Delta t} = A \cdot \Delta w ,$$

ahonnan pedig a (30) és (36) összefüggések alapján

$$(37) \quad \frac{1}{\Delta V} \cdot \frac{\Delta(\Delta V)}{\Delta t} = \frac{1}{A \cdot \Delta x} \cdot A \cdot \Delta w = \frac{\Delta w}{\Delta x}$$

következik (2. ábra).

A (37) összefüggés bal oldalán álló mennyiséget más módon is előállíthatjuk. Ha a Δt térfogatú hasáb N számú R sugarú törmelékgömböt tartalmaz, akkor ezek teljes térfogata a (9) alapján

$$(38) \quad N \cdot \frac{4\pi}{3} \cdot R^3 = (1 - \kappa) \cdot \Delta V ,$$

amelyből egyszerű átrendezéssel nyerhetjük a későbbiek során felhasználható

$$(39) \quad \frac{N}{1 - \kappa} \cdot \frac{4\pi}{3} \cdot R^3 = \Delta V$$

összefüggést is.

A ΔV térfogatú hasáb Δt idő elteltével lefelé süllyedve $\Delta V'$ térfogatú hasábbá alakul, de a benne található törmelékgömbök N száma nem, sugaruk viszont R nagyságról $R + \Delta R$ értékűre változik. Ekkor ugyancsak a (9) alapján fennáll az

$$(40) \quad N \cdot \frac{4\pi}{3} \cdot (R + \Delta R)^3 = (1 - \kappa) \cdot \Delta V'$$

összefüggés.

Vonjuk ki ezután a (40) összefüggésből a (38) összefüggést, ezzel az

$$(41) \quad N \cdot \frac{4\pi}{3} \cdot [(R + \Delta R)^3 - R^3] = (1 - \kappa) \cdot [\Delta V' - \Delta V]$$

egyenlőséget kapjuk. A bal oldalon elvégezve a harmadik hatványra történő emelést, a

$$(42) \quad N \cdot \frac{4\pi}{3} [R^3 + 3R^2 \cdot \Delta R + 3R \cdot (\Delta R)^2 + (\Delta R)^3 - R^3] = \\ = (1 - \kappa) \cdot [\Delta V' - \Delta V]$$

összefüggés adódik. Mivel ΔR kicsi, így a $(\Delta R)^2$ és $(\Delta R)^3$ mennyiségeket tartalmazó tagokat elhanyagolhatjuk. Ezután az összevonások, egyszerűsítés és Δt értékével történő osztás eredményeként

$$(43) \quad \frac{N}{1 - \kappa} \cdot 4\pi \cdot R^2 \cdot \frac{\Delta R}{\Delta t} = \frac{\Delta(\Delta V)}{\Delta t}$$

következik, ahonnan a (39) és (43) alapján

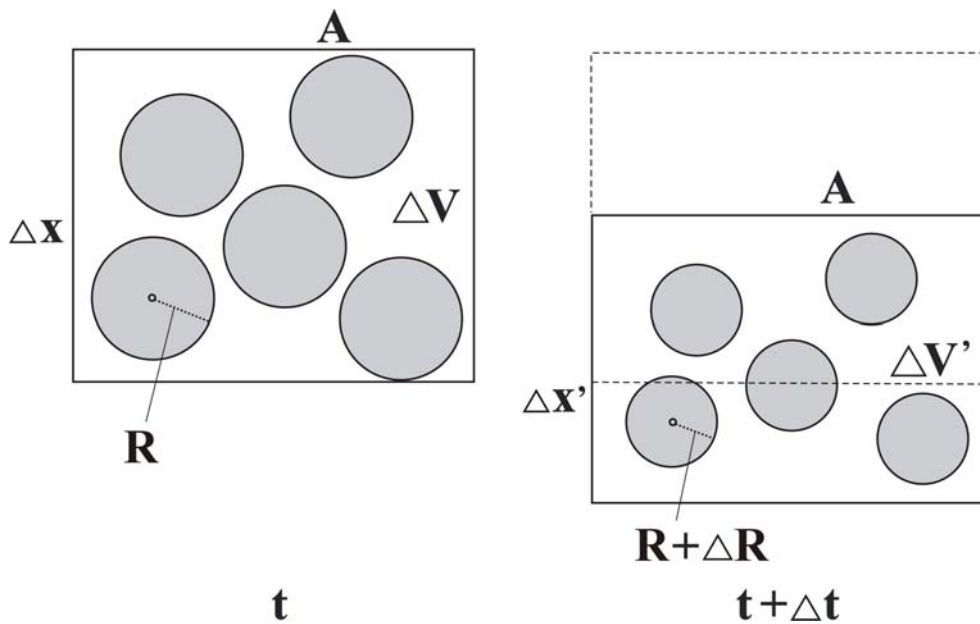
$$(44) \quad \frac{1}{\Delta V} \cdot \frac{\Delta(\Delta V)}{\Delta t} = \frac{1}{\frac{N}{1 - \kappa} \cdot \frac{4\pi}{3} \cdot R^3} \cdot \frac{N}{1 - \kappa} \cdot 4\pi \cdot R^2 \cdot \frac{\Delta R}{\Delta t} = \\ = \frac{3}{R} \cdot \frac{\Delta R}{\Delta t}$$

adódik (3. ábra).

A (37) és (44) összefüggésekben a bal oldalon álló kifejezések megegyeznek, így a jobb oldalaknak is egyenlőknek kell lenniük, ezért érvényes a

$$(45) \quad \boxed{\frac{\Delta w}{\Delta x} = \frac{3}{R} \cdot \frac{\Delta R}{\Delta t}}$$

egyenlőség. A (45) a karsztos oldódást meghatározó második alapegyenlet.



3. ábra: A tömeg megmaradásának elve a törmelékes zónában II.
 Fig. 3: Equation of mass conservation in the zone of debris II.

8. Egy törmeléggömb oldódása

Tekintsük a törmelékes oldódási zóna egy tetszőleges R sugarú törmeléggömbjét, amelynek V térfogata

$$(46) \quad V = \frac{4\pi}{3} \cdot R^3 .$$

Ha Δt idő elteltével a törmeléggömb sugara $R + \Delta R$, akkor ennek V' térfogata

$$(47) \quad V' = \frac{4\pi}{3} \cdot (R + \Delta R)^3 ,$$

a térfogat megváltozása pedig

$$(48) \quad \Delta V = V' - V = \frac{4\pi}{3} \cdot \left[(R + \Delta R)^3 - R^3 \right] .$$

Végezzük el a (48) jobb oldalán szereplő harmadik hatványra történő emelést a (42) összefüggéshez hasonlóan. Mivel ΔR kicsi, így most is hanyagoljuk el a $(\Delta R)^2$, illetve a $(\Delta R)^3$ mennyiségeket tartalmazó tagokat. Ekkor az összevonások után a (48) összefüggés a

$$(49) \quad \Delta V = \frac{4\pi}{3} \cdot 3R^2 \cdot \Delta R = 4\pi \cdot R^2 \cdot \Delta R$$

alakra hozható.

Az általános karsztos oldódási folyamat klasszikus matematikai leírását Nernst, W. (1904) adta meg a

$$(50) \quad \frac{\Delta m}{\Delta t} = \frac{k_K \cdot k_T}{k_K + k_T} \cdot S \cdot (C_e - C)$$

alakú összefüggés segítségével, ahol

Δm = a mészkő oldásnak kitett felületéről eltávozott tömeg,

Δt = az oldás vizsgált időtartama,

k_K = a kémiai oldás sebességi állandója,

k_T = a határrétegben történő anyagtranszport (anyaghozam) sebességi állandója,

S = az oldódó mészkő felületének felszíne,

C_e = a feloldott $CaCO_3$ egyensúlyi koncentrációja,

C = a karsztos oldat pillanatnyi $CaCO_3$ koncentrációja.

Esetünkben az (50) jobb oldalán

$$(51) \quad S = 4\pi \cdot R^2 ,$$

az egyenlet bal oldalán pedig (49) felhasználásával

$$(52) \quad \Delta m = -\rho_{k\ddot{o}} \cdot \Delta V = -\rho_{k\ddot{o}} \cdot 4\pi \cdot R^2 \cdot \Delta R ,$$

így az (50) egyenlet alakja

$$(53) \quad -\rho_{k\ddot{o}} \cdot \frac{4\pi \cdot R^2 \cdot \Delta R}{\Delta t} = \frac{k_K \cdot k_T}{k_K + k_T} \cdot 4\pi \cdot R^2 \cdot (C_e - C) ,$$

ahonnan egyszerűsítés után

$$(54) \quad -\frac{\Delta R}{\Delta t} = \frac{C_e - C}{\rho_{k\ddot{o}}} \cdot \frac{1}{\frac{1}{k_K} + \frac{1}{k_T}}$$

adódik.

Az anyagtranszport (anyaghozam) sebessége *DUBLJANSZKIJ* (1987) alapján előállítható a

$$(55) \quad k_T = \frac{85}{8} \cdot \frac{1}{\delta} \cdot \sqrt[3]{D^2 \nu}$$

alakban, ahol

δ = az áramló rendszerre jellemző karakterisztikus méret, itt a törmelékgömb átmérője,

D = a diffúziós állandó,

ν = az áramló oldószer kinematikai viszkozitási tényezője.

Az (55) összefüggés felhasználásával az (54) egyenlet a

$$(56) \quad \boxed{-\frac{\Delta R}{\Delta t} = \frac{C_e - C}{\rho_{k\ddot{o}}} \cdot \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 \nu}} \right)^{-1}}$$

alakra hozható. Az (56) a karsztos oldódást meghatározó harmadik alap-egyenlet.

9. Összegzés – a karsztos oldás általános egyenletrendszere

Az előző fejezetekben áttekintettük a törmelékes oldódási zónát kialakító karsztos oldódás legfontosabb összefüggéseit. Ezek eredményeként levezettük a (29), (45) és (56) összefüggéseket, amelyek együtt a karsztos oldódás általános egyenletrendszerét alkotják.

Egyenletrendszerünkben a meghatározandó ismeretlen függvények: a $C(x,t)$: koncentráció, az $R(x,t)$: a törmelékgömbök sugara, valamint a $w(x,t)$: a törmelékgömbök süllyedési sebessége. Mindhárom függvény 2-változós, a törmelékes zóna kezdő időpontban elfoglalt felső peremétől mért x mélység, valamint a kezdő időponttól eltelt t idő függvényei.

A (29), (45) és (56) egyenletrendszer kezdeti feltételei a következők:

a. Ha $0 \leq x < \infty$ és $t = 0$, akkor $R = R_0$, $C = 0$ és $w = 0$, mivel a kezdeti időpillanatban még nincs oldódás, csupán elindul lefelé felülről a beszivárgó oldószer.

b. Ha $x \rightarrow \infty$ és $t > 0$, akkor $R = R_0$, $C = C_e$ és $w = 0$, mert a kőzet felszíne alatt nagy mélységben a beszivárgó oldószer már telített.

c. Ha $x = 0$ és $t > 0$, akkor $C = 0$, mivel a törmelékes zóna felszínén a beszivárgó oldószer még nem tartalmaz oldott $CaCO_3$ anyagot.

Ha $\Delta x \rightarrow 0$, $\Delta t \rightarrow 0$ határátmenetet képezünk, akkor a (29), (45) és (56) alkotta egyenletrendszer alakja a

$$(57) \quad \begin{aligned} v \cdot \frac{\partial c}{\partial x} + \frac{1-\kappa}{\kappa} \cdot \rho_{k\ddot{o}} \cdot \frac{\partial w}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial w}{\partial x} &= \frac{3}{R} \cdot \frac{\partial R}{\partial t} \\ -\frac{\partial R}{\partial t} &= \frac{C_e - C}{\rho_{k\ddot{o}}} \cdot \left(\frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right)^{-1} \end{aligned}$$

parciális differenciálegyenletbe megy át. Ezen egyenletrendszer egy, a differenciál- és integrálszámítás módszerein alapuló megoldását adta meg SZUNYOGH (1994).

A jövőben a (29), (45), (56), illetve a határátmenettel nyert (57) egyenletrendszerek elemi úton történő megoldását igyekszünk kidolgozni.

IRODALOM

- BUDÓ, Á. (1972): Kísérleti fizika I. – Tankönyvkiadó, Budapest, 517. p.
 DUBLJANSZKIJ, J. V. (1987): Teoreticeszkoje modelirovanije dinamiki formirovanija gidrotermokarsztovüh polosztyej – Metodi i izucsenyija geologicseszkih javlenij, Novoszibirszk p. 97-111.
 NERNST, W. (1904): Theorie der Reaktionsgeschwindigkeit in heterogenen Systemen II. – Zeitschrift für Physikalische Chemie 47. p. 52-55.
 PÉNTEK, K. (2001): Karsztosodó mészkő térszínek lepusztulásának matematikai modellje – Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 13-25.
 PÉNTEK, K. – VERESS, M. (2002): A karsztos lepusztulás sebességének kiszámítása egy törmelékes oldódási zóna adatainak felhasználásával –

Karsztfejlődés VII. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 73-86.

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

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

VERESS, M. – PÉNTEK, K. (1996): Theoretical model of surface karstic processes – Zeitschrift für Geomorphologie 40. 4. p. 461-476.

A SZERBIAI MIROČ-HEGYSÉG TÖBREINEK TÉRINFORMATIKAI ÉS GPS-ES TEREPI VIZSGÁLATA

TELBISZ TAMÁS¹-MARI LÁSZLÓ¹-KOHÁN BALÁZS¹-JELENA
ČALIČ²

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

²Jovan Cvijič Geogr. Inst., Belgrad

Abstract: In this paper Miroč Mts. doline karst evolution and its determining factors such as geology, relief and structure are analysed using GIS tools. The 3064 dolines found in a 123 km² area were analysed by different statistical methods. Doline density (24.9 km⁻²) is relatively high and mean doline area (1697 m²) is relatively small. Both frequency analysis and field evidence suggest that doline karst evolution of the area is at a relatively young stage. Spatial distribution of the dolines is mainly determined by the Upper Jurassic limestone and slope angle less than 12°. Furthermore, the anticline limbs and axis as well as the SW-NE trend fault lines are also in connection with doline density. However, doline long axis orientation is typically NW-SE that suggests an "inheritance hypothesis" from paleo-drainage network which could have the same principal direction due to the general SE-sloping preerosion surface. Field measurements were carried out by means of GPS instruments and the result of it is compared to topographic map doline contours.

1. Bevezetés, célkitűzések

A Kazán-szorosoktól délkeletre fekvő Miroč-hegység és környékének földtani, felszínalaktani bemutatása szintén ebben a kötetben, de egy másik tanulmányban (MARI et al., 2007) szerepel. Jelen munka célja az volt, hogy a domborzati és geológiai adottságok (kőzettan, szerkezet) valamint a többszörös kapcsolatát térinformatikai és statisztikai eszközök segítségével vizsgáljuk, továbbá hogy ezekből a tényekből kiindulva a terület fejlődéstörténetének még sok szempontból homályos részleteit kissé árnyaltabban lássuk.

Jóllehet a Duna elválasztja egymástól a Miroč-hegységet és a Kazán-szorosok bal partján emelkedő Csukár-fennsíkakat, földtani adottságaik és felszíni karsztjuk alapján mégis hasonló területekről van szó, így vizsgálatainkat kiegészítettük ezzel a két bal parti karsztfennsíkkal, és a továbbiakban külön említés nélkül is ezek benne foglaltatnak az eredményekben.

2. Elemzések módszertana

Elemzéseinkhez olyan módszereket választottunk, amelyeket az elmúlt években már többször is alkalmaztunk (TELBISZ et al., 2005, TELBISZ et

al., 2006a, b), ugyanakkor a vizsgált területről ilyen jellegű feldolgozás korábban még nem készült.

Alaptérképként a szerb Gauss-Krüger vetületű 1:25000-es méretarányú térképeket (alap-szintvonalköz 10 m) használtuk fel. Ezeket először saját vetületbe illesztettük az *ERDAS IMAGINE 8.5* program segítségével, majd transzformáltuk *UTM* vetületi rendszerbe. A térinformatikai elemzésekhez az egységesség érdekében egy 1:100000-es méretarányú szerb geológiai térképet (Donji Milanovac és környéke) használtunk megfelelő vetületi illesztés után, de egyes részterületekről, kisebb kivágatokban 1:25000-es geológiai térképek, továbbá román kiadású geológiai térképek is rendelkezésünkre álltak.

A vizsgált terület viszonylag nagy kiterjedése miatt az SRTM domborzatmodellt használtuk. Ennek felbontása (horizontálisan 90 m) a digitális domborzatelemzéshez és a megjelenítésekhez kielégítőnek bizonyult.

Az alaptérképen jelölt töbrök körvonalait digitalizáltuk. Az így nyert töbr-alakok a méretaránynak megfelelően már nem csak szimbólumok voltak, ugyanakkor a mélységük és a legmélyebb pont meghatározása már nem volt lehetséges a térkép alapján, így ezekkel a tényezőkkel a statisztikai elemzéseknél nem tudtunk számolni.

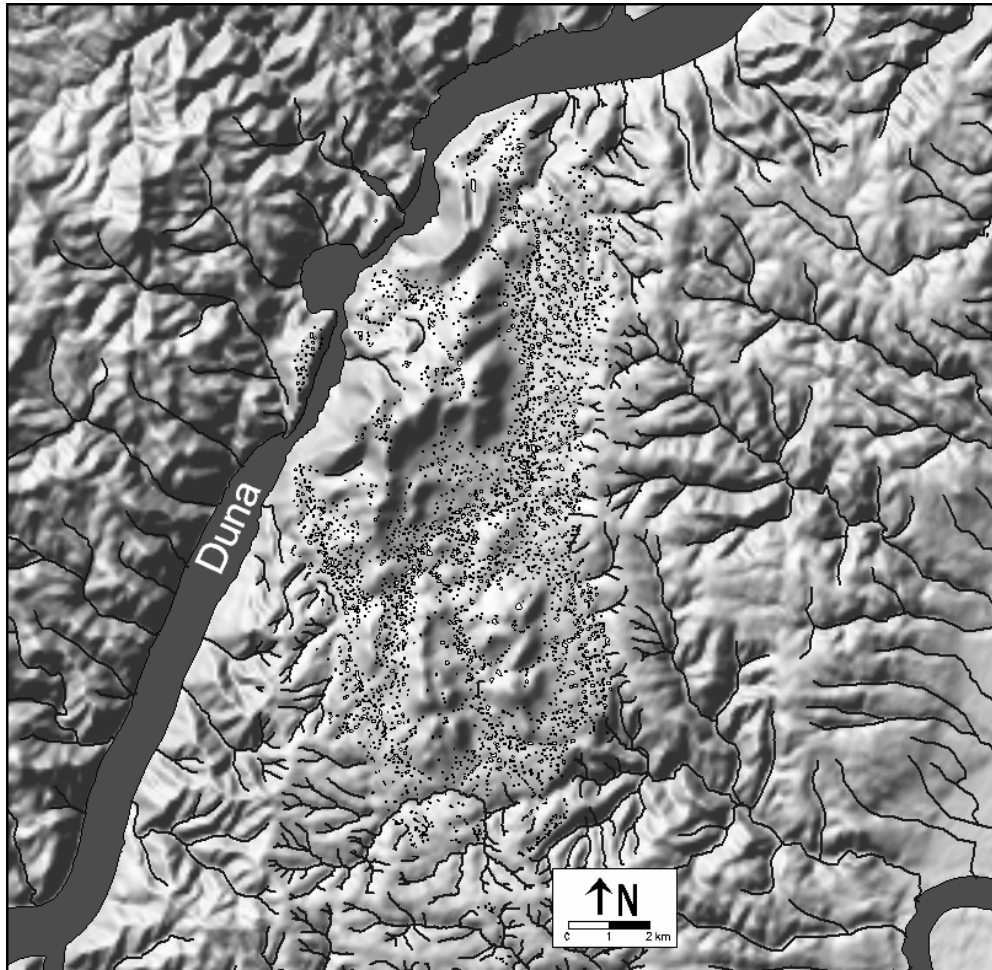
Terepi vizsgálataink során kézi GPS készülékeket (*Magellan, Meridian Platinum*) használtunk a töbrök körvonalának és legmélyebb pontjának meghatározásához.

A térinformatikai feldolgozáshoz a vetületi illesztést és transzformációt leszámítva az *ArcView GIS 3.2* szoftvert használtuk.

3. Eredmények és értelmezésük

3.1. Töbrök elhelyezkedését meghatározó fő tényezők: domborzat és kőzet-tan

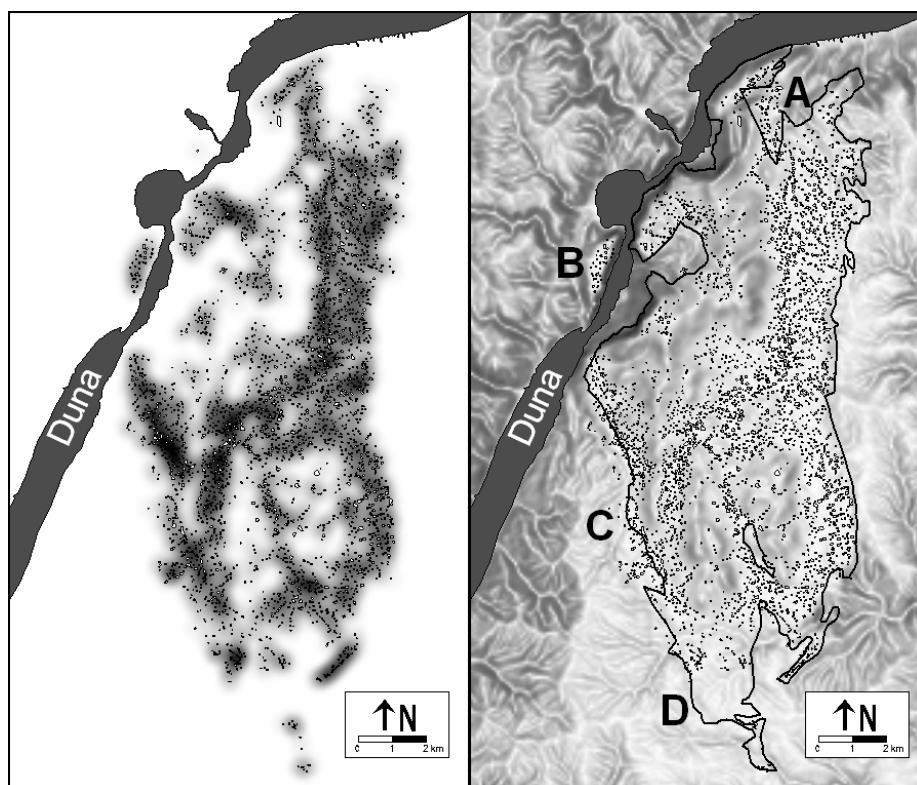
Az alaptérkép alapján a Miroč-hegységben 3164 töbröt találtunk, amelyeknek túlnyomó hányada, 3064 db, az *1. ábrán* is látható módon, viszonylag koncentráltan helyezkedik el egy 123 km²-es területen. Ebből adódik az átlagos töbr-sűrűség 24,9 db/km²-es értéke. Ezek a számok azt jelentik, hogy az Aggteleki-karszthoz képest kb. 3-szor annyi töbröt találhatunk itt, amelyek 2,5-szer sűrűbben lyuggatják át a felszínt, ez első közelítésre is jelzi, hogy a terület karsztosodása igen jelentős.



1. ábra: Töbrök elhelyezkedése a Miroč-hegységben.
 Fig. 1: Distribution of dolines in Miroč Mts.

A 2a. ábra töbrő-sűrűségi térképe árnyaltabban mutatja be a töbrök térbeli eloszlását, amelyen több markáns É–D-i (ÉÉNy–DDK-i) sávot fedezhetünk fel, illetve középtájon egy szélesebb NyDNy–KÉK-i sűrűn doli-násodott zónát figyelhetünk meg. Ugyanakkor a jól körülhatárolható töbrős területen belül „fehér foltok”, azaz töbrőmentes térszínek is megfigyelhetők. Alapvető kérdés, hogy a töbrő-eloszlást milyen tényezők határozzák meg. Erre a kérdésre térinformatikai eszköztárral gyorsabban és hatékonyabban tudunk válaszolni, mint a hagyományos módszerekkel. Lényegében a 2b. ábra segítségével megfogalmazható a megoldás: a felső-jura mészkő felszíni elterjedése és a 12°-nál kisebb lejtésű térszínek metszete igen pontosan egybeesik a töbrösödött részekkel. Ehhez az állításhoz két kiegészítés tarto-

zik. Egyrészt a lejtőszög meghatározása 90 m-es felbontású domborzatmodell segítségével történt, amely magassági értelemben egyfajta generalizált értéket tükröz, emiatt a lejtőszög értékek a tényleges terepi értékekhez képest mindenképpen kisebbek. Ennek pontos mértékét azonban nehéz meghatározni, jóllehet számos tanulmány foglalkozik ezzel a témával (pl. LUDWIG-SCHNEIDER 2006, SZABÓ 2006). Másrészt fontos a szabály alól „kilógó” területek számbavétele (2b. ábra jelölései alapján):



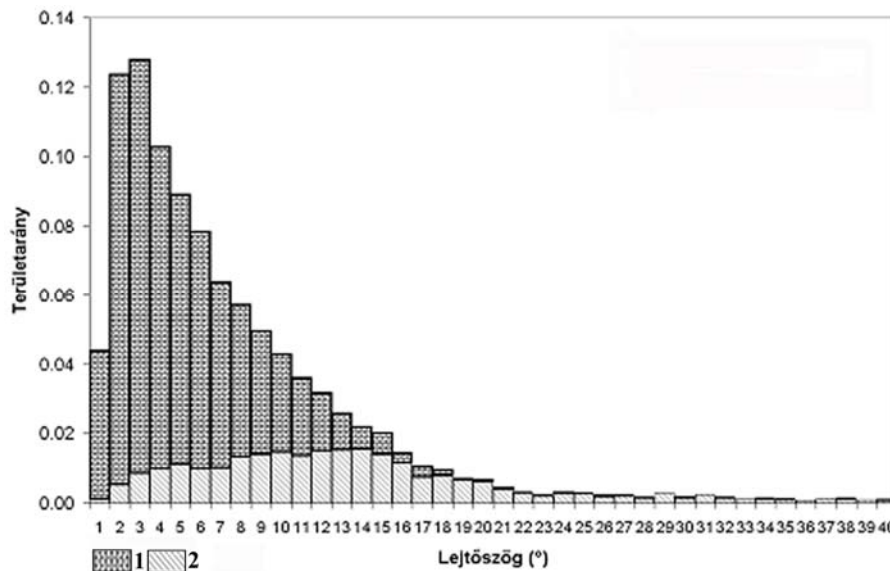
2. ábra: Töbör-sűrűséget meghatározó tényezők. a. töbör-sűrűség 500 m-es keresési sugárral (ArcView/Calculate Density, Kernel-algoritmus), b. lejtőszög térkép és a felső-jura mészkő felszíni határvonala, A, B, C, D: „szabálytalan” részek (ld. szöveg)

Fig. 2: Factors determining doline density. a. doline density using 500 m search radius (ArcView/Calculate Density, Kernel-algoritmus), b. slope map and superficial boundary of Upper Jurassic limestone, A, B, C, D: „irregular” subareas (cf. text)

A, B, C részterületek a geológiai térképeken alsó-kréta nem karsztosodó kőzetként szerepelnek. Ugyanakkor ezeken a részeken az alsó-kréta rétegek már nagyon kivékonyodtak, ráadásul mésztartalmuk sem elhanyagolható, így indulhatott meg rajtuk a töbrösödés. A kisebb magaslatokon, gerinceken még a fedőüledék található, a mélyedések (töbrök, víznye-

lők) alján, oldalában azonban már kibukkannak a jól karsztosodó felső-jura mészkövek.

D mintaterületen épp ellenkezőleg azt tapasztaljuk, hogy a geológiai térképen felső-jurának jelölt és domborzatilag is alkalmas térszínen hiányoznak a töbrök, helyettük a folyóvízi erózió nyomai figyelhetők meg, ezért azt kell feltételeznünk, hogy a fedőüledékek ezen a helyen még nem pusztultak le. Ezért a geológiai térkép itt korrekcióra szorul. Egyébként ezen a déli részen figyelhető meg talán legszebben, hogy az itt Ny-K-i irányú „átmenő” eróziós völgyek hogyan alakulnak át sorozatos mélységi lefejezésekkel víznyelős, töbörös völgyekké.

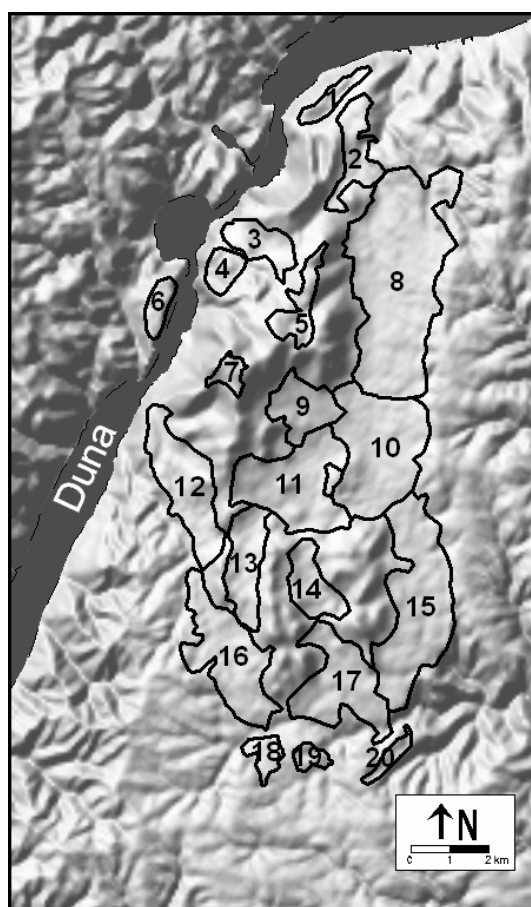


3. ábra: Töbrös és nem-töbrös területek aránya az egyes lejtőszög-kategóriákon belül az összterülethez viszonyítva
Jelmagyarázat: 1. töbrös területek, 2. nem töbrös területek

Fig. 3: Proportion of doline and no doline areas within slope categories with respect to the total area
Legend: 1. doline areas, 2. no doline areas

A lejtőszögon keresztül érvényesülő domborzati kontroll szerepét a töbörképződésben statisztikailag is értékelhetjük, ha a felső-jura mészkő területét felosztjuk töbrös és nem-töbrös alterületekre, és megrajzoljuk a lejtőszög-gyakorisági eloszlást (3. ábra). Ez világosan mutatja – az SRTM domborzatmodell felbontását figyelembe véve –, hogy a közel sík részek milyen nagy arányt foglalnak el a teljes területről, és hogy míg a 12°-nál kisebb lejtés esetén a felszín javarészt töbrös, addig az ennél meredekebb kategóriákban a dolinák képződése már nem jellemző, bár szórványosan előfordul (a 12° alatti lejtőszögek kategóriákon belül a terület 85%-a töbrös, míg a 12° feletti lejtőszögek kategóriákon belül mindössze 23%-a töbrös, de

ezen belül is a még meredekebb, 19° feletti kategóriákban 1% alatt marad a töbrös térszínek aránya.) Megjegyzendő, hogy ennél a vizsgálatnál az SRTM gyengébb felbontása tulajdonképpen előnyt jelentett, mert egy jó felbontású domborzatmodell esetén a töböroldalak meredeksége a töbrös területek lejtőszögét is megnövelné, és így a szétválasztás kevésbé egyértelmű eredményre vezetne.



4. ábra: Töbrös részterületek elhelyezkedése
Fig. 4: Doline subareas

A részletek tanulmányozása érdekében a területet 20 kisebb egységre bontottuk (4. ábra). A lehatárolásnál az összefüggő töbrös területeket kíséreltük meg elkülöníteni egymástól, amihez leginkább a töbørsűrűségi térképet vettük alapul (2a. ábra). Ez nem volt egyértelmű feladat, ezért domborzati és szerkezeti szempontokat is figyelembe vettünk, de még így is néhol önkényesen lehetett csak a részterületek határát kijelölni. Nem volt cél,

hogy az összes töbr bekerüljön valamelyik részegységbe, ennek megfelelően a kis töbrsűrűségű területrészek ki is maradtak a felosztásból. A részterületek jellemző adatait az *I. táblázat* tartalmazza. Az ebben szereplő tengerszint feletti magasság értékek azt jelzik, hogy a töbrös fennsík-részletek domborzatilag igen egyveretűek, rendkívül kis magassági tartományon belül helyezkedik el a töbrök nagy része.

I. táblázat

Table I.

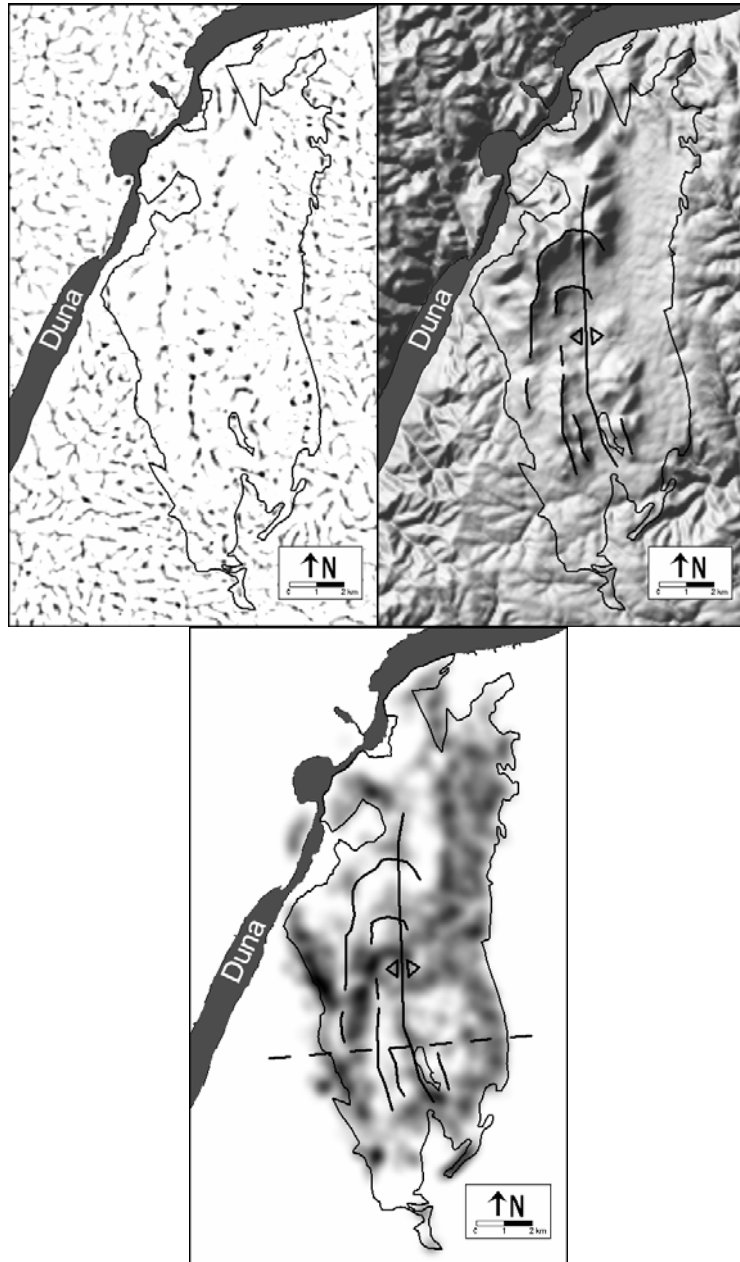
Töbrös részterületek adatai (az utolsó sor összesített értékei tartalmazzák a részterületekből kimaradt töbrök adatait is)

Data of doline subareas (summary data of the last row include doline data excluded from subunits, too)

ID	Név	Terület [km ²]	Töbr-szám	Sűrűség	T.sz.f.magasság		Töbr-alapterület [m ²]		
					Alsó kvartilis	Felső kvartilis	Átlag	Medián	Szórás
1	Golo Brdo	0.86	36	42.0	240	255	1795	1097	1826
2	Turska Livada	2.04	95	46.6	375	400	1740	890	2039
3	Dlboka	1.71	89	52.2	370	430	1235	795	1826
4	Ploca	0.92	31	33.6	340	370	1655	1156	1517
5	Leva Glava	1.58	57	36.0	590	650	1723	1035	1557
6	Ciucar	0.81	32	39.7	285	295	1782	1368	1388
7	Vel Strbac	0.62	27	43.7	705	735	1619	933	1839
8	Andina Poljana	12.87	574	44.6	400	420	1885	1193	1874
9	Mezgodni Cukar	2.24	65	29.0	445	490	1101	820	784
10	Kremenjar	6.91	287	41.5	410	430	1967	1304	2042
11	Velika Spartura	5.52	249	45.1	425	460	2015	1253	2080
12	Krak	4.32	238	55.2	350	390	1497	872	1522
13	Malasko Korito	2.69	154	57.1	450	470	1788	1086	1787
14	Mihajlov Ponor	1.97	61	31.0	435	450	2780	1751	2519
15	Kornjet	7.65	308	40.3	375	390	1966	1349	1915
16	Ponor	5.08	215	42.3	395	420	1487	900	1857
17	Cvetanovac	4.44	181	40.8	385	405	1345	952	1333
18	Balta Lunga Ny	0.78	49	62.7	385	400	775	660	516
19	Balta Lunga K	0.51	21	41.5	365	390	1009	846	610
20	Rasad É	0.56	52	92.7	350	370	630	571	450
	Összes	123	3064	24.9	385	435	1697	1032	1880

3.2. Szerkezeti tényezők és töbrösödés kapcsolata

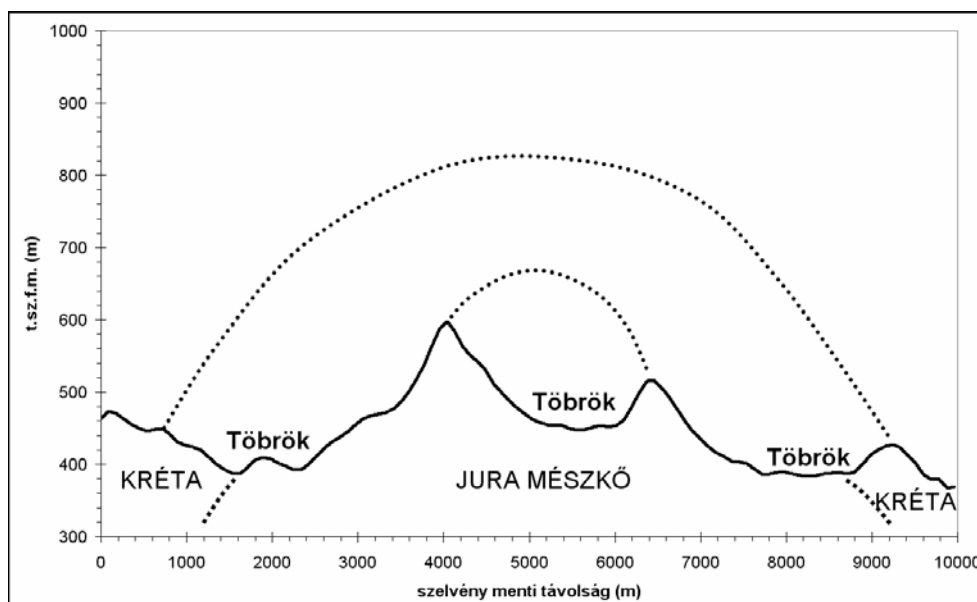
3.2.1. Az antiklinális szerkezet



5. ábra: Antiklinális szerkezet és töbrösödés kapcsolata (vékony, fekete vonal: a felső-jura mészkő felszíni elterjedését mutatja) a. gerinckiemelő szűrő használata (módszerekről ld. TELBISZ-KARÁTSZON, 2006) b. antiklinális szerkezethez kapcsolódó gerincek és az antiklinális tengelye (kifelé mutató háromszögekkel) c. töbrös-sűrűség és az antiklinális szerkezet (szaggatott vonal: 6. ábra keresztmetszélyének helye)

Fig. 5: Anticline structure and doline formation (thin, black line: the surface contours of Upper Jurassic limestone) a. use of ridge-detection filter (for methods see TELBISZ-KARÁTSZON, 2006) b. cuesta-like ridges and anticline axis (with outlooking triangles), c. doline density and anticline structure (dashed line: profile location of Fig 6.).

Amint azt a Miroč-hegységet általánosan bemutató tanulmányban említettük (MARI et al. 2007), szerkezeti értelemben alapvetően egy É-D-i tengelyű, nagyméretű antiklinális alkotja a hegységet. Az ehhez kapcsolódó szerkezetmorfológiai elemek kihangsúlyozásához a digitális domborzat-elemzés több lehetőséget is kínál. Egyrészt kiemelhetők a gerincek, háta (5a. ábra), amelyek jelen esetben, az antiklinális szárnyakban megjelenő meredek réteglépcsők (rétegtaréjok) azonosítását segíthetik. Ezen kívül az árnyékolt domborzatmodellt (5b. ábra), a többi, itt nem közölt levezetett térképet (pl. kitettség), valamint a töbrő-sűrűségi térképet (5c. ábra) használtuk fel az antiklinális szerkezet elemzéséhez, továbbá keresztmetszvényt is készítettünk (6. ábra).



6. ábra: Ny-K-i keresztmetszvény az alapközvet és a töbrős térszínnek megjelölésével (pontozott vonal: antiklinális íve).

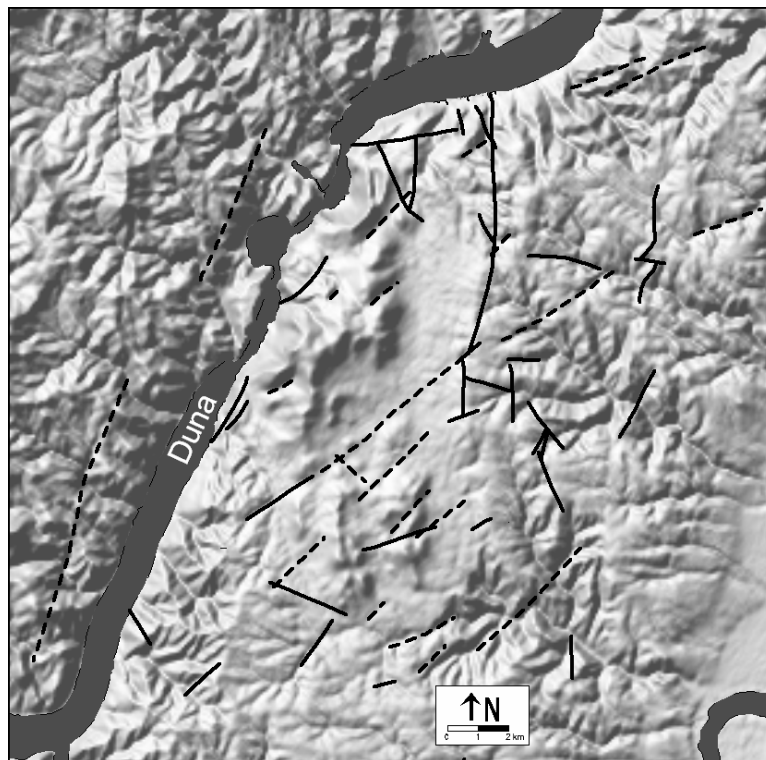
Fig. 6: W-E profile with bedrock and doline locations (dotted line: anticline arc)

Az 5b. ábrán megfigyelhető, néhol szaggatott É-D-i gerincek az antiklinális szárnyaihoz kapcsolódó, feltehetőleg a felső-jura mészkő ellenállóbb rétegein kifejlődött réteglépcsők, amelyek meredekebb domborzatuk révén akadályozzák a töbrök kialakulását. Az északi rész „kampósan” kelet felé görbülő gerincei pedig azt jelzik, hogy ott az antiklinális észak felé kissé „alámerülő” jellegű és kevésbé lepusztult. Részben szimmetria-okok miatt az antiklinális tengelyt kissé nyugatabbra húztuk meg, mint ahogy az az eredeti geológiai térképen szerepel. Ebben az a megfontolás is szerepet játszott, hogy a töbrő-sűrűséggel való kapcsolat egyértelműnek tűnik: a ten-

gelyzóna tenziós repedései segíthetik a karsztosodást és a többsödést, így ehhez is igazítottuk a tengely vonalát. Mindezek alapján megfogalmazható az antiklinális szerkezet és a többsödés kapcsolata: a lepusztult nyugati és keleti redőszárnyakon a nemkarsztosodó kréta kőzetekkel való érintkezés, a tengelyzónában pedig a repedezettség járult hozzá a sűrűn töbörös térszín kialakulásához.

3.2.2. Töréses szerkezetek

A gyűrt elemek mellett számos törésvonal is kimutatható a területen. Digitális domborzatelemzéssel elsősorban a több formán (pl. szomszéd völgyeken) átívelő lineáris elemeket (pl. egy vonalba rendeződő völgyeket, nyergeket, esetleg töbör sorokat) tekinthetjük nagy valószínűséggel törésvonalak jelzőinek (7. ábra). Ehhez az árnyékolt domborzati kép, a 3D megjelenítés, a lejtőszög-térkép, a völgy-kiemelő szűrők használata illetve helyenként a töbör-sűrűségi térkép a legmegfelelőbb eszköz.

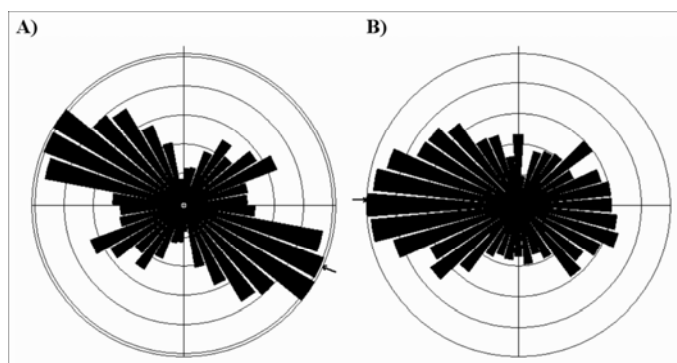


7. ábra: Töréses szerkezeti elemek (folytonos vonal: az eredeti geológiai térképen is jelzett; szaggatott vonal: digitális domborzatelemzéssel kapott)
Fig. 7: Fault structures (continuous lines: marked in the original geological map; dashed line: inferred by digital terrain analysis)

A Duna bal partján jelölt törésvonalak elsősorban a völgyek jellegzetes oldalirányú eltolódásaiban ismerhetők föl és elég egyértelmű jobbos eltolódásra utalnak, ezek lényegében a Déli-Kárpátok egyik legfontosabb törésvonalához, a Cserna-Zsil jobbos transzform vetőhöz kapcsolódnak (pl. KRÁUTNER 1996, FÜGENSCHUH-SCHMID 2005). Magában a Miroč-hegységben azonban a domborzat alapján leginkább DNy-ÉK-i irányú törésvonalak jelölhetők ki. Ezek közül a legfontosabb az a törésvonal, amelyik nagyjából átlósan félbevágja a karsztos területet, és jól követhetően folytatódik tovább ÉK-i irányba. Ez a törésvonal egyébiránt „nyomokban” szerepel az eredeti geológiai térképen is, és feltehetőleg ennek a hatása tükröződik a töbör-sűrűségi térkép hasonló irányú és elhelyezkedésű, erősen töbör-sűrű zónájában is.

3.3. Töbrök irányitottságát meghatározó tényezők

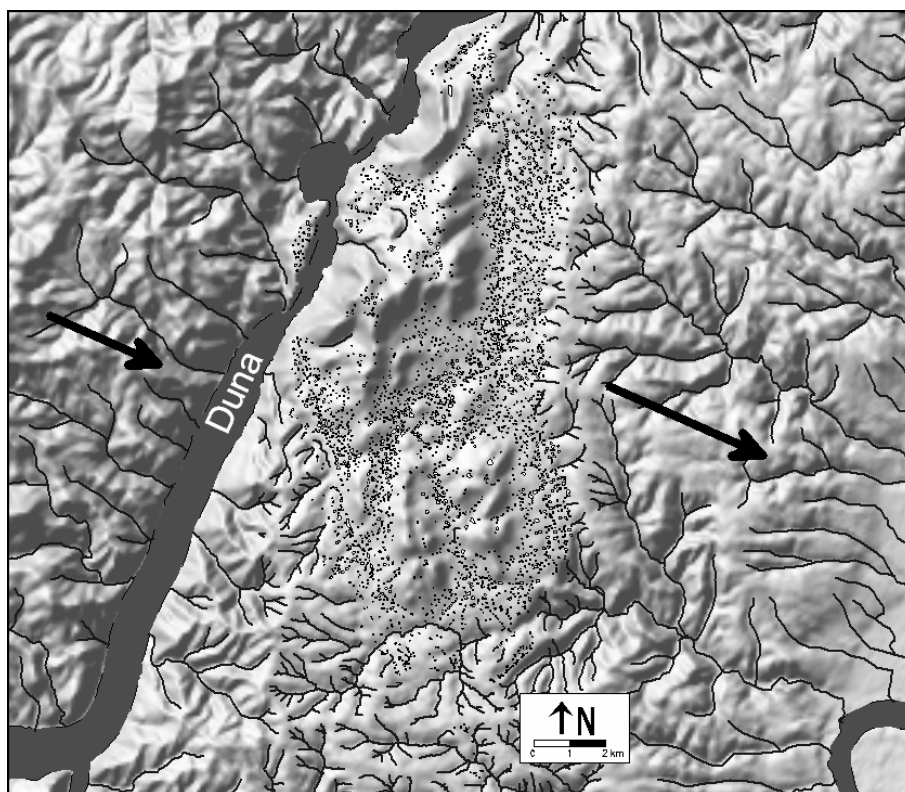
A töbrök alakját jellemző tényezők közül a hossz tengely iránya rendszerint jól használható paraméter. Feltéve, hogy egyedi töbröket határolunk le és nem túlságosan összetett uvalákat illetve hogy a töbör mérete elég nagy. Ez utóbbi feltétel szerint az irányitottsági vizsgálatokhoz leválogattuk az 1000 m²-nél nagyobb alapterületű töbröket (1582 db) és ezeket használtuk fel a rózsadiagramok megszerkesztéséhez (8a. ábra).



8. ábra: Töbrök és a terep irányitottsága: a. Töbör-hossztengelyek azimutjának gyakorisága, b. lejtőkiettség gyakorisága a digitális domborzatmodell alapján
 Fig. 8: Orientation of dolines and the terrain: a. Doline long axis azimuth frequency, b. aspect frequency after the DEM.

A vizsgálat eredményeit elemezve kiderült, hogy a töbrök legnagyobb része ÉNy-DK-i tengelyű, illetve egy DNy-ÉK-i másodmaximum is felismerhető még a rózsadiagramon. Ez azért volt váratlan, mert egyik korábban említett tényezővel sem magyarázható. Ha közvetlenül a domborzat határozná meg a töbrök megnyúlásának irányát, akkor a simított (azaz

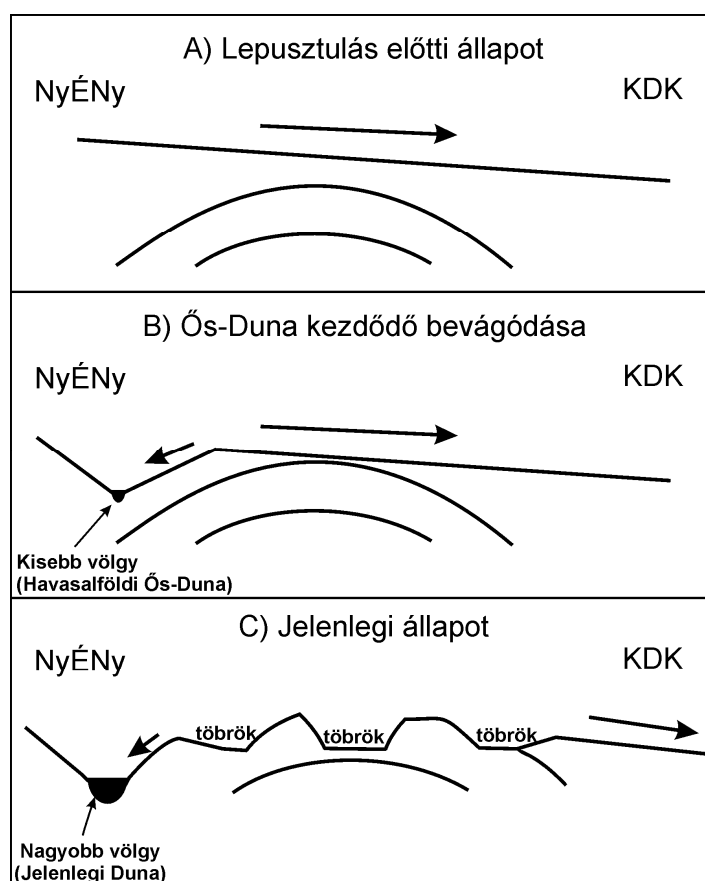
„töbörtelenített”) domborzatmodellből számítható kitétség rózsadiagramjának (8b. ábra) hasonló képet kéne mutatnia. Erre a célra az SRTM tökéletesen megfelel, ám erről egy Ny-i illetve K-i fő lejtésirány olvasható le, ami az antiklinális szerkezetnek többé-kevésbé megfelel. Hasonló okokból nem magyarázhatjuk a töbrök hossz tengelyének irányát a rétegdőlés irányával sem, mert az az antiklinális tájolása miatt szintén főleg Ny-i vagy K-i. A karsztos-nemkarsztos közhathár lefutása közelítőleg É-D-i, így ezzel szintén nehezen hozható kapcsolatba a 8a. ábra rózsadiagramja. A töréses szerkezetekkel ugyan jól magyarázhatjuk a DNy-ÉK-i másodmaximumot, de a töbrök nagy ÉNy-DK-i irányultsága ez utóbbival sem magyarázható.



9. ábra: A vízhálózat fő iránya a Miroč-hegység környezetében.
Fig. 9: Principal direction of drainage in the surroundings of Miroč Mts.

Egyetlen olyan jellemzőt találtunk, ami elég jól illeszkedik a közelítőleg 300°/120°-os csapásirányhoz, ez pedig a vízhálózat fő iránya (nem számítva a Dunát), amit a Miroč-tól K-re és Ny-ra (a Duna bal partján is) megfigyelhetünk (9. ábra). Ezt kétféleképpen értelmezhetjük:

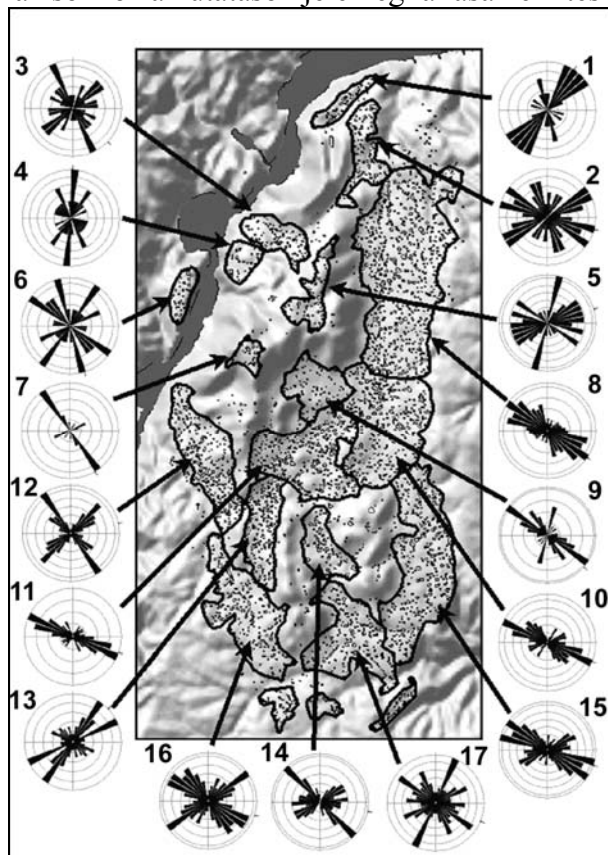
1. A két irány egybeesése valamilyen közös tényezőre vezethető vissza. Esetleg egy ÉNy-DK-i irányú törésrendszerre, ennek nyomai azonban nem túl egyértelműek.



10. ábra: Hipotézis a Miroč karsztfelődésére a töbrök- és völgyirányok alapján
 Fig. 10: Hypothesis of Miroč karst evolution based on doline and valley axis directions

2. Esetleg a két irány közvetlenebb kapcsolatban áll egymással. A Miroč-tól keletre kialakult vízálózat mai képe alapvetően a terület fő lejtésirányához igazodik konzekvensen DK felé haladó fő völgyeivel. Egy lepusztulás előtti állapotból kiindulva (10. ábra) és a Miroč antiklinálisát időben visszafelé menve „betakarjuk”, akkor hasonló lejtés esetén a Miroč-on keresztül is ilyen irányú völgyek alakulhattak ki, amelyek a karszt kihantolódásakor átadhatták fő irányukat a bennük kifejlődő víznyelőknek majd töbröknek. A töbrök térbeli eloszlását a gyúrt és töréses szerkezetek később lényegesen módosíthatták, de a tengelyirányban – úgy tűnik – ez az egykori lefolyásirány őrződött meg. Még merészebb hipotézissel a völgyeinket meghosz-

szabíthatjuk tovább ÉNy felé, mert a szakirodalom szerint a legerősebb felboltozódás az Almás-hegység tengelye mentén történt (PINCZÉS, 1995, MAROVIĆ et al., 1997). Az uralkodóan DNy-i lejtés e hegységtől egészen a Havasalföldre létezhetett. Ugyanakkor ez az elképzelés csak akkor tartható, ha a Duna ezen a részen csak később jelent meg (kaptura-hipotézis) ellentétben az itt folyamatos völgyet (tengerszorost) feltételező elmélettel (antecedens-hipotézis). Ez a kérdés jelenleg teljesen nyitott, a szerb geográfusok körében inkább az előbbi elképzelés népszerűbb (MAROVIĆ et al. 1997), a román és magyar kutatók inkább az utóbbit valószínűsítik (SENCU 1979, PINCZÉS 1995). Ugyanakkor a Miroč karsztfejlődésére vonatkozó hipotézisünket ez annyiban érinti csak, hogy antecedens Duna-völgy esetén a 10. ábrán bemutatott sorozat a B. fázistól kezdődött, míg a kaptura feltételezése megengedi az A. kiinduló helyzetet is. Egyértelmű korok hozzárendelését az egyes fázisokhoz a kutatások jelenlegi állása nem teszi lehetővé.

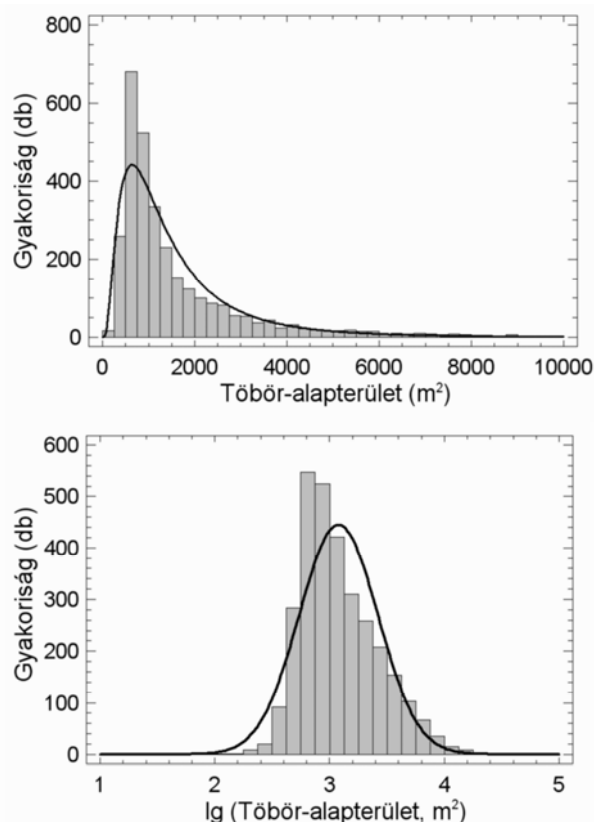


11. ábra: Töbör hossz tengelyek rózsadiagramja részterületek szerinti bontásban
 Fig. 11: Doline long axis rose diagrams according to subareas

A töbör-hossztengelyek felhasználásával szerkesztett rózsadiagramokról (11. ábra) részleteiben is leolvasható, hogy hol uralkodóbb a törésvonalak hatása (1, 12, 13, 16, 17), hol a vízhálózatra utaló csapásirány (8, 9, 10, 11, 14, 15), hol pedig valami egyéb tényező (kitettség, közethatár, stb.).

3.4. Töbrök alapterületét meghatározó tényezők

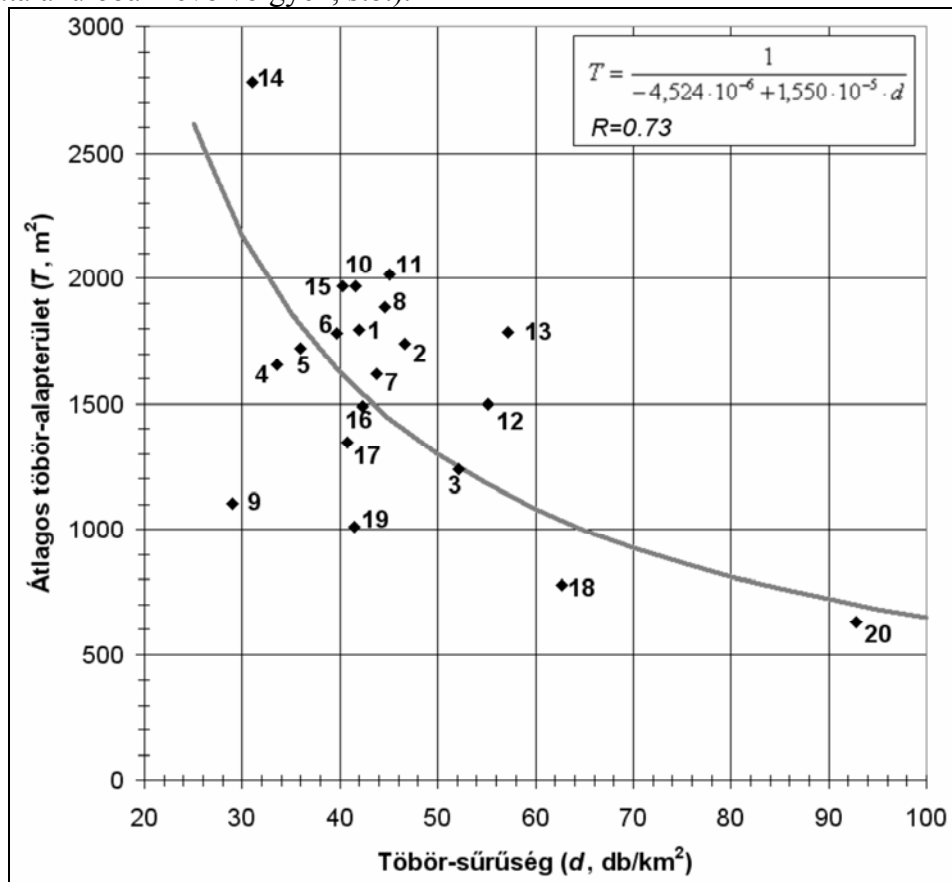
Mitől függ egy karsztos területen a töbrök nagysága? Ezt a kérdést is már hosszabb idő óta vizsgáljuk. A nagyságot praktikusán a töbör-alapterülettel lehet jól jellemezni, illetve egy ettől részben független paraméterrel, a mélységgel, ez azonban – mint korábban említettük – nem állt rendelkezésünkre.



12. ábra: Töbör-alapterületek gyakorisági eloszlása lineáris és logaritmikus x-tengely esetén
 Fig. 12: Doline area frequency distribution using normal and logarithmic scaling

A töbör-alapterületek gyakoriságát általában lognormális eloszlás jellemzi (ld. pl. *TELBISZ* et al., 2006b), azaz ha az alapterület logaritmusát vesszük, akkor normális az eloszlás (rajzban: haranggörbe). Ez a Miroč ese-

tében is közelítőleg teljesül (12. ábra), bár megfigyelhető, hogy a módusz (legnagyobb gyakoriságú kategória) a haranggörbéhez képest némileg balra helyezkedik el (12b. ábra). Ez arra utal, hogy a töbrök még nem érték el az „ideális” állapothoz tartozó méretüket, más szóval a karsztfejlődésnek még egy korábbi („fiatalos”) állapotát figyelhetjük meg. Ezt egyébiránt a terepi megfigyelések és a térképi elemzések is alátámasztják (mélységi lefejezéssel átalakulóban lévő völgyek, stb.).



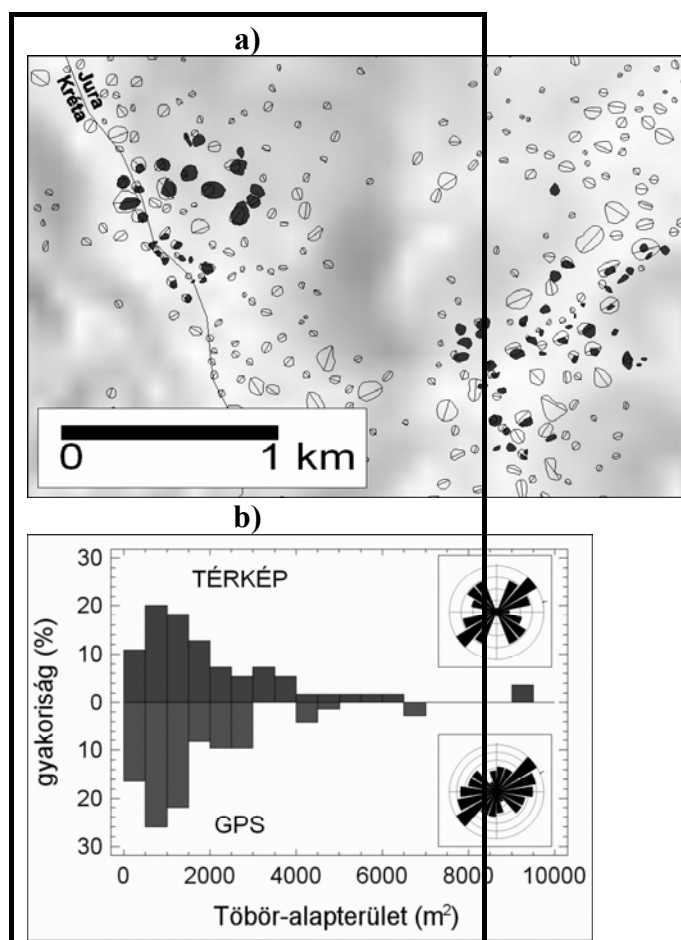
13. ábra: Átlagos töbrő-alapterület és töbrő-sűrűség kapcsolata (az azonosító számok a 11. ábra részterületeire utalnak), jobb felső sarokba a fordított arányosság egyenlete szerepel a hozzá tartozó korrelációs együtthatóval (R).

Fig. 13: Mean doline area vs doline density (identifying numbers refer to subareas in Fig. 11), right-up corner contains the inverse proportion function and related correlation coefficient (R).

A töbrök – elsősorban az oldás révén – fejlődésük korai szakaszában növekedést mutatnak, ami mellé a későbbiekben felzárkózik az összeoldódás folyamata. Emiatt a töbrő-alapterületek átlagos növekedését rendszerint a sűrűség csökkenése kíséri (TELBI SZ, 2001). Ezt a jelenséget demonstrálja a 13. ábra, amelyről kitűnik, hogy az átlagos töbrő-alapterület és a töbrő-

sűrűség fordítottan arányos egymással, ha az egyes részterületek jellemző értékeit vizsgáljuk. Ez a megfigyelés szinte törvényszerűnek mondható, bár nem feltétlenül jelentkezik mindig teljes szabályossággal, és elvileg lehetőséget teremt egyfajta „relatív karsztosodási kor” megállapítására, ami a görbén jobbról balra haladva idősödést jelent.

3.5. GPS felmérés eredményei



14. ábra: GPS-szel fölmért és térképen jelzett töbrök a mintaterületen (Ny-Miroč) a. elhelyezkedés (sötét: GPS-adat; üres poligon hossz tengellyel: térképi adat), b. statisztikai összehasonlítás (alapterület-gyakoriság; hossz tengely-irányok).

Fig. 14: GPS-measured and topographic map dolines in the sample area (W-Miroč), a. position (filled: GPS-measured; blank with long axis: from topographic map), b. statistical comparison (area frequency; long axis directions)

Adatvesztés és más technikai problémák miatt 73 töbrő GPS-szel bemért körvonalait tudtuk elemezni (14. ábra). Ezek az adatok a térképi mérésekhez képest sem a sűrűségben sem a körvonal-rajzban nem nyújtottak új információt. A statisztikai elemzések (14b. ábra) nagyjából hasonló gyakorisági eloszlást mutattak az alapterületek és a hossz tengely-irányok vonatkozásában. A térképen azonosított illetve a GPS-szel felmért töbrő-középpontok átlagos horizontális eltérése 20,6 méter volt, 8,9 méteres szórással. Ezen kívül néhány jel (pl. nem záródó töbrő-kontúrok a GPS-adatokban, töbrő-középpont esetenként kívül esik a körvonalon) arra utalt, hogy az általunk használt GPS-technika pontossága némileg alatta marad a térképi pontosságnak. Ez azt jelenti, hogy a 2006-os méréseinkkel összehasonlítva, ahol a Karas-szurdok környékének felmérése során az 1:50.000-es topográfiai térképhez viszonyítva információ-többlet juttunk a GPS segítségével (TELBISZ et al., 2006a), ezúttal az 1:25.000-es térkép jóval több és pontosabb elemzést tett lehetővé, mint a GPS-mérések. Ebben szerepet játszott az is, hogy a térkép eleve nagy területek vizsgálatát tette lehetővé, továbbá, hogy az erdős felszíneken is ábrázolta a töbrőket.

4. Következtetések

Térinformatikai elemzéseink alapján az alábbi következtetésekre jutottunk a Miroč-hegység töbrős felszínfejlődésével kapcsolatban:

- A töbrők felszíni megjelenése szinte kizárólag a terület felső-jura mészkövéhez kapcsolódik.
- A közzétanilag alkalmas területeken a domborzat korlátozó tényező lehet: az SRTM domborzatmodell alapján a 12°-nál meredekebb térszíneken már csak szórványosan alakulnak ki töbrők.
- Az antiklinális szerkezethez igazodva a töbrők a Ny-i és K-i csonkolt antiklinális szárnyak zónájában illetve az antiklinális tengely vonalában fejlődtek ki igen nagy sűrűségben.
- A töréses szerkezetek közül a DNy-ÉK-i vonalak jellemzők, ezek közül is a leghangsúlyosabb a hegység mészköves részeit nagyjából felező átlós terület, amely szintén kiemelkedően gazdag töbrőkben. Ezen kívül a jellemző törésirány felismerhető a töbrők egy részének megnyúltságában is.
- A töbrő-hossztengelyek elsődleges ÉNy-DK-i irányítottságát a nemkarsztos környezet általános lejtéséhez igazodó vízhálózat jellemző DK-i irányával lehet kapcsolatba hozni. Hipotézisünk szerint a karsztos kőzetek kihantolódása előtt a Miroč-hegységet is ilyen irányban szelhatték át a DK felé tartó vízfolyások.

- A töbrök alapterületének gyakorisági eloszlása alapján megállapítható, hogy a terület karsztosodása még viszonylag korai szakaszban van. A továbbiakban az átlagos töbr-alapterületek növekedése és a sűrűség csökkenése várható.
- Egyszerűbb, kézi GPS mérések elsősorban akkor lehetnek hasznosak a töbr-morfometriához, ha 1:25000-esnél kisebb méretarányú térképek állnak csak rendelkezésre egy vizsgált területről.

IRODALOM

- FÜGENSCHUH B.- SCHMID S.M.* (2005): Age and significance of core complex formation in a very curved orogen: Evidence from fission track studies in the South Carpathians (Romania) – *Tectonophysics*, 404, p.33–53.
- KRÄUTNER H.G.*, (1996): Alpine and pre-Alpine terranes in the Romanian South Carpathians and equivalents south of the Danube – In: *KNEZEVIC, V.-KRSTIC, B.* (szerk.): *Terranes of Serbia.*, p. 53–58.
- LUDWIG R.-SCHNEIDER P.* (2006): Validation of digital elevation models from SRTM X-SAR for applications in hydrologic modeling – *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 60 (2006), p.339–358.
- MARI L.-TELBIŠZ T.-ČALIČ, J.* (2007): A Kazán-szorosok déli oldalán magasodó Miroč-hegység karsztos formakincse – *Karsztfejlődés XII.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 153-169.
- MARVIĆ M.-GRUBIĆ A.-DJOKOVIĆ I.-TOLJIĆ M.-VOJVODIĆ V.* (1997): The Genesis of Djerdap Gorge – *International Symposium, Geology in the Danube Gorges, Donji Milanovac-Orsova*, p.99-104.
- PINCZÉS Z.* (1995): *A Déli-felföld természeti földrajza* – KLTE, Debrecen, 141p.
- SENCU V.* (1979): *Carstul din Defileul Dunarii* – In: *ORGHIDAN, T. & NEGREA, S.* (szerk.): *Speologia. Gr. Cerc. Compl. "Portile de Fier". Seria Monografica.* – Ed. Academiei RSR, Bucuresti, p.11–29.
- SZABÓ G.* (2006): *Eltérő alapú DEM-ekből származtatott kvantitatív geomorfológiai térképek pontosságának vizsgálata* – In: *Lehetőségek a domborzatmodellezésben, a HUNDEM 2006 konferencia közleményei.*, Miskolc, 2006, ISBN 978-963-661-765-3,
<http://www.uni-miskolc.hu/~fkt/HunDEM2006/start.htm>
- TELBIŠZ T.* (2001): *Új megközelítések a töbr-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján* – *Földrajzi Közlemények*, 125 (49) / 1-2, p. 95-108.
- TELBIŠZ T.-DRAGAŠICE, H.-NAGY B.* (2005): *A horvátországi Biokovo-hegység karsztmorfológiai jellemzése terepi megfigyelések és digitális*

domborzatelemzés alapján – *Karsztfejlődés X.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.229-244.

TELBISZ T.-KARÁTSZON D. (2006): A San Francisco vulkán morfometriai elemzése nagy felbontású (10 m) DDM alapján – In: *Lehetőségek a domborzatmodellezésében*, a HUNDEM 2006 konferencia közleményei, Miskolc, 2006, ISBN 978-963-661-765-3,

<http://www.uni-miskolc.hu/~fkt/HunDEM2006/start.htm>

TELBISZ T.-MARI L.-KOHÁN B. (2006a): A Karas-szurdok (Aninai-hegység) környékének digitális domborzatelemzése és a helyszínen végzett GPS-es töbör-felmérések tanulságai – *Karsztfejlődés XI.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 117-131.

TELBISZ T.-MÓGA J.-KÓSIK SZ. (2006b): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík délnyugati részén – *Karsztfejlődés XI.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.133-152.

A MECSEKI KARSZTON TÖRTÉNT VÍZNYOMJELZÉSEK ÁT- TEKINTÉSE

RÓNAKI LÁSZLÓ

Pécs, 7633 Hajnóczy u. 5/a rolao@freemail.hu

Abstract: Successful water tracing in the Karstic limestone area of Pécs environment were performed mainly to delimit the catchment area of the eight big Mecsek Karstic springs. Above that, beyond the use of fluorescein indicator, NaCl water tracings were also performed for other purpose: because of turbidity caused by drilling mud, as some specific tracing situations occurred as well. The Author, by considering all available – or submitted – data is trying to provide a comprehensive description from all water tracings accomplished.

Bevezetés

Jelen munkánk első esetben kíván összefoglaló áttekintést adni a Nyugat-Mecsek területén ismert mintegy 50 km² anizuszi mészkő felszíni elterjedésének egy részére szorítókozó víznyomjelzésekről. A karbonátos képződményekben egyéb közeli helyeken, mint a K-i Mecsek, vagy a Villányi-hegység és a Beremendi-rög területein, nincs tudomásunk víznyomjelzésről.

A Mecsekben egyéb földtani képződmények vízföldtani vizsgálatai miatt történtek korábban víznyomjelzési kísérletek, melyekre utalunk, de a tárgytól eltérő voltak miatt ezeket itt nem kívánjuk részletezni. Egyrészt ilyen volt az Uránércbánya zagyatározóinak tervezésekor a Földmérő és Talajvizsgáló Iroda (Budapest) munkatársai által végzett radioizotópos nyomjelzés a talajvíz-áramlás sebességének meghatározására. Másrészt tudomásunk van Pécs város területén történt fluorescein festékkel végzett kísérletről, mely a Kaposvári-forrás felszín alatti áramlási útjának, illetve megjelenési helyeinek nyomozását célozta (KOVÁCS 1977). Ezt a Baranya megyei Idegenforgalmi Hivatal Barlangkutató Csoportjának közreműködésével végezték. Ekkor Szabó Pál Zoltánra hivatkozva a forrás eredetét tévesen karsztvízből származónak írták le. Azóta a szökevény karsztvizek kérdéskörét tisztáztuk (RÓNAKI 2006/a). Továbbá a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet részéről történt megbízásos munkaként a szerző több éven át havi egy alkalommal számos karsztforrásból vett vízmintát Dénes György számára, melyek trícium tartalmát Deák József elemezte. Jóllehet ezek is a nyomjelzés speciális fajtájaként tarthatók számon, de itt – mint utaltunk rá – ezek részletezésétől is eltekintünk (DÉNES-DEÁK 1981).

A tárgyalandó témánk e dolgozatban valójában a rendelkezésünkre álló jellemző adatok első publikus ismertetése. E témakörben a Nyugat-Mecsek karsztos képződményében folytak kísérletek. Ezek egyrészt a karsztforrások vízgyűjtő területeinek lehatárolására, másrészt két pont közötti kapcsolat és bizonyos paraméterek tisztázását szolgálták. Nyomatásban az első nyomjelzésekről (*SZABÓ P. Z.* 1962) munkájában találunk – részben sajnos hibás – adatokat. A később történt vizsgálatok összefoglaló áttekintését célozva – a részletezést és azok értékelését valamint a kritikai észrevételeinket nagyrészt mellőzve – adjuk közre ismereteinket. Ez a vázlatos ismertetés egy részletező, de még kiadás alatti kéziratra épült (*RÓNAKI* 2006/b). Ugyancsak kiadásra váró kéziratban vannak még az általunk ismert víznyomjelzések fontosabb adatai. E munkáról adtunk ismertetést itt egy korábbi konferencián „*A Dél-Dunántúl új barlangkatasztere*” címen (*RÓNAKI* 2005).

Előzmények és a nyomjelzési módszerek

A Mecsekben első esetben történt víznyomjelzések Vértes László nevéhez fűződnek (ld. a nyilvántartásunkban I. és 1/a számozással *VÉRTES* 1952). Ezek a fluorescein indikátor festék bejuttatásával a beadási helyhez közeli megjelenési objektumokban, valójában a két pont közötti összefüggés kimutatására történtek.

A folytatás a Dunántúli Tudományos Intézetből Kevi László geológus által ugyancsak fluorescein festékkel történt víznyomjelzése két forrás kapcsolatát kimutatandó (I/b sz.), majd kimondottan első esetben a vízgyűjtő terület lehatárolás céljából (II. sz.) Vass Béla részvételével ismert (*KEVI* 1956). Ezeket a továbbiakban Vass – Rónaki együttes vizsgálatai követték (III.-V. sz., *RÓNAKI* 1960, 1961, 1962). A későbbiekben még Vince Anna és Szabó Sándor barlangkutatók az Abaligeti-barlang (VI. sz.), és később a Mészégető-forrás (VIII. sz.) vízgyűjtőjén festettek.

A továbbiakban igen sok víznyomjelzés történt a MÉV támogatásával, a szerző kivitelezésében. (ld. alább 1982-ig 19 esetben.) A vizsgálatok elsődleges célja a vízgyűjtő területek lehatárolása volt, mely mellett jelentős szerepet kapott a Tettye-forrás egészségügyi védelmét szolgáló adatok közreadása is (*RÓNAKI* 1975, 1977, 1978). Mindezen munkák eredményeként nyert tapasztalatok rögzítésével a festék kimutatás érzékenységét is növelő helyszíni vizsgálatokra nyílt lehetőség. A fluorescein kimutatás érzékenysége és a megfigyelési módok eltérő volta a nyomjelzést végzők által használt módszerek függvényében természetesen nagymértékben változtak, mely részletekre itt nem térünk ki. Az új módszertan közreadása megtörtént

(RÓNAKI 1966, 1988, 1989). A nyomjelző festéken kívül konyhasó alkalmazására is sor került, valamint nem tudatos nyomjelzésként a karsztot harántoló mélyfúrás öblítő iszapjának forrásvízben megjelenéséről is számot adunk.

Az elkészült karszt- és barlangkatasztereinkben is részletes leírásokkal rögzítettük a nyomjelzések adatait és körülményeit (RÓNAKI 1980-84, 2005).

A nyomjelzési kísérletek irányítóinak felsorolását a táblázatunk végén rögzítettük.

A karsztforrások vízgyűjtőinek lehatárolása nyomjelzéssel

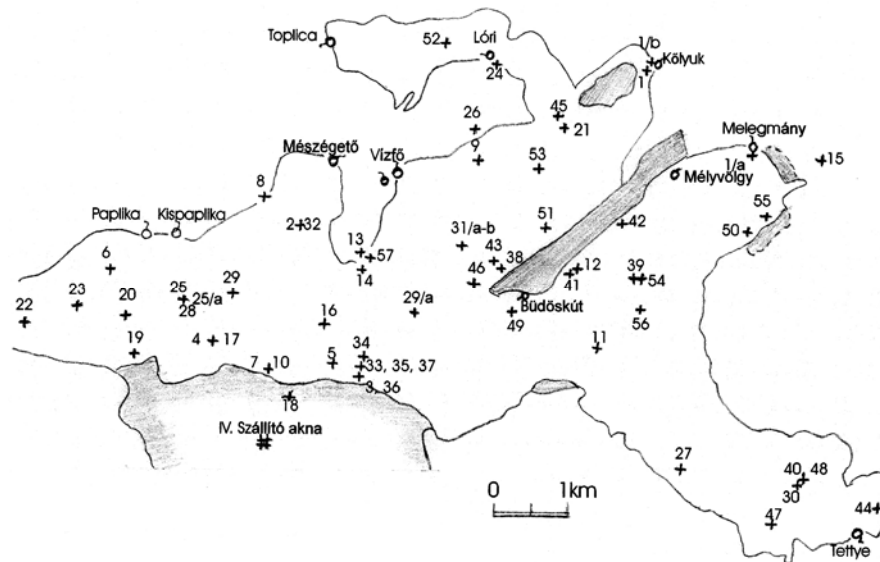
A Ny-mecseki nagy karsztforrások vízgyűjtő területeinek lehatárolása szerző által morfológiai, geológiai és tervszerű víznyomjelzések révén még 1970-ben megtörtént, majd több esetben ezt publikálta (RÓNAKI 1972, 1973, 1980, 1984). E munkákban közreadott – így fellelhető – térkép-vázlatok ismétlésétől itt eltekintünk.

Nyugati-Mecsekben ismert legnagyobb karsztforrások a vízhozamuk alapján felsorolva az alábbiak: Vízfő-f., Tettye-f., Paplika-f. (vagyis az Abaligeti-bg.-i pataknak a bejáratnál történő felszínre lépése), Gyula-f. (ez a Kőlyuk barlangi patakjának forrása közelében hegylábi törmelékből fakadó barlangi víznek foglalt forrása az eredetileg Cserkész-forrás, ami később az 50-es években az Eta-forrás nevet viselte), Kisaplika-f., Kánya-f. (utóbbi a Mélyvölgyi-kőfülke alatti barlang forrása), Anyák kútja (a Melegmányi vízfolyásos barlang forrása). Ezeknek lehatárolását célzó víznyomjelzések felsorolása annak idején az alábbi nyilvántartási számokkal található: II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII, XIII, XIV, XVI, XIX, XX, XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXV, XXV/a, XXVIII, XXIX, XXX.

Eltérve a korábbi publikációinkban megjelenített római számozású gyakorlatunktól a sorszámokat a továbbiakban célszerűen arab számjeggyel közöljük, egyúttal e dolgozatban a korábban használt számokat is átírtuk. Az általunk időrendi sorban nyilvántartott nyomjelzések sorszámaitól természetesen a más szervek által sorozatban kivitelezett kísérletek sorszámait jelentéseikben eltérnek. (Pl. Aquaprofit-nál 2002-2004) A századfordulóig a víznyomjelzések darabszáma – az *I. táblázatban* feltüntetett adatok szerint – 39 volt, azonban ezek közül csak a fenti római számsorban feltüntetettek számítottak a vízgyűjtők lehatárolását célzó kísérleteknek.

További nyomjelzések történtek még 2000-től a vízgyűjtő területek lehatárolására. Ezek a 39, 42, 44, 45, 47, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56. sorszám-mal szerepelnek. Közülük néhány (50, 54, 55, 56) szokatlan eredményt ho-

zott, miután területünkön még nem fordult elő az, hogy egyetlen helyen betáplált festék megjelenését egymástól távoli külön vízgyűjtőnek ismert területen vélték volna észlelni. Ez tehát újdonság, mely eredmények vizsgálatára alább külön fejezetben – mint megkérdőjelezett észlelésekként – kitérünk.

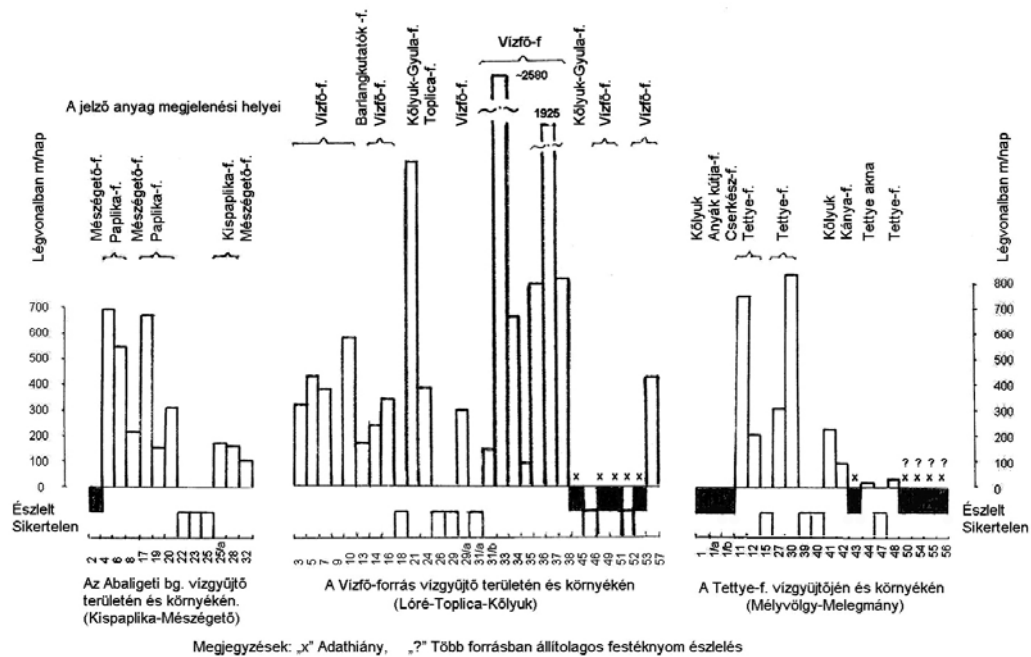


1. ábra: A mecseki víznyomjelzések térképe 2005
Fig 1: The map of water tracings in Mecsek Mountains, 2005

Az 1. ábrán az I. táblázatban szereplő nyomjelzések térképi ábrázolását vizsgálhatjuk, míg a 2. ábra három terület egységre bontva szemlélteti az időrendben előfordult nyomjelzéseket nyilvántartásunk számaival. (Természetesen a nyomjelzések általunk nyilvántartott sorszámai szerepelnek a jelmagyarázat nélküli térképi ábrákon is.) A három terület egy-egy jellegzetes karsztforrás csoportjához köthető, melynek részletezése az ábrából kitűnik.

A táblázatunkban felsorolt 62 eset közül egynél (10. sz.) konyhasó betáplálással a nyelő körül felszínen az áramlási irány meghatározásához geofizikai mérés megvalósításával kombináltan történt a víznyomjelzés (BARANYI-RÓNAKI 1972). A második konyhasóval történt víznyomjelzés (28. sz.) is a Paplika-Kispaplika barlangok vízgyűjtőinek elkülönítését szolgálta. A lehatárolásra ellenőrző vizsgálatot végzett az ENVICOM a 12. sz. kísérletünk sikeres megerősítésére egy közeli objektumon a 41. sorszámmal jelölve (BÖCKER-HIDASÍ 2003). Később még egy sikeres víznyomjelzés történt a Vizfő-f. vízgyűjtő területének lehatárolására az Aquapofit Zrt. kivitelezésében (PAÁL 2006), mely tőlünk a fenti sorban is

szerepeltetett 53. sorszámot kapta. Ez utóbbi festés az általunk morfológiai alapon kijelölt bizonytalannak ítélt határvonalon túl néhány méterre történt, melynek eredménye gyakorlatilag csupán néhány m²-el növelte meg a korábban meghatározott vízgyűjtő terület nagyságát.



2. ábra: A mecseki víznyomjelzések alapadatainak körzetek szerinti értelmezése. 2005.
 Fig. 2: Explanation of water tracing data according to regions in Mecsek Mountains, 2005

A víznyomjelzések legszükségesebb alapadatait az I. táblázatban, és azok térkép-vázlaton történő megjelenítését a 2. ábrán mutatjuk be. A táblázatban az 51. sorszám a térkép felirattal egyezően szereplő „Szárasztó” megkülönböztetést igényelt, ezért a „-2” jellel bővítettük, ugyanis Abaliget-től délre is van a tízezres térképen hasonló elnevezés, ami az utóbbitól alapvetően eltér, mert ott három valóságos tó meder van szinte állandóan vízzel telten, szemben az újjal, ahol már nyoma sincs kiapadó tómeder előfordulásnak.

I. táblázat
Table I.

Nyugat-Mecseken történt víznyomjelzések alapadatai
Data of water tracings happened in Western Mecsek Mountains

Sor-szám	Évsz.	Betáplálás	Megjelenés	m/nap	Megjegyzés
1	1946	Ördöglyuk	Kőlyuk	*	Vértes L. észlelése.
1/a	1946	Melegmány fbg.	Anyák kútja	*	„ „ „
1/b	1955	Gyula-forrás	Cserkész-forrás	*	Kevi L. észlelése.
2	1955	Gubacsos vny.	Mészegető-fbg.	155	
3	1960	Szuadó-p. vny.	Vízfő-fbg.	318	
4	1961	Nyáras-p.-vny.	Abaligeti-bg.	700	
5	1962	Körtvélyes-vny.	Vízfő-fbg.	426	
6	1964	Törökpince-bg.	Abaligeti-bg.	560	
7	1964	Aszó-vny.	Vízfő-fbg.	384	Későbbi név Sózó vnybg.
8	1964	Sziklás-vny.	Mészegető-fbg.	215	
9	1965	Lóri úti-aknabg.	Vízfő-fbg.	66	
10	1965	Aszó-vny.	Vízfő-fbg.	588	
11	1965	Lapisi töbör	Tettye-forrás	755	
12	1965	Pikkely-invny.	Tettye-f.	204	
13	1965	MÉV.O-5.sz.fü.	P.Barlangkut.fo.	172	
14	1965	Achilles-vnybg.	Vízfő-fbg.	235	
15	1966	MÉV.Pf-2.sz.fü.			Sikertelen.
16	1966	MÉV.O-14. fü.	Vízfő-fbg.	348	
17	1966	Nyáras-p.-vny.	Abaligeti-bg.	688	**
18	1967	MÉV.4295.sz. fúrás			** Kampili összletben beadva sikertelen kísérlet.
19	1969	MÉV.3889.sz.fü	Abaligeti-bg.	153	
20	1969	Szárastói vny.	Abaligeti-bg.	204	
21	1970	Vízmű-nyelő	Kőlyuk	1280	
22	1973	MÉV.A-10.sz.f.			Sikertelen.
23	1973	MÉV A-12.sz.f.			Sikertelen.
24	1976	MÉV VIII.szerk	Toplica-forrás	391	
25	1976	MÉV.3218.sz.f.			Sikertelen.
25/a	1976	„ „	Kispaplika-fbg.	175	
26	1976	MÉV.O-22.sz.f.			Sikertelen.
27	1976	MÉV.IX. szerk.	Tettye-f.	309	
28	1976	Inaktív-víznyelő	Kispaplika	163	Sózással. (NaCl) A 3218 sz. fúrás mellett
29	1977	MÉV.3220.sz.f.			Sikertelen.
29/a	1977	MÉV.4320.sz.f.	Vízfő-fbg.	284	Öblítő iszaptól bezavarosodott.
30	1982	Állatkerti vny.	Tettye-f.	840	
31/a	1982	MÉV.4325.sz.f.			Sikertelen.
31/b	1982	„ „	Vízfő-fbg.	163	
32	1995	Gubacsos vny.	Mészegető-fbg.	107	
33	1977	Gilisztás-vny.	Vízfő-fbg.	2580	V = kb. Árvízkor.
34	1998	Trió-vnybg.	Vízfő-f.bg.	672	
35	2000	Gilisztás-vny.	Vízfő-fbg.	90	
36	2000	Szuadó-vnybg.	Vízfő-fbg.	815	
37	2000	Gilisztás-vny.	Vízfő-fbg.	1925	Árvízkor.
38	2000	Palermó-vny.	Vízfő-fbg.	824	
39	2000	Stiglicfogdosó			Időszakos vny. Sikertelen.
40	2000	Állatkert mellett			Inaktív vny. Sikertelen.
41	2001	Envicom – 1.	Tettye-f.	232	A 12. sz. melletti kontrol..
42	2001	Mosógépes-vny.	Kánya-forrás	100	
43	2002	Spirál-vnybg.	Vízfő-f.		Észlelés Paál G.*

Sor-szám	Évsz.	Betáplálás	Megjelenés	m/nap	Megjegyzés
44	2002	Tettye-1 sz.fü.	Tettye akna	16	A vágatában.
45	2002	Korall-zs.	Kölyuk		Észlelés Paál G.*
46	2002	MÉV. O-24.fü.			3* Sikertelen
47	2002	Mandulás E-2.			Sikertelen
48	2003	Állatkert E-3	Tettye-f.	24	A 30. és a 40. kontrolja.
49	2003	Köteles-zs.	Vízfő-fbg.		Észlelés Paál G.*
50	2003	Dagonyás-vny.	4*		Észlelés Paál G.*
51	2003	Száraztó-2. vny.	Vízfő-fbg.		Észlelés Paál G.*
52	2003	Lóré			Sikertelen
53	2003	Kétrönkös-dol.	Vízfő		Észlelés Paál G.*
54	2003	Zoli-vny.	4*		Észlelés Paál G.*
55	2004	Jocó-vny	4*		Észlelés Paál G.*
56	2004	Aquaprofit-vny	4*		Észlelés Paál G.*
57	2005	Rumba-vny	Vízfő-fbg.	426	Pécsi Vízmű –nyelőként később elnevezve.

Megjegyzések:

* áramlási sebesség nélküli adathiányos észlelés

** a közeli IV. bányautazem szállító akna mélyítésekor történt vízbetörés eredetének vizsgálatára.

*** a korábban megállapított függőkarszt létét bizonyította.

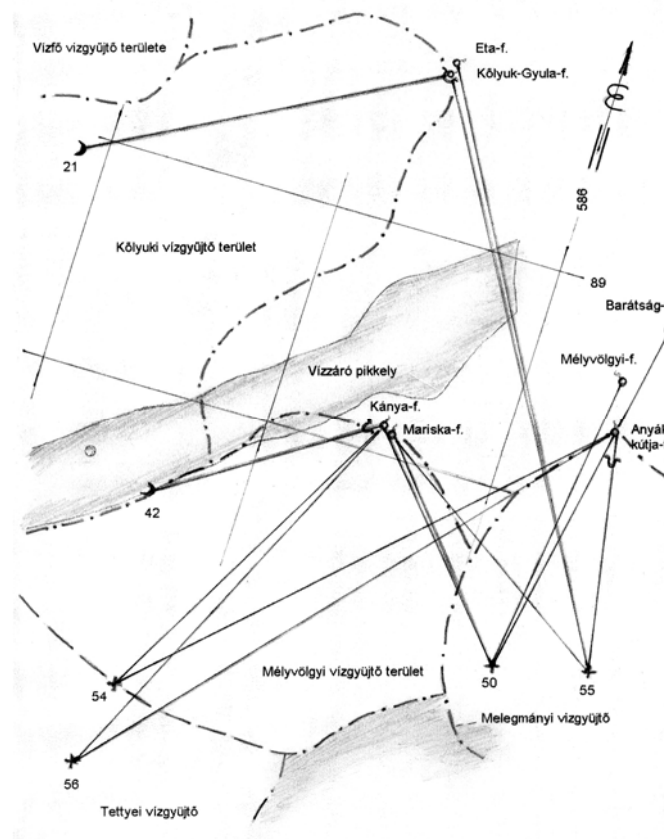
**** több forrásban történt festék megjelenés. [! ?? További bizonyítás szükséges.]

A víznyomjelzések sorszámaához tartozó irányító személyek neve, a háttér intézmények, vagy szervezetek felsorolása a táblázathoz kapcsolatosan ld. alább:

1, 1/a. Vértés László (MÁFI), 1/b, 2. Kevi László (Dunántúli Tudományos Intézet), 3, 5. Vass-Rónaki (Baranya megyei Idegenforg. Hiv. és MÉV), 4, 17, 21, 39, 40. Vass Béla (BIH-Aknamélyítő V. ,BM Vízmű V. Pécsi Vízmű V.), 6, 8. Szabó Sándor-Vincze Anna (Szabó P. Z.Bg.kut.Csop.), 7, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 18, 19, 20, 22, 23, 27, 28, 29, 29/a, 30, 31/b. Rónaki L. (MÉV), 24, 25, 25/a, 26, 31/a. Koch L. (MÉV), 32 Zalan B. (Pro Natura K és Bgkut. E.), 33. Barta K. (Szegedi K és Bkut.E.), 34, 35, 36, 37, 38, Gila T. (SzKBE), 41, 42, 44, 47, 48. Böcker T.-Hidasi J.(Encicom Kft), 43, 45, 46, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, Paál G. (Aquaprofit Zrt), 57. Ország J.- Szőke E.(SzKBE)

Megkérdőjelezett észlelések a vízgyűjtő lehatárolások esetében

Négy olyan kísérlet bizonytalanságára történt utalás a táblázatunkban (négy csillagos jellel), melyek az 55. számú – véleményünk szerint – egyértelműen hibás észlelés miatt megkérdőjelezendők. Ennél ugyanis állítólag négy forrásban észlelték a festék megjelenést, ami szakmailag az ismert területünkön szerintünk kizárt. A nyilvánvalóan hibás észlelés a továbbiak megkérdőjelezését indikálja. Sajnos az Aquaprofit vizsgálati módszereiről és részletes adatairól többszöri megkeresésünk ellenére sem sikerült pontos adatokat kapni. Korábbi munkájuk (UDUD 2003) adatszegénységéből is bizonytalanság árad, míg kérésemre a megbízó VIZIG munkatársának közbejárására hosszas várakozást követően kaptam néhány alapvető, de korántsem kielégítő adatot (PAÁL 2006).



3. ábra: Festék észlelések térképe Kölyuk környékén (1970-2004)
 Fig. 3: Map of fluorescent indicators noticed around Kölyuk area (1970-2004)

E bizonytalan észleletek vizsgálatára a 3. ábra szolgál, melyhez felhasználtuk NAGY-HÁMOR (1969) – itt nem ábrázolt, csak az előadáson bemutatott – térképét és szelvényét. Utóbbi grafika a „Vizzáró pikkely” kereszt-szelvényének a felszínen 320 m hosszan harántolt részlete, mely az EOY Y=585, X=88 koordinátáknál van. (A km-es koordináta-háló egyben a térkép léptékét adja.) E szerint a jura kőszenes palás agyag, a triász homokkő és a ladini agyagos homokkő a felszíni +450 m absz. magasságtól a –400 m alá süllyed. Tehát ez a becsípett ékszerű képződmény vitathatatlan gátat képez a Tettye – Vízfő, valamint a Mélyvölgy – Kölyuk patakos barlangrendszerei között több mint 850 m mélységig!

Rátekintve a 3. ábrára, láthatjuk az ott feltüntetett 1970-ből származó vízgyűjtő terület határait biztos (eredmény vonallal) és bizonytalan értékelésként (szaggatott vonallal) jelölve. Az utóbbi szakasz pontosítását szolgálta volna az 54. és 56. számú nyomjelzés, melynek hitelét az 55. számú

ugyanúgy megkérdőjelezi, mint az 50. és 55. nyomjelzések szerteágazó állítólagos észleletei.

Tudni kell a feltüntetett forrásokról azt, hogy igen nagy eltérést mutatnak az átlagos vízhozamukban. Ezek közül nagy hozamúnak számít a kőlyuki Gyula-forrás, a mélyvölgyi Kánya-forrás és a melegmányi Anyák kútja. Mindhárom patakos barlangból ered. A térképen a korábbi nyomjelzéseink közül további két egyértelműen értékelt nyomjelzést is (21. és 42. sz.) feltüntettünk e vizsgált vízgyűjtő területeken. Nem szerepeltettük viszont a Kőlyuknál észlelt 45. sz. adathiányos nyomjelzést. Kihagytuk továbbá a korábban történt 1, 1/a, 1/b nyilvántartási számon szereplőket is, hogy a beadási és megjelenési helyeket összekötő vonalakkal az átláthatóságot ne bonyolítsuk.

Vizsgáljuk meg, hogy milyen indokokkal lehet kizárni az 55. nyilvántartási számú nyomjelzés több ponton történt észlelésének hitelét. A földtani okot már feljebb vázoltuk, ugyanis kizárt, hogy egy ilyen nagy és mélyreható vízzáró képződményen a festékes víz áthatolna. Ha mégis e rendkívül hosszú utat a festékes víz megtenné, úgy az kimutathatatlan hígulást szenvedne. A „vízzáró pikkely” megkerülésének lehetőségét pedig karszthidrológiai okok zárják ki, ugyanis állítólag két nagy hozamú forrás (Kánya-f, Anyák kútja) vízében észlelték még a kizártnak tekinthető ominózus Gyula-f. és annak kistestvéreként ismert közeli Eta-f. (Cserkész-f.) elszíneződését. Márpedig ha a nagy hozamú forrásban megjelenik a festék, akkor attól légvonalban másfél kilométernél nagyobb távolságban, jóval kisebb hozamú vízmegjelenésig oly mértékű hígulást szenvedne, hogy kimutatására véleményünk szerint nem lehet mód. Hasonló megfontolással kérdőjelezzük meg az 50. nyomjelzés adatait, melyet a vízgyűjtő határokat áthágva állítólag két nagy hozamú és három igen minimális hozamú forrásban észleltek.

Sajnos nem kaptunk tájékoztatást a beadott festék mennyiségéről, a megjelenő koncentrációról és a kimutatás módszeréről, valamint annak érzékenységről, noha az észlelési adatok átvételekor már jeleztük azok megkérdőjelezését. Mindezek alapján fenntartással kell élnünk a környéken hasonlóan több ponton állított festék megjelenés hitelességéről. Vagyis az 55. nyomjelzés észleléseit hibásnak nyilvánítva, az 50, 54, 56. sz. nyomjelzések eredményeit is meg kell kérdőjelezni.

Jóllehet a térképre nem került fel a „vízzáró pikkely” DK-i szegélyén a Tettye vízgyűjtőjét bizonyító két nagyon jelentős nyomjelzés. Ezek a 12, és 41. számúak, melyek a Tettye-forrástól a legtávolabb, 5,3 km-re történtek. Ismeretük azonban a környező karszt értékeléséhez nem mellőzhető.

Több évtizedes ismeretanyag birtokában ki kell jelenteni, hogy a mecseki karszt nagy forrásainak elkülönült vízgyűjtő területein nem képzelhető el az, hogy egy nyomjelzés eredménye több önálló barlangrendszernél mutatkozna.

Tudom, hogy nem vagyok hivatott a sok milliós költséget felemésztő „*ivóvízbázisok biztonságba helyezése*” elnevezésű munkák bírálatára, – azonban mint a mecseki karszt kutatását évtizedek óta figyelemmel kísérő szakember – nem mehetek el megjegyzés nélkül azon tény mellett, hogy egy viszonylag kis, és ezen túl egységes karsztterület vizsgálatát három különböző cég végezte nagyon eltérő módon és minőségben. Okait még véletlenül sem kívánom boncolgatni, csupán megdöbbenett, hogy – egyetlen megbízott cégen kívül – a megismert eredmények nem minden szempontból felelnek meg a szakmai elvárásoknak.

Egyéb célból történt víznyomjelzések

A már lehatárolt vízgyűjtő területeken belül a korábbi nyomjelzések helyén ismételve, vagy újabb pontokon is történtek különböző megfontolásból nyomjelzések. Ezek felsorolásától eltekintünk, de néhányra felhívnanék a figyelmet. Így a 17. és 18. – mint az uránércbányának a szomszédos karszttal történő kapcsolatát célzó vizsgálat – ismertetése a másik itt előadott dolgozatomban, részleteiben megtalálható. A 27. és a 30. sz. nyomjelzés a Tettye-forrás vizsgálatához nyújtott fontos eredményt (*RÓNAKI* 1976, 1977, 1978). Ugyancsak fontos adatként kell a 40, 44, 47, 48. számúakat is nyilvántartani.

A sikertelennek minősített nyomjelzések értékelése sem mellőzhető, mert a meg nem jelent – vagy nem észlelt (!) – nyomjelzés is valamilyen adatként szerepel. E kategóriába kiemelendő a 26. sorszámú, sikertelenként jegyzett nyomjelzés, mely Szárazkút közelében egyébként már korábban a vízszint észlelés alapján az egyik mecseki függőkarszt létezését éppen ez úton bizonyította. (Ld. lejjebb.)

A sort zárja az 57. nyilvántartási számú *SZŐKE-ORSZÁG* (2005) által publikált vizsgálat. Végezetül a vizsgált nyugat-mecseki területet három csoportba osztva a nyomjelzések adatainak sajátos összehasonlítását kíséreljük meg a 4. ábrán.

Eredmények

Elsőként történt meg, hogy a mecseki víznyomjelzések legfontosabb adatairól áttekintő dolgozatot adunk közre, mely a szerző által korábban elkészített, publikálásra váró terjedelmes kéziratain alapul.

A mecseki karszton általunk ismert 62 nyilvántartott víznyomjelzés legfontosabb adatait táblázatba foglalva, elhelyezkedésüket térképen ábrázolva és három terület egységben (körzetek szerint) csoportosítva értelmezhetővé tettük a légvonalban mért áramlási sebességek, vagy az egyszerű észlelés, valamint a sikertelen kísérletek jellemzőit.

A közzétett nyomjelzések közül 13 sikertelen volt, miután nem tudták a forrásokban való megjelenést észlelni. Egy pedig (a 26. sz.) pontosan ezzel a sikertelenséggel a „függő-karszt” létét bizonyította. Ugyanis a várt vízfői megjelenés helyett a Szárazkútnál lévő karsztvízszint észlelő fúrásban hónapokkal a nyomjelzés után is tömény mennyiségben volt észlelhető a beadott fluorescein.

A festék által elszínezett víz észlelése a megjelenés idejének megállapítása nélkül ugyancsak 13 esetben fordult elő. A táblázat kiegészítőjében egyébként a víznyomjelzések kivitelezői is megtalálhatók. Szerző – túlnyomóan a vízgyűjtő területek lehatárolására – 22 nyomjelzéses vizsgálatot végzett 1960-1982 közötti időszakban.

Vízfőnél két alkalommal árvízi hozam mellett rendkívül nagy sebességet állapítottak meg a kutatók. A légvonalban számított áramlási sebesség értékek előfordulása a kiemelkedő 1925 és a kb. 2580-as sebességi adatok mellett 16-1280 m/nap között voltak megfigyelhetők.

Egy víznyomjelzés a karsztos területen kívül, annak fekéjét képező kampili lemezes mészkő „réteges repedésvíz”-ének megfestése a közelben akkoriban még mélyítés alatt lévő IV. szállító aknában észlelt nagy vízbetörés eredetének felderítését volt hivatva – sajnos eredménytelenül – szolgálni. (Ennek részleteit e kötet másik tanulmányában adjuk közre: ld. „*Uránbányászat a karszt szomszédságában.*”)

A legutóbbi időkben történt vízgyűjtő területeket lehatároló nyomjelzések anomáliáit kénytelenek vagyunk kritika alá vonni, miszerint egy nyomjelzés (55. sz.) négy ponton történt észlelésének ténye dolgozatunkban részletezett okokra alapozott véleményünk szerint kizárt és ezzel további három nyomjelzés – ugyanannak a kivitelezőnek a munkájaként – erősen megkérdőjeleződik.

IRODALOM

- BARANYI I.-RÓNAKI L.* (1972): Mise en Évidence des grottes de la montagne Mecsek par des méthodes géophysiques et hydrogéologiques - Karszt és Barlangkutatás VII. évf. Budapest. p. 105-126.
- BARTA K.-TARNAI T.* (1996): Karsztkutatás az orfői Vízfő-forrás vízgyűjtő területén – Szakdolgozat, Kézirat, Szeged, 49 p.
- BARTA K.-TARNAI T.* (1997): Karsztkutatás az orfői Vízfő-forrás vízgyűjtő területén - Karszt és Barlang 1977 I-II. füzet. p. 12-19.
- BÖCKER T.* et al (2003): Üzemelő, sérülékeny földtani környezetben lévő ivóvízbázisok biztonságba helyezése a Pécsi Tettye Vízmű területén. – Zárójelentés. ENVICOM Bp. 153 p.
- GILA CS.* (1999): Vízfestéses vizsgálatok a vízfő forrás területén. – Szakdolgozat, Kézirat, Szeged, 35 p.
- KOVÁCS V.* (1977): Adalék Pécs középkori vízvezeték-rendszeréhez. - Janus Pann. Múz. Évk. p. 197-216.
- NAGY E.-HÁMOR G.* (1969): A Mecsek hegység földtani térképe 10 000-es sorozat (Pécsbányatelep) MÁFI, Budapest.
- PAÁL G.* (2006): Vízfestések a Vízfő-forrás és a Mánfa-Kőlyuk vízbázisok területén. – Kézirat.
- RÓNAKI L.-VASS B.* (1960): Az”Orfői Vízfő” forrás barlangjának kutatása és feltárása - Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató, szept-okt. p. 447-450.
- RÓNAKI L.* (1961): Beszámoló jelentés a Baranya megyei Idegenforgalmi Hivatal barlangkutató csoportjának 1960. évi munkájáról. - Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató jan.-febr. p. 2-7.
- RÓNAKI L.* (1962): Újabb vízfestés a mecseki karszton - Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató VI-VII. p.104-105.
- RÓNAKI L.* (1966): Víznyomjelző festékek és kimutatási lehetőségük. A fluorescein. - Karszt és Barlang p. 21-26.
- RÓNAKI L.*(1966): A Tettye forrás vízgyűjtő területe (A vízföldtani viszonyok és a fokozottabb hasznosítás lehetőségei.) – Kézirat. Pécs, 36 p.
- RÓNAKI L.* (1972): A Ny-mecseki karszt vízföldtani kutatásának újabb eredményei. – A MHT Pécsi Csop. Jubileumi Évkönyve. Pécs, p. 121-146.
- RÓNAKI L.* (1973): A mecseki karszt 1:10 000-es méretarányú vízföldtani, morfológiai és speleológiai térképe - Hidrológiai Tájékoztató p. 78-81.
- RÓNAKI L.* (1975): A pécsi Mecsek karsztjának és karsztvízének védelme a víznyomjelzési vizsgálatok ismeretében - Hidrológiai Tájékoztató 1977. p. 45-49.
- RÓNAKI L.* (1976): Szakvélemény a Tettye forrás és karsztakna védőterületének kijelölése Kővágószőlős. – Kézirat 12 p.

- RÓNAKI L.* (1977): Újabb vízföldtani adatok a pécsi karsztvíz egészségügyi védelmében - Hidrológiai Tájékoztató p. 30-31.
- RÓNAKI L.* (1978): A vízművesített mecseki karsztforrások vízminőség védelmét szolgáló kutatások. – Nemzetközi Karszthidrológiai Szimpózium II. kötet. (Karsztvízhasznosítás és karsztvízvédelem) p. 25-34.
- RÓNAKI L.* (1980-84): A Mecsek hegység karsztobjektumainak és víz megjelenéseinek katasztere. – Kézirat, Pécs. 222 p.
- RÓNAKI L.* (1984): Mecsek hegység vízföldtani áttekintése és a Pécsi Vízmű. – Nehézipari Műsz. Egyetem, Közl. II. kötet, Miskolc, Bányászat, p. 133-167.
- RÓNAKI L.* (1988): Kísérlet a nyomjelző festékek objektív helyszíni meghatározására - Karszt és Barlang 1988 II. p. 91-92.
- RÓNAKI L.* (1989): Quantitative Spectrofluorometric Determination of Fluorescein Dye Used in Tracing of Underground Water – 10th International Congress of Speleology, p. 215-216.
- RÓNAKI L.* (2005): Hozzászólás a Dél-Dunántúl új barlangkataszteréhez – Karsztfejlődés X. Szombathely BDF Természetföldrajzi Tanszék p. 361-371.
- RÓNAKI L.* (2006): Megállapítások a Tettye-forrás szökevényvizeiről. - Pécs-baranyai OrigoHáz Egyesület Mecseki Karsztkutató Csoport 2005. évi jelentése p. 24-28.
- RÓNAKI L.* (2006): Mecseki víznyomjelzések - Kézirat
- SZABÓ P. Z.* (1962): A Mecsek és a Villányi-hegység barlangjai - Karszt- és Barlangkutatás Bp. I. félév p. 3-20.
- SZŐKE E.- ORSZÁG J.* (2006): A mecseki Rumba-barlang víznyomjelzéses vizsgálata. – Karsztfejlődés XI. Szombathely BDF Természetföldrajzi Tanszék p. 275-287.
- UDUND P.* et al. (2003): Üzemelő sérülékeny földtani környezetű ivóvízbázisok biztonságba helyezése I. Diagnosztikai fázis végrehajtása. – Kézirat, Pécs, 58 p.
- VÉRTES L.* (1952): A Mélyvölgyi kőfülke és néhány más mecseki barlang kutatásáról - Földtani Közlöny 7-9. füz. p. 270-276.

**A LEGUTÓBBI HÁROM TÉL (2004/05, 2005/06, 2006/07)
HÓVISZONYAINAK HATÁSA A BÜKK-FENNSÍKI
TÖBÖRFEJLŐDÉSHEZ**

HEVESI ATTILA

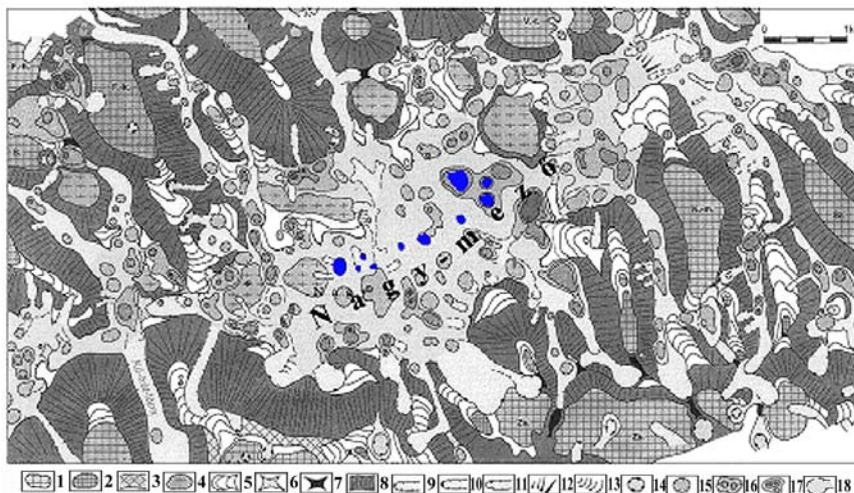
Miskolci Egyetem, 3525 Miskolc-Egyetemváros
ecoheves@uni-miskolc.hu

Abstract: The high plateau of the Bükk-mnts have been covered by snow in the winters of 2004/2005 and 2005/2006. In January, 2006, only the upper 15 cm of the relatively thick (60-70 cm) snow cover was melted. The melt water was flowing down on the surface of the unmelted snow. The sinkhole bottoms have collected the melt water forming small lakes in them. These lakes were refrozen in the coming temperature drops afterneath. This process was evident in both the well developed sinkholes and also in the small depressions being in the early stages of the sinkhole formation. The conditions of partial melting and refreezing do not occur in every year. However, when the conditions are optimal, the process described strongly supports the sinkhole formation and the deepening process.

A felszínformáló folyamatok megértéséhez az alapos megfigyelés, elemző vizsgálat, tudományos kísérletezés mellett szerencse is szükséges. Főként az alapos megfigyeléshez. 1983 télvégén láttam először tavakat a bükki Nagy-fennsík néhány zsidó-réti töbrében (*I. kép*). Azelőtt, noha 1964 óta, amikor csak lehetett, a hegységet jártam, efféle látványban nem volt részem, s tudós társaim írásai sem emlékeztek meg ilyesmiről.



1. kép: A Mohos-töbör (Bükk, Nagy-fennsík) 1983 tavaszán, amikor a vastag hótakaró gyors olvadása után néhány napra tavas víznyelő-töbörre változott
Picture 1: The Mohos-sinkhole (Bükk, Great Plateau) in the spring of 1983, when the quick snow melting ceated a temporary lake in the sinkhole for a few days



1. ábra: A bükk-fennsík Nagy-mező felszínalaktani térképe, sötéttel megjelölve a 2005/2006-os tél tavas töbrrei és töbrkezdeményei

Jelmagyarázat: 1. fő völgyközi hát tetője, 2. mellék völgyközi hát tetője, fő völgyközi hát alacsonyabb tetője, 3. völgyközi hát, 4. völgyközi hát lealacsonyodó részében alacsony, lapos párkányszerű sziget, 5. pihenő, 6. nyereg völgyi vízválasztóval, 7. nyereg völgyközi hát, 8. völgyközi hát és völgytalp közötti lejtő, 9. folyóvíz által létrejött völgy, 10. folyóvíz, szoliflukció által létrehozott völgy, 11. folyóvíz, szoliflukció csuszamlás által létrehozott völgy, 12. völgylépcső, 13. csuszamlás nyelve, 14. tányéros töbör, 15. víznyelő töbör, 16. ikertöbör, 17. kisebb karsztvápa, 18. nagy karsztöbör

Fig. 1: Geomorphological map of the Nagy-mező area on the Bükk plateau. (The dark color indicates the sinkholes filled with temporary lakes in the winter of 2005/2006)

Legend: 1. top of main interfluve, 2. top of accessory interfluve, 3. interfluve, 4. low, bench-like "island" on the lowest part of the interfluve, 5. gentle slope, 6. saddle with valley divide, 7. saddle on interfluve, 8. slope between interfluve and valley bottom, 9. valley-valley bottom burrowed by flowing water, 10. valley created by flowing water and material transport, 11. valley created by flowing water, material transport and slide, 12. valley step, 13. spine of slide/lobe, 14. planar doline, 15. sinkhole doline, 16. twin doline, 17. smaller uvala system/network, 18. bigger doline

Az 1982/83-as tél a Bükkben november végén – december elején kemény, tartós fagyokkal kezdődött. A vékony talaj s az alatta lévő kőzet mélyen átfagyott. Erre az átfagyott talajra-kőzetre hullott rá többször is a hó. Február végére, március elejére 700 m tszf-i magasság fölött 30-40 cm vastag hótakaró fődte a fennsíkot. A kora tavaszi olvadást az Atlanti-óceán felől viszonylag gyorsan érkező enyhe, borongós, esőt hozó légtömegek indították meg. Néhány (4-6) napon át éjszaka sem fagyott, időnként csöndes, „langyos” eső esett. A vastag, bár olvadó hótakaró azonban, hőszigetelő képessége következtében, néhány napra (csaknem 1 hétre) nem hagyta fölengedni a talajt. A hólé meg a csöndes eső nem szívároghatott be a talajba, így az a fogyó hótakaró és a talaj között a lejtőkön lefelé folyt (HEVESI A. 1986, 1997, 2002).

A Bükk-fennsík jelentős hányadán a lejtők töbrökbe ereszkednek. Minthogy ezek többsége fedettkarszt múltú víznyelőtöbör, aljzatuk alatt

széles (többnyire járat tágasságú) repedéshálózat van, a talaj és alatta a kőzet kevésbé mélyen fagyhatott át. Azonban nyelőképességüket az enyhülés csak lassan élesztette újra, s a töbrökben néhány napra tóvá gyűlt a víz (1. kép).

Az 1983-as télvége óta, ha lehetett, február végén–március elején igyekeztem fölmenni a Bükk-fennsíkra a Nagy-mezőre (1. ábra) és a Zsidó-rétre. Nem mindig sikerült, és nem mindig alakult úgy a tél, mint 1982/83-ban.



2. kép: Vastag hótakaróval borított víznyelőtöbrök a Nagy-mező Ny-i végén
Picture 2: Thick snow covered sinkholes in the W end of Nagy-mező in winter of 2004/2005



3. kép: Víznyelőtöbrök a Nagy-mező Ny-i részén a 2004/2005-ös tél vastag hótakarója alatt
Picture 3: Sinkholes in the Western part of Nagy-mező under thick snow cover of the winter 2004/2005



4. kép: A Nagy-mező ÉNy-i része 2004/2005 telén
Picture 4: The NW part of Nagy-mező in the winter of 2004/2005

A legvastagabb hótakarók egyikét azóta a 2004/2005-ös télen megtapasztalhattuk (2-4. kép). De a téli hónapokban sok-sok egymás utáni derűs nappal volt, s a hótakaró a napsütés hatására megolvadt ugyan, de az olvadék java el is párolgott. Éjszakánként pedig többnyire fagyott. Az 1982/83-as állapotot ekkor sem lehetett megfigyelni. (Ha időközben volt ilyen, nem sikerült akkor jelen lennem. Adatközlőim – a Bükki Nemzeti Park munkatársai, barangoló barátaim, tanítványaim – szerint ilyen helyzet nem is volt.)

A 2005/2006-os télen, az előző évihez hasonló vastagságú hótakaró fődte a Bükk-fennsíkot. Néhány enyhe, derűs napon a hórétegek felső része megolvadt, ám ez alatt fagyott hó maradt. Hólé folyt le a megmolvadt havon. A töbörlejtőkön a töbrökbe, s ott tóvá gyülemllett. Újabb hideg jött, s a tavacskák – mélységüktől függően fenéig vagy nem addig – befagytak. A befagyott tótükörre az újabb sugárzó napokon ráfolyt a hólé (5-7. kép). A töbröket ezután nyílt vizű, majd hóval fődött jeges tavacskák foglalták el. A sekélyebbek fenéig befagytak.



5-7. kép: Ideiglenes, hóolvadékból származó befagyott tavacskák a Nagy-mező töbreiben, töbrökzedményeiben 2006 tél végén

Picture 5-7: Temporary, frozen lakes filling the sinkholes of the Nagy-mező in end of winter 2006. The water of these lakes comes from melting snow

A leglényegesebb, hogy a töbröknek addig nem nevezhető sekély, bár széles laposokban is összegyűlt a víz, tavaszra ottmaradt, és miközben máshol már nem volt alászivárgó víz, e laposokat oldásával töbrökké mélyítette. Ezek után – létrejöttüket követően – már valóságos víznyelőként fogadják magukba a hóvét. A 2006/2007 télen még 700-900 m tszf-i magasságban sem esett annyi, hogy annak a töbröfjélődésre hatása lehetett volna.

E jelentéktelennek tűnő, rövid ideig észlelhető megfigyelések segíthetnek a töbrök kialakulásának és továbbfejlődésének megértéséhez. Szükséges a számítógépen megtervezett és lejátszott folyamatok elemzése. A legtökéletesebb munkahely (laboratórium) azonban mindig a valóságos terep!

IRODALOM

HEVESI A. (1986): A Bükk hegység felszínfejlődése és karsztja. - Kandidátusi értekezés, Kézirat, 196 p.

HEVESI A. (1997): Karsztos hegységeink általános jellemzése. Pannon Enciklopédia, Magyarország földje - In: *KARÁTSZON D.* (szerk.): Kertek - Budapest, p. 288-293.

HEVESI A. (2002): A felszínfejlődés – főleg a karsztosodás – sajátosságai a jégkorszakokban. – In: *BARÁZ Cs.* (szerk.): A Bükki Nemzeti Park - Bükki Nemzeti Park Igazgatósága, Eger, p. 101-107.

A TIHANYI-FÉLSZIGET ALGÁS EREDETŰ FORRÁSÜLEDÉKEI- NEK ÁSVÁNY-KŐZETTANI VIZSGÁLATA

KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER¹-KALMÁR JÁNOS¹-VERESS MÁRTON²

¹Magyar Állami Földtani Intézet; H-1142 Budapest, Stefánia út 14,
kp@mafi.hu

²Berzsenyi Dániel Főiskola, Természettudományi Főiskolai Kar, 9700
Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4., vmarton@bdtf.hu

Abstract: In this paper, the carbonatic, silica-bearing, iron oxy-hydroxide and clay minerals of primary and secondary deposits were presented. The main part of the fine grainad carbonate (calcitic and dolomitic sediments) was formed by activity of Cyanophytae in hot water pools. The limestone was replaced by hydrothermal, cryptocrystalline and amorphous silica with a scarce metallic pound. The hydrothermal phenomena is tied to the late Pliocene phreatomagmatic activity.

1. Kutatástörténet

A Tihanyi-félsziget gejzirkúpjai című KAC pályázat keretén belül (VERESS 2003) elkészült a források által lerakott üledék részletes ásvány-kőzettani vizsgálata, amelynek eredményeit e tanulmányban kívánjuk ismertetni.

A Tihanyi-félsziget forrásmészköveinek a bemutatása a magyar földtani irodalomban először ZEPHAROWITZ (1856) és BÖCKH (1874) tanulmányaiban történtek meg. A képződmények LÓCZY (1913) szerint gejzirműködés során alakultak ki. A forráskúpok anyagát HOFFER (1943) vizsgálta meg. Szerinte a kúpok anyaga nem gejzirit, hanem mészkő és „hidrokvarcit”. A kúpok szerkezete kétosztatú, alsó részük lemezes („mész hártyakő”), felső részük porózus, mészből és hidrokvarcitból áll. A mész a mezozoós mészkövekből, a kvarc a permi homokkőből vagy a pannon homokból származik. A kúpok kora pleisztocén.

VARRÓK (1957) a forráskúpokat szintén gejzirműködéssel hozza kapcsolatba. Szerinte a kúpok kialakulásánál három fázis különböztethető meg: (1) „szennyezett” kalcit kiválása; (2) a kalcit kioldódik, helyette durvakristályos „szferokalcit” keletkezik; (3) kétféle kovaanyag keletkezik: a kalcitot kiszorító finomszemcséjű kovaanyag és hézagmenti, sugaras kioltású kvarc. A gejzirek működését a terület kétszakaszos vulkáni tevékenységének a második szakaszában, a pleisztocén elején tartja valószínűnek.

LÁNG (1970) szerint a kúpok gejzirek működésével képződtek, a Mindel glaciálisban.

VERESS (2003) tipizálja a kúpokat, értelmezi a különböző kúpok ki-fejlődését a kúpok formáinak a kialakulását és bemutatja a posztvulkáni működés hidrodinamikai modelljét.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a Tihanyi-félsziget forrásüledékei helyzetéről és a vulkáni tevékenységgel való kapcsolatairól számos munka jelent meg, de ezek jellegükből eredően nem terjednek ki az üledékek ásvány-kőzettani ismertetésére, a karbonátos és kovás kőzetek viszonyának pontosítására és a litológiai leírások nélkülözik a modern terminológia kívánalmait. Ezért találtuk célszerűnek a rendelkezésünkre álló kőzetanyag részletes ásványtani és kőzettani vizsgálatát.

2. A Tihanyi-félsziget természeti adottságai

A Tihanyi-félsziget a Balaton medencéjét két részre osztó, ÉNy-DK irányú földnyelv (*1. ábra*), amely aljzatát a szilúr korú Lovas Agyagpala Formáció és a rátelepülő, perm kori Balatonfelvidéki Vörös Homokkő Formáció képezi. Erre települt a többszáz m vastag triász mészkő és dolomit rétegsor, amely a felszínen Tihanytól 3-4 km-re jelenik meg. A vulkáni összlet felszínen is megjelenő közvetlen fekéjét a miocén törmelékes és meszes üledékei képezik, a Dunántúli Egységhez (9,0-7,4 Mév) tartozó pannon agyag, homok és konglomerátum, valamint az alatta lévő pórusos mészkő, jelentős rétegvíz-potenciállal.

A Tihanyi-félszigeten lezajlott vulkáni tevékenység freatomagmás jellegű volt, a Bakony-Balaton vulkáni terület részeként. MARTIN – NÉMETH (2004) a tihanyi területen nyolc litofáciest különböztet meg: a négy freatomagmás litofáciest (PH-1, PH-2, PH-3 és PH-4), az üregkitöltő lapilli-fáciest (PHLD), Stromboli- és Havaii-típusú lágakitörés és habláva litofáciest (MS & MSH) és a két tavi maar litofáciest (ML-1 és ML-2). A vulkáni-törmelékes összletekben végzett szedimentológiai vizsgálatok és a geofizikai adatok alapján azonosíthatók voltak az egykori vulkáni központok, amelyek három (északi, középső és déli) területeken koncentrálnak. Közülük a legjobban feltárt központ a Barátlakások helyen látható. A vulkáni tevékenység jellege közvetlen összefüggésben van a Tihanyi-félsziget aljzatában jelen lévő karsztos és pórusos víztározókkal, amelyekből a feltörő magma hatására explóziós tufa- és lapilliszórás, láva-kilövelés ment végbe. A K/Ar meghatározások a magmás folyamatok korát 7,8–6,6 millió évre datálják.



1. ábra: A Tihanyi-félsziget forráskúpjai, VERESS (2003) után
 Fig. 1: Spring cones of Tihany peninsula, after VERESS, 2003)

3. A gejzirkúpok üledékeinek összetétele

3.1. Anyag és módszer

A terepi munkálatok során azonosított 75 gejzirkúp közül az Aranyház, Fél-bevágott-kúp, Nyereg-hegy és a köztes területek képződményeiből, 48 mintából készültek vékony csiszolatok, háromból felületi csiszolat, 57 röntgen-és termikus vizsgálat, tíz pásztázó elektronmikroszkópos felvétel, 16 teljes kémia, két dilatometrikus mérés és három C és O stabil izotóp meghatározás. A minták a gejzirkúpok szelvényeiből, jellegzetes pontjaiból és a köztes területről származnak. Az ásvány-kőzettani vizsgálatok célja elsősorban a forrásüledék valós összetételének a megismerése volt, s ennek alapján az

üledék keletkezésére és későbbi elváltozásaira vonatkozó információk szerzése. Ez által követhető lesz a félszigeten végbement freatikus-hidrotermális tevékenység kifejlődése és kapcsolata a környező terület vulkáni tevékenységével.

A továbbiakban a minták megjelölésénél a következő rövidítéseket használtuk: A, Aranyház; II, Félbevágott-kúp; N, Nyereg-hegy; T, az Aranyház környéke. Ahol a minta csak számmal lett megjelölve, a mintavétel névtelen kúpok anyagából történt és a minta száma a megmintázott kúp sorszámaival egyezik meg.

3.2. Az üledék ásványos fázisai

3.2.1. Karbonátos ásványok

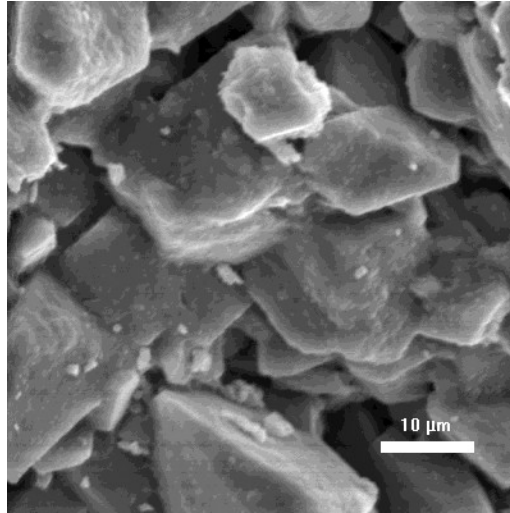
Az elsődleges üledék (és részben a másodlagos lerakódások) fő anyagát a karbonátos ásványok alkotják. Jelen vannak a kalcium-, magnézium- és vas karbonátjai, amelyek különböző megjelenésű és összetételű ásványokat, ásványi fázisokat képeznek

- *Mikrit*: Az Aranyház és a Félbevágott-kúp mintái nagyrészt igen finomszemű karbonátból – mikritből – állnak, amely röntgendiffrakciós és termikus vizsgálat alapján tiszta, vagy max. 5 mol % magnézium beépülést tartalmazó kalcit. A pásztázó mikroszkópos felvételeken a mikrit szemcséi 2-5 µm-es, rizszem alakú, lekerekített romboéderekként jelenik meg. A másodlagos karbonátos képződmények között a mikrit a póruskitöltésekben képez szivacsos, morzsás, limonittal színezett tömegeket (N-9 minta).

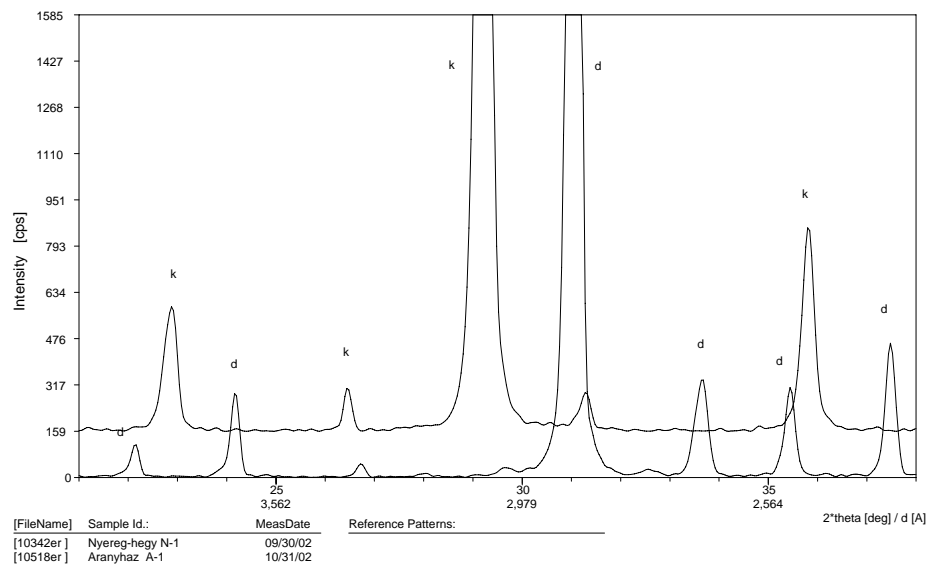
- *Mikropátit*: Az elsődleges mészkő egyik lényeges komponense a mikrit átkristályosodásából kialakult, kissé zavaros mikropátit, amely 15-25 µm-es szemcséket képez, sávokba, szalagokba, lencsés vagy szabálytalan, max. 1 mm-es fészkekbe csoportosulva. Pásztázó elektronmikroszkópos felvételeken a mikropátit hipidiomorf kristályalakokat ölt, helyenként ikerlemezekkel; látható a folyamatos átmenet a mikrit és a mikropátit között (*1. kép*).

- *Pátit*: A másodlagos kalcit fő megjelenési formája a 0,05-0,6 mm-es, részben sajátalakú, részben alotriomorf, üde, víztiszta, színtelen vagy enyhén zöldes, ritkán ikerlemezes pátit, esetenként 0,03-0,08 mm-es, kerekded, kristályirányított, kétfázisos zárványokkal. Optikai és termikus jellemzői alapján anyaga tiszta kalcit.

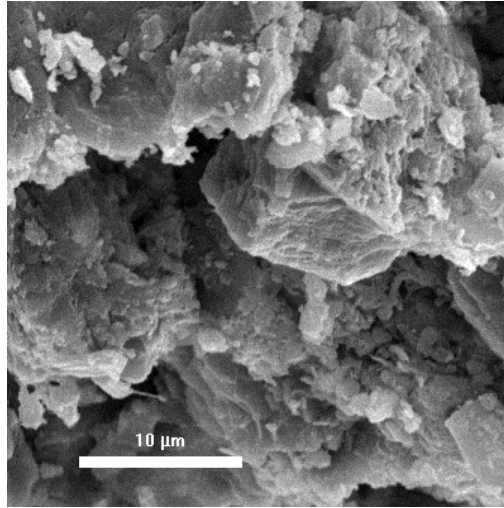
- *Mg-kalcit*: Csak röntgendiffraktogramokon megjelenő, 7 mol % magnéziumkarbonátot tartalmazó karbonát az 1 és 3 mintákban.



1. kép: Mikropátit-fészkek a dolomikritben. N-1 minta, pásztázó elektronmikroszkópos fotó
 Picture 1: Microspar nests in dolomiticrite. Sample N-1, SEM picture

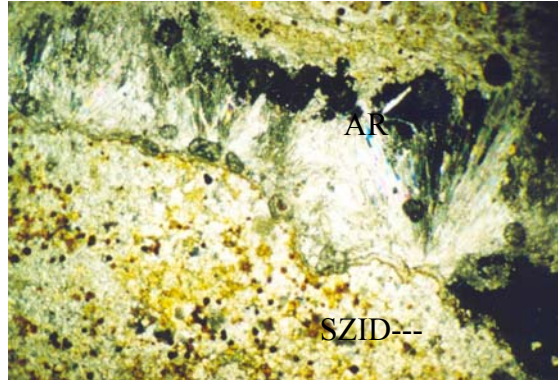


2. ábra: Karbonátos kőzetek röntgendiffrakciós diagramja (1). k, kalcit; d, dolomit
 Fig. 2: X-ray diffractograms of carbonatic rocks (1). k, calcite; d, dolomite



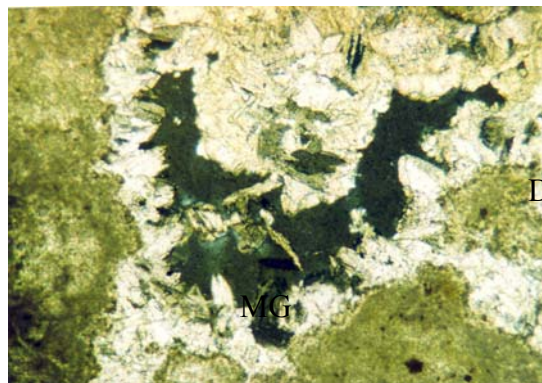
2. kép: Mikrit: kalcitszemcsék lemezes agyagásványokkal, A-6 minta, pásztázó elektronmikroszkópos fotó.
Picture 2: Micritic calcite grains with clay mineral lamellae, sample A-6, SEM picture

- *Dolomikrit*: A Nyereg-hegy finomszemű karbonátja optikai mikroszkóppal nem azonosítható, de a röntgendiffrakciós és termikus vizsgálatok alapján (2. ábra) a mikrites kőzetminták összetétele tiszta, illetve alacsony vastartalmú dolomit. A pásztázó elektronmikroszkópos képeken a nyereghegyi mikrit 3-6 μm -es romboéderekből áll, jellegzetes görbe, domború vagy lépcsőzetes kristálylapokkal, 0,2-0,5 μm -es, babszem alakú goethit-kiválásokkal (N-1 minta).
- *Dolopátit*: A Nyereg-hegyi átkristályosodott mikritben a sárgás, fűrészfogalakú (mikro-) pátit kiválások anyaga valószínűleg vastartalmú dolomit (T-1 és N-5 minták). Ugyancsak (enyhén vasas) dolomit a másodlagos üreg- és repedés kitöltésekben megjelenő, sárgás, esetenként zónás, romboédes, 0,1-0,4 mm-es karbonát (N-1, N-2 és N-9 minták).
- *Magnezit*: Másodlagos ásvány, amely lapos romboéderekben, kissé zöldes, fenyőtű alakú, a dolomitnál és a kalcitnál alacsonyabb törésmutatójú kristályokban, algagumók pátitos kitöltésében vagy dolomittal társulva erekben, geodákban jelenik meg (N-1, N-10, T-2 minták, 4. kép), valamint ezek röntgendiffrakciós felvételein (N-6 és 12. mintákban is).
- *Sziderit*: A mikropátitban barna koszorúval körülvett, vöröses szemcséként (N-8 minta), a másodlagos üreg- és repedés kitöltésekben szintén gömbölyű, 0,03-0,05 mm-es szemcsékből összeálló, morzsás, javarészt oxidált tömegekben megjelenő ásvány (11 minta) eredetileg sziderit volt (7. kép), amely a 11/3 minta difraktogramján is megjelenik.



3. kép: Aragonit (AR) repedéskitöltés a dolomikritben, limonitosodott szideritzemcsékkel (SZID), N-14 minta, + nikolok, a kép hossza 4 mm.

Picture 3: Vein filling aragonite (AR) in dolomiticrite, with limonitized siderite grains (SZID), sample N-14, + nichols, the length of photo is 4 mm.



4. kép: Sajátalakú magnezit (MG) és dolomit (D) a dolomikrit pórusaiban, N-1 minta, + nikolok, a kép hossza 4 mm.

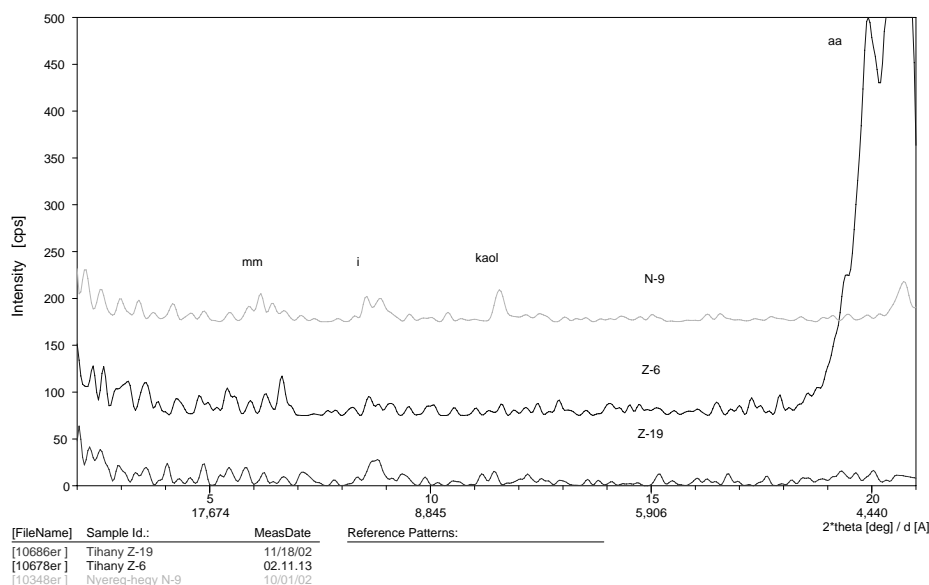
Picture 4: Euhedral magnesite (MG) and dolomite (D) in pores of the dolomiticrite, sample N-14, + nichols, the length of photo is 4 mm.

- *Aragonit*: Másodlagos ásvány, amely repedésekben szálás-tűs kévéket (N-14 minta, 3. kép), üregekben limonitkérges, sugaras, tojásdad ooidokat képez (A-3 minta); megjelenik több pátos-érkitöltéses minta röntgendiffrakciós diagramján is (A-4 és A-5 minták).

3.2.2. Agyagásványok

Az elsődleges karbonátos kőzetekben kis részarányban jelen vannak az agyagásványok, amelyek optikailag nem azonosítható, szürke port képeznek a karbonátos szemcsékben vagy a szemcsék között. A pásztázó elektronmik-

roszkópos felvételeken (A-6 minta) láthatók a kalcit vagy dolomit romboéderekre tapadó, szabálytalan vagy hatszögletes, 0,6-2,2 µm-es agyagásvány-lemezkék: montmorillonit, illit és kaolinit (2. kép).

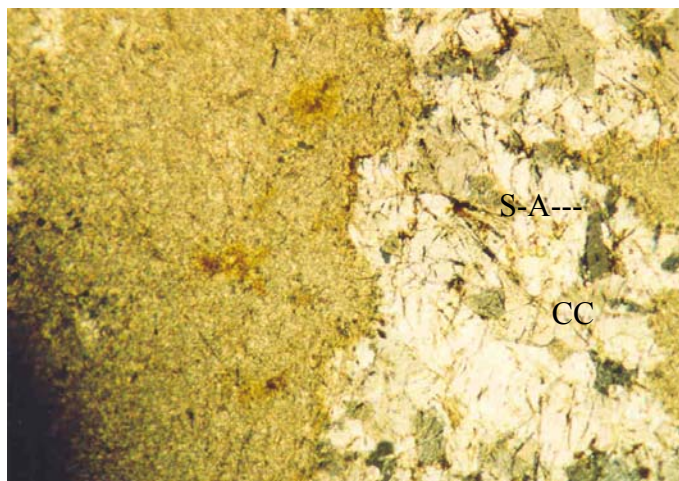


3. ábra: Karbonátos üledékminták röntgendiffrakciós diagramjai (2)
Fig. 3: X-ray diffractograms of carbonatic sediment samples (2)

A röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján montmorillonitot, illitet, illit-montmorillonit kevertszerkezetű ásványt és kaolinitot azonosítottunk, max. 7%-os részarányban.

Az agyagásványok, mint a 3. ábrán is látható röntgendiffrakciós felvételek mutatják, kis mennyiségben jelennek meg. Bázisreflexióik kis intenzitásúak, diffúzak. Nagyobb mennyiségre utal az agyagásványok közös reflexiója (aa), ami 4,5 Å d értéknél jelentkezik.

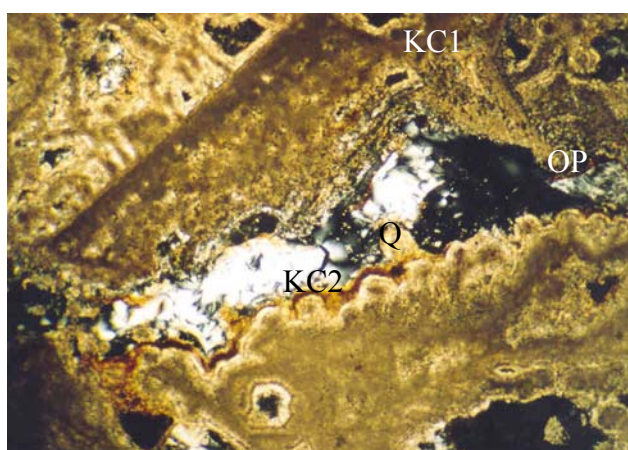
A másodlagos ásványi fázisok között öt mintában (A-1, A-2, A-6, A-7 és T-3) találtunk pátos kalcittal társuló, 0,01-0,02 mm széles, max. 0,5 mm hosszú, ívesen meghajló, kékbe vagy szabálytalan kötegekben megjelenő, halvány zöldesbarna, gyengén pleokróos, szális kristályokat, amelyek megjelenésük és optikai tulajdonságaik alapján az attapulgit-szepiolit agyagásványcsoporthoz rendelhetők (5. kép). Kis részarányuk miatt nem jelentkeznek a diffraktogramokon.



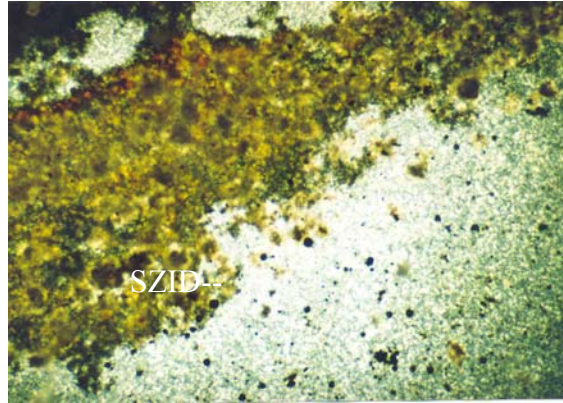
5. kép: Szepiolit-attapulgit agyagásvány (S-A) pátos kalcitban (CC), A-1 minta, + nikolok, a kép hossza 4 mm.
 Picture 5: Clay minerals from sepiolite-attapulgit group (S-A) in spare calcite (CC), sample A-1, + nichols, the length of photo is 4 mm.

3.2.3. SiO_2 -ásványok

A SiO_2 ásványok, ill. ásványi fázisok másodlagos képződmények, amelyek a karbonátos kőzetet vagy a másodlagos ásványokat szorítják ki. A vizsgált mintákban a következőket azonosítottuk:



6. kép: Két generációs kalcedon (KC1 és KC2), kvarc (Q) és opál (OP) egy póruskitöltésben, 5. minta, + nikolok, a kép hossza 4 mm.
 Picture 6: Two generation of chalcedony (KC1 and KC2), pore filling quartz (Q) and and opale (OP), sample 5, + nichols, the length of photo is 4 mm.



7. kép: Limonitkoszorús szideritszemcsék (SZID) a dolomikritben, N-8 minta, II nikolok, a kép hossza 4 mm.
 Picture 7: Siderite grains with limonite rims (SZID) in dolomitic rock, sample N-8, II nichols, the length of photo is 4 mm.

- *Kvarc*: A karbonátos kőzetekben szórványosan megjelenő, korrodált kvarciszemcsék extraklasztokon kívül (A-7 minta) a kvarc másodlagos ásványként az erek, pórusok kitöltéseinek közepén, üde, víztiszta szemcsék mozaikját (5 minta, 6. kép) vagy a kalcedonban lévő geodák hipidiomorf bélést képezik (N-16 minta), gyakran szabad szemmel is látható kristályokban (T-2 minta)
- *Kalcedon*: Másodlagos kriptokristályos ásványi fázis, amely az optikai mikroszkóppal három különböző megjelenésben látható: (6. kép) irányítatlan, zavaros, szürke tömeg (N-16 minta), 0,05-0,1 mm-es csillagok, rozetták, kék halmaza (6 minta), ill. algalapellitoid pszeudomorfózis (N-9 és T-2 minták) és körkörös, zónás, sugaras szerkezetű félgömbök és hullámos kerek, üregek falain, repedésekben (A-9, N-9 és T-2 minták) vagy gömbalakú, sugaras-zónás szerkezetű kiválások a kriptokristályos kovában (N-3 minta)
- *Tridimit*: Az N-16 minta kriptokristályos, optikailag nem azonosítható része a röntgendiffrakciós vizsgálat szerint 16% magas hőmérsékletű SiO₂-ásványt, tridimitet tartalmaz 64 % kvarc mellett.
- *Opál*: A másodlagos ásványok között két szakaszban megjelenő hidratált kovagél az üregek, pórusok, repedések belsejében (A-9 minta), ill. a másodlagos ásványok nagy részét – az üregkitöltő opált is beleértve – átszelő ereket tölti ki (N-10 minta). Az opál szintelen vagy sárgás, helyenként kontrakciós hajszálrepedéseket tartalmazó ásványi fázis, karbonát, kova vagy limonit-ásványokkal (A-5 minta), gázbuborékokkal (A-11 minta), szórványos átkristályosodási göccsel (N-2 minta). Az opál a röntgendiffraktogrammon mint amorf fázis jelenik meg.

3.2.4. Vas oxihidroxidok

Az elsődleges karbonátos kőzetben az 1%-ot meg nem haladó, 0,02-0,05 mm-es, négyszögletes, vagy szabálytalan, karéjos, barna szegélyes opak szemcsék valószínűleg limonittá oxidálódott vasásványok (sziderit – 7. kép, pirit, markazit) maradványai (T-1 minta). Tulajdonképpen ezek is, akárcsak a vas oxihidroxidok nagy része másodlagosan képződött ásványi fázis, amelyekben a következőket azonosítottuk:

- *Hematit*: Nyomokban a vörös színű II/2 mintában a röntgendiffrakciós vizsgálat alapján.

- *Goethit*: A Félbevágott kúp mintáiban 1–5%-os részarányban és szórványosan a többi lelőhelyeken látható, így pl. az N-2, N-3, 11 és 20 mintákban, amelyekben sötét barnászörös, erősen pleokroós, vagy opak, sugaras vagy szabálytalan szálakból álló halmazokat képez, a pátos kalcit alatt és benne vagy az erek falán redőnyös szalagokban jelenik meg (A-2 és A-8 minták)

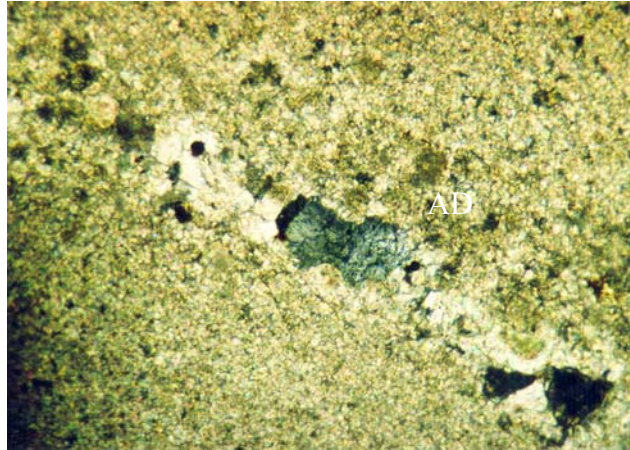
- *Limonitgél*: Világosbarna, morzsás szemcséket, kérgeket, halmazokat képez a kalcedonban (5 minta), a kalcedon/karbonát határon (N-2 és 11 minták), alagumók, laminák (9. kép) és ooidok kérgében (A-3 minta), erekben, pórusok kitöltésében. A limonitgél keletkezése végig követhető az ásványképződés összes fázisában.

3.2.5. Földpátok

A mikroszkópos vizsgálat során szórványosan megjelenő plagioklász- és mikroklin extraklasztokon kívül (amelyek a röntgendiffrakciós felvételeken is megjelennek, 1-3%-os részarányban) az N-15 mintában a kalcitérben több adularszemcsét azonosítottunk (8. kép).

3.2.6. Szulfidok, szulfátok

Valószínű, hogy a mikritben lévő, szegletes, limonitosodott opak ásványok, valamint a gömbölyded limonitszemcsék a kalcedonban eredetileg *pirit* és/vagy *markazit* voltak. Az N-16 mintából készült felületi csiszolatban a limonitmezőkben 0,006-0,012 mm-es pirit-reliktumokat, sugaras kalcedonban lemezes, 0,010-0,017 mm-es markazitot találtunk. Az N-15 mintában az adularrt is tartalmazó kalcitérben háromszögletes, széleiken borostyánkő színű *szfalerit*kristályok is láthatók (8. kép).



8. kép: Adulár (AD) és szfalerit (SZF) egy pátos kalcitérben.(CC), N-15 minta, + nikolok, a kép hossza 2,5 mm.
 Picture 8: Adular (AD) and sphalerite (SZF) in a spare calcite vein (CC), sample 5, + nichols, the length of photo is 2,5 mm.

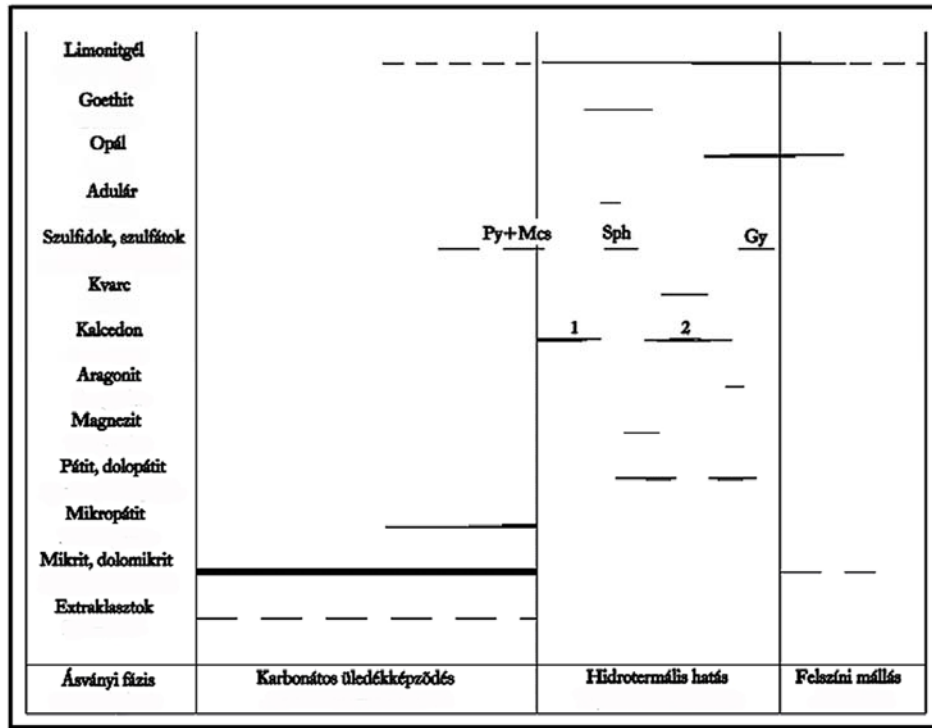
A gipsz az utolsók között van másodlagos ásványok keletkezési sorrendjében. Legyezőszerű, gyöngyházfényű, sugaras halmazokat képez az üregek kitöltésében (N-3 és N-4 mintákban) és hintve számos más mintában a röntgendiffrakciós vizsgálat alapján.

3.2.7. Extraklasztok, bioklasztok, szerves maradványok

A karbonátos kőzetek igen kis hányadát képezik az *extraklasztok*: a kívülről (porhullásból?) származó, hullámos kioltású kvarc-, ikerlemezes plagioklász- és mikroklinszemcsék, kifakult csillámlapocskák, 0,01-0,02 mm-es cirkon- és titanitszemcsék. Az N-14 mintában egy 1,5 mm-es, erősen limonitosodott hólyagos bazalt habláva-töredék látható, amely valószínűleg a közvetlen aljzatról származik.

A mikritben csak néhány mintában találtunk *bioklasztokat*: 0,02-0,05 mm vékony, hajlított, meszes váztöredéket (gasztropoda vagy osztrakoda? A-2, A-6, N-2 és N-7 minták). Szintén a mikritben, az algás eredetű képződményeken kívül több helyen azonosítottunk 0,2×1,5 mm-es, szálas-sejtes szövetű, elmeszesedett *növényi töredéket* (N-13 minta, 13. kép).

Az ásványok, ásványi fázisok keletkezési sorrendjét a 4. ábrán szemléltetjük.



4. ábra: A vizsgált forrásüledékek ásványainak kiválási sorrendje (Py+Mcs, Pirit és markazit, Sph, szfalerit, Gy, gipsz)
 Fig. 4: Succession of minerals of the studied spring sediments (Py+Mcs, pyrite and marcasite, Sph, sphalerite, Gy, gypsum.)

3.3. A forrásüledék közettana

A fent felsorolt ásványok két, időben és esetenként térben is elkülönülő együttest képeztek: az elsődleges üledéket és a másodlagos ásványok asszociációját.

3.3.1. Az elsődleges üledék

A mikroszkópos vizsgálat azt mutatja, hogy a gejzirkúpok elsődleges üledéke finomszemű karbonátos jellegű volt és ez képezte a későbbi elváltozások és lerakódások közettani háttérét. A karbonátos kőzetek *FOLK* (1959) és *TODD* (1966) által ajánlott nevezéktanát használva, amelyet *FORD-PENDLEY* (1994) a mésztufák és travertinek osztályozásában is elfogad,

elsődleges kőzetként mudstone-típusú mikrit (mikropátitos pelletit, laminit), intraklasztos és grapestone típusú pelszparit azonosítható.

A *mudstone* vagy *kalcilutit* (mész- vagy dolomitiszapból keletkezett) mészkő teljesen vagy részben mikronos nagyságú karbonátszemcsékből, mikritből tevődik össze. A kőzet igen finomszemű, egynemű, sem szabad szemmel, sem mikroszkóp alatt nem láthatók az ásványi összetevői, csak esetenként jelenik meg egy-egy azonosíthatatlan váztöredék (bioklaszt), korrodált kvarc- vagy földpátszemcse, kőzettörmelék (bazalt habláva, N-14 minta), kifakult csillámlap, rutil, cirkon (extraklasztok), vagy elmosódott foltokban opak ásványok pora.

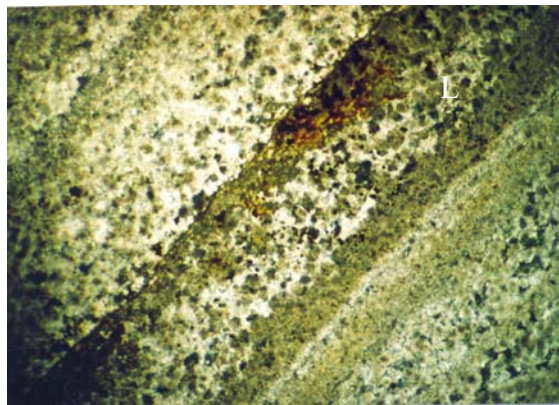
A tömeges, mudstone-típusú mikritben gyakran 0,06-0,15 mm-es, kerek vagy elliptikus, szintén mikritből lévő testek, pelletek különböztethetők meg, szorosan egymásba „*csomagolva*” vagy szabadon „*úszva*” az őket egybefogó, kissé zavaros mikropátitba – 15-25 µm-es kristályos karbonátba; ez a *pelletit* vagy a *mikropátitos pelletit*. Egyes mintákban látható, hogy a mudstone valójában egymásra halmozódott, majd összefolyt, homogenizálódott pelletekből keletkezett.

Számos vizsgált mintában a mikrit 0,05-0,1 mm széles lemezeket, sávokat képez, melyek vagy folyamatosan mennek át a következő mikropátitos sávba, vagy éles, esetenként limonithártyás határral. A mikrites és mikropátitos lemezek váltakozásából jön létre a *laminit* (N-10 minta, 9. kép), amelynél gyakran látható az átmenet a pelletitbe vagy a tömeges mudstone-ba.

Optikailag nem különböztethető meg a mikrites mészkő a szintén mikrites dolomittól (dolomikrit), de a röntgendiffrakciós és termikus vizsgálatok kimutatták, hogy a Nyereg-hegyből származó minták dolomitből, míg az Aranyház mintái kalcitból vannak, úgy a tömeges mudstone-típus, mint a laminites vagy pelletes változatok (2. ábra). Ugyancsak a röntgendiffrakciós vizsgálat mutatta ki, hogy a mikrites kőzetekben a mikroszkópal nem azonosítható agyagásványok (illit, montmorillonit, kaolinit) is jelen vannak, pár százalékos részarányban.

A fent jellemzett finomszemcsés mészkő- ill. dolomittípusok szerkezetük és szövetük alapján algás eredetűnek minősíthetők, akárcsak számos, hasonló forrás esetében (pl. Kirşehir és Kayabaşı, *ATABEY*, 2002). A kis mélységű, napfénynek kitett, táp- és nyomelemekben gazdag és meleg forrásvíz medencéje ideális élőhely a magas hőmérsékletet (70-80 C°) is kibíró zöldeskék algáknak (*Cyanophytae*), amelyek sejtjei egy átlátszó, polizaharid összetételű nyákban, század mm-es hártályokban (biofilmekben) tapadnak az aljzatra (*PENDLEY*, 1994). A fotoszintézis során a vízben oldott, egyensúlyi széndioxidból, s ha ez elfogyott, az oldott hidrogénkarbonátokban kötött

CO₂-ből táplálkoznak, mindaddig, míg a kicsapódó, 0,2-1µm-es nagyságú karbonátszemcsék és a vízben lebegő, a nyákba beragadó egyéb szilárd részecskék el nem zárják a fénytől az algasejteket, s ezek egy része elpusztul. Így keletkezik az első meszes hártya, amelyen aztán megtapad a következő algatenyészet és így tovább. A sekély tengerek sztromatolitjaihoz hasonlóan (LOGAN 1961) több m vastag, finoman laminált, lemezes mészkőlerakatok jönnek létre, vagy ha a még képlékeny algaşőnyeg összefolyik (VASCONCELOS-McKENZIE, 1997), a méteres padokat képező, homogén, mikrites mészkő. Az így keletkezett kőzetben megtalálhatók a szerves anyag elbomlásából, erjedéséből keletkezett gázbuborékok, amelyek a tihanyi anyagban is láthatók.

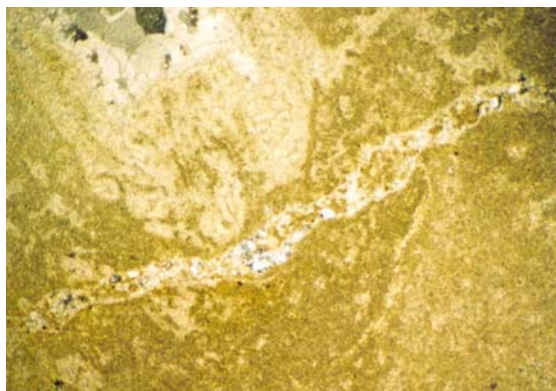


9. kép: Laminit: mikrites és mikropátitos lemezek váltakozása; a középső mikrites lemezen limonitkéreg (L). N-10 minta, II nikolok, a kép hossza 4 mm.

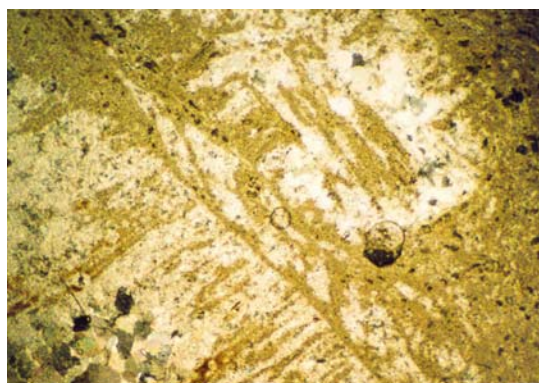
Picture 9: Laminit: alternance of micritic and microsparitic ribbons, with a limonitic crust in the center (L). Sample N-10, II nichols, the length of photo is 4 mm.

Magyarázatra szorul az a tény, hogy egymástól mindössze pár száz méterre fekvő gejzirkúpok karbonátos anyaga miatt különbözik: miért kalcitos az Aranyház mikritje és miért dolomitos a Nyereg-hegyé?

Mint ismeretes, vizes hidrogénkarbonát oldatból a kalcium karbonát kiválása egyaránt lehetséges normál, illetve meleg vízben (BATHURST, 1975)., míg a dolomit, mint elsődleges ásvány csak 64 °C fölött keletkezhet; ez alatt a Mg⁺² ionok oldatban maradnak; esetleg magnéziumtartalmú kalcit is képződhet, de csak biogén hatásra



10. kép: Grapestone típusú pelszpárit, amelyet egy kalcedonér szel át. A-6 minta, II nikolok, a kép hossza 4 mm.
 Picture 10: Grapestone-type pelsparite, traversed by a chalcedony vein. Sample A-6, II nichols, the length of photo is 4 mm.

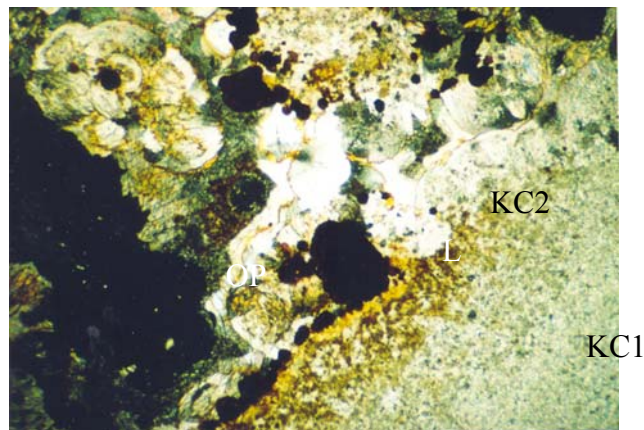


11. kép: Mikrobreccsás pelszpárit, részben kalcedonnal helyettesítve. A-10 minta, II nikolok, a kép hossza 4 mm.
 Picture 11: Pelsparitic microbreccia, partially replaced by chalcedony. Sample A-10, II nichols, the length of photo is 4 mm.

Ha a Tihanyi-félszigeten lejátszódó gejzírtevékenységet egy közös hőközponthoz kötjük, kevés a valószínűsége annak, hogy az egymás közelében lévő források hőmérséklete között lényeges különbség legyen. Ezért feltételezhető, hogy a két forrás különböző időpontban keletkezett: a Nyereg-hegy a tevékenység kezdetén, forró vízben, az Aranyház viszont később, amikor a kiáramló víz hőmérséklete 64 °C alá csökkent.

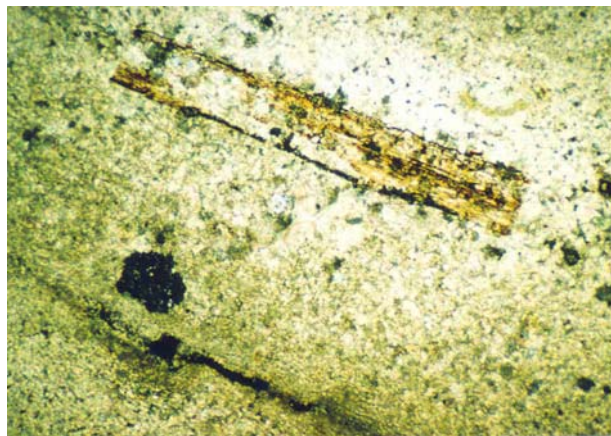
A szórványosan megjelenő, valószínűleg eolikus eredetű kvarc, földpát és kőzettöredék-szemcséken és csillámlapokon kívül az eredeti karbonátos kőzet csak intraklasztokat, saját anyagának törmelékeit tartalmazza. A 0,1-0,4 mm-es, szegletes mikrit-darabokat vagy a hengeres szemcséket mikropátit köti össze (*intraklasztos pelsparit*) vagy szorosan egymásba fogazódó halmazt alkotnak (*intraklasztos mikrobreccsa*, A-10 minta, 11. kép).

Nem ritkák a mikropátitos kalciterekkel behálózott álbreccsás szerkezetek sem. Végül megjelenik a szőlőfürtként egymásba tapadó pelleték halmazából kialakult grapestone-típusú *pelszparit* (A-6 minta, 10. kép).



12. kép: Finomszemcsés kova (KC1), sugaras kalcedon (KC2), limonit (L) és opál (OP) üregkitöltés, N-9 minta, + nikolok, a kép hossza 4 mm.

Picture 12: Fine grained flint (KC1), void filling fibroradial chalcedony (KC2), limonite (L) and opale (OP), sample N-9, + nichols, the lenght of photo is 4 mm.



13. kép: Karbonátosodott növénytöredék a mikropátitos, laminált forrasmészőben, N-13. minta, II nikolok, a kép hossza 4 mm.

Picture 13: Carbonatized plant fragment in micropartic, laminated spring limestone, sample N-13, II nichols, the lenght of photo is 4 mm.

3.3.2. A karbonátos üledékben történt szingenetikus változások

Az elsődleges üledékben nyomon követhetők az üledékképződés korai szakaszában történő változások és a közetté való szilárdulás folyamata.

- *Szingenetikus deformációk*: A még képlékeny mészsizapból keletkezett finomszemű mészkőben helyenként láthatók a folyásra utaló nyomok (N-11 minta), valamint az elnyírt gázbuborékokból létrejött kerekded vagy féregjárszerű pórusok (A-3 és N-12 minták), körkörös, kontrakciós hajszálrepedésekkel (N-9, N-12 és T-1 minták) Az üledékképződés elsődleges fázisának végén, az algás folyamatok időszakos megszakítására utalnak a bekérgező limonithártyák és a száradási repedések (A-8 és 12 minták).

- *Mikropátitos átkristályosodás*: A képlékeny karbonátos üledékben már közvetlenül a keletkezésük után megkezdődött a szilárdulást eredményező átkristályosodás. A mikropátitos átkristályosodás a laminiteknél egyértelmű. A mikropátitban még látható a mikrit foltos, zavaros szerkezete, de már megjelennek a dolomit, sziderit és pirit kiválások.

- *Pátos átkristályosodás*: A mikrites és mikropátitos üledékben foltokban észlelhető a nagyobb méretű, pátos kristályok keletkezése, a 0,5 mm-es kalciumszemcséké és a sajátalakú dolomité („*dolorhomb*”). A kristályok üdék, tiszták, az opak anyag a kristályokon kívül, az átkristályosodott zóna peremén képez szegélyeket, hárttyákat. Ugyancsak pátos karbonát tölti ki a száradási repedéseket és a gázbuborékok egy részét

Mindezek a folyamatok a karbonátos üledék megkeményedéséhez vezettek, amely a további elváltozások (kovásodás, limonitosodás) előtt már megtörtént.

3.3.3. Epigenetikus kovásodás, hidrotermális és recens érkitöltés

A megszilárdult karbonátos kőzetben másodlagos elváltozások, helyettesítések, repedések keletkezése és kitöltése észlelhető.

- *Kovásodás*: A javarészt finomszemű mészkő szemcséit számos mintában kova helyettesítette. A kova megjelenik a szemcséközi, finom pórusokban, a laminák felületén, kiszorítja a mikritet és a mikropátitot, majd az egész kőzetet, amelyben az eredeti karbonát csak reliktumokként marad meg. Ezek a reliktumok általában megőrzik a mészkő eredeti szövetét.

A kova első generációja, amely kalcedonból, (=kriptokristályos kvarcból), amorf fázisból (opálból) vagy egy esetben krisztobalitból áll, igen finomszemű, szerkezetnélküli és a kis mennyiségű opak ásványoktól és a karbonátos reliktumoktól eltekintve gyakorlatilag monominerallikus jellegű kőzet. A második generáció, amely az első kiszorítja és kitölti egyes póru-

sokat, szálasképzésű szerkezetű (6. kép), üde csokrokat, rozettákat, körkörös zónás, 0,5-1 mm-es gömböket képez, mozaikos kvarcból álló maggal. Gyakran limonittal színezett zónákat, -hártyákat tartalmaz (N-3 minta); a limonit szegélyeket képez az üde kiválások körül (A-9 minta).

- *Repedések*: Az említett kontrakciós és száradási repedéseken kívül a karbonátos kőzetben, beleértve a kovásodott részeket is, három generációs, széthúzó jellegű repedések észlelhetők. Az első közvetlenül a tömeges kovásodás után keletkezett, a második a pátos karbonát érkitöltést keresztezi, míg a harmadik a tömeges limonitképződés és a mészszip-pagya megszilárdulása után keletkezett. A szakításos jellegre a repedésfalak egyenetlen, szegletes, ásványszemcsék határát követő vonala és a falakból levált törmelék-, „szigetek” tanúskodnak (A-5, N-11 és 12 minták). A két repedésfal egymáshoz viszonyítva csapásirányban nem mozdult el.

- *Repedés- és üregkitöltés*: A repedések mentén a környezetüknél magasabb hőfokú oldatok áramlottak, amelyek a repedésfalakat képező kőzetben átkristályosodásokat, színváltozást okoztak (A-6 és A-9 minták).

Az I. generációs repedések falain hullámos, sugaras kalcedonkérges képződtek, gyakori limonitszalagokkal (A-8 és N-4 minták), amelyre üde, sugaras, legyezőszerű kalcedon telepedett, gyakori oszlopos vagy mozaikos kvarckiválásokkal. A limonittá oxidált pirit és markazit szintén itt található. Ugyancsak ezekben a repedésekben jelenik meg a gipsz (N-3 és N-4 minták), valamint az aragonit is (N-14 minta). A repedés tengelyét rendszerint opál vagy opál+limonit tölti ki (N-2 minta, 12. kép). Ezek a repedések átszelik a pórusokat, az üde kalcedonfészkeket és a karbonátos kőzetek kiválásait.

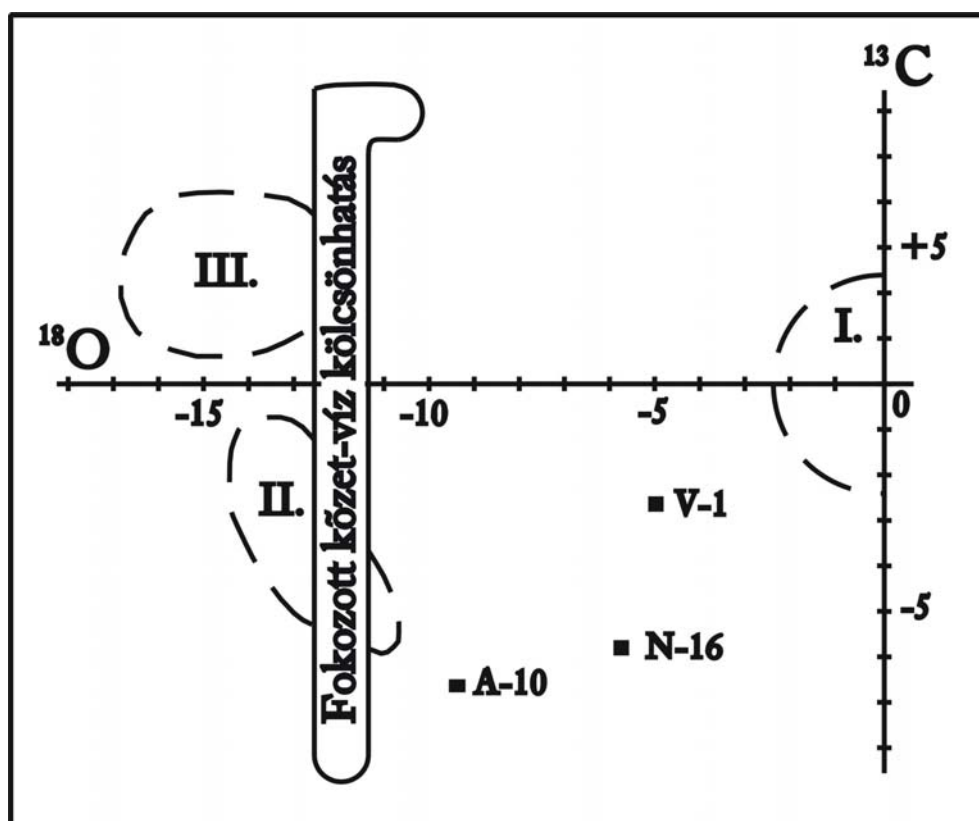
A II. generációs repedések kitöltése üde kalcedon és pátos karbonát: dolomit és nagykristályos kalcit, kétfázisos zárványokkal (A-6 minta). Kalcittal kitöltött érben jelennek meg az adulár és a szfaleritkristályok (N-15 minta). Ugyancsak a kalcitos erekben és az erek közelében láthatók a szálasképzésű-szepiolit agyagásványok (A-1, A-2 és A-6 minták). A repedés átszeli az előző, kovás-kvarcos repedéseket.

A III. hidegvizes, jelenleg is keletkező generációba vékony, 0,1-0,3 mm-es repedések tartoznak, kitöltésük kolloidális limonit és opál (A-5 és N-10 minták).

Egyes üregekbe (N-7 és N-9 minták) morzsás-mikrites, limonittal színezett, folyásos szövetű karbonát található, amely egy része valószínűleg egy kései (jelenkori?) karbonátos zagy beszivárgása folytán keletkezett.

4. Hőmérséklet, sókoncentráció

Az ásványi fázisok keletkezésének hőmérsékletéről az O és C stabil izotópok vizsgálata, a dilatometrikus mérések, a karbonátos ásványok egyensúly-állapota, a kova oldási diagramja és a kék algák életkörülményei alapján kaptunk információkat.

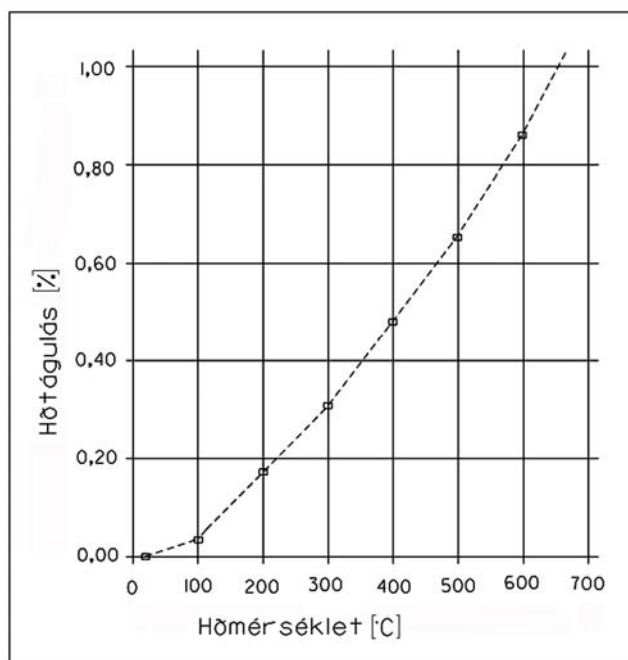


5. ábra: $d^{18}\text{O}/d^{13}\text{C}$ stabil izotóp diagram különböző karbonátos üledékek esetében, részben NÁDOR (2000) után
I. tengeri eredetű mészkő, II. csapadékvízből kiváló meszes képződmények, III. hidrotermális tevékenység folyamán képződött karbonátok. A-10, N-16 és V-1, tihanyi minták.

Fig. 5: $d^{18}\text{O}/d^{13}\text{C}$ stable isotope diagram for different carbonate sediments, partially after NÁDOR (2000)
I. marine limestones, II. Carbonate precipitated from meteoric water, III. Carbonates formed by hydrothermal activity, A-10, N-16 and V-1, samples from Tihany spring sediments. In box: Accentuated rock-water reactions.

Az A-10 (mikrites-mikropátitos mészkő), N-16 (finomszemű kova, karbonát-reliktumokkal) és 1. minta (kalciteres dolomikrit) oxigén és szén stabil izotóparányai a NÁDOR (2000) által használt diagramon a tengeri üledékek és a kontinentális karbonátok mezője közé kerülnek (5. ábra). A negatív $d^{13}\text{C}$ és $d^{18}\text{O}$ értékek azonban jelentős mértékű párolgást feltételez-

nek, amely a két elem nehéz izotópjainak koncentrálásához vezet. SZŐŐR et al. (1992) a különböző hőmérsékletű vizekből kicsapódott meszes üledékek izotópos vizsgálata eredményeként publikált C/O diagramra vetítve az A-10 és N-16 minták a „langyos” (15-22 °C) tartomány közelében vannak, a V-1 nem értelmezhető.



6. ábra: Az N-7 minta dilatációs diagramja
Fig. 6: Dilatometric diagram of the sample N-7

Az A-9 és N-7 minták anyaga finomszemcsés kova, mikrit-reliktumokkal. A dilatációs görbe (6. ábra) a 20-100°C intervallum a diagram további szakaszához képest kisebb lejtővel indul és 100 °C körül törik meg, ami azt jelenti, hogy a kőzet által elért legmagasabb hőmérséklet 100°C alatt van.

A karbonátos ásványok fázisdiagramjából kitűnik, hogy a dolomit kicsapódása 64°C-nál kezdődik, azzal a megjegyzéssel, hogy a biogén vegyes karbonát akár 10-20°C-kal is alacsonyabb hőmérsékleten is kialakulhat (VASCONCELOS-MCKENZIE 1997). Mindez egybevág a PENTECOST (1990) vizsgálatainak eredményeivel a Mammoth (Wyoming) gejzírmedencében tenyésző karbonátkiválasztó kéalgákról, amelyek optimális szaporodási hőmérséklete 45-60 °C között van és életképesek egész 80 °C-ig.

Végül az amorf kovagél oldatba maradása 9,5 pH-értéknél 95-110 °C között a legnagyobb – 150 mg/l (MORAY et al., 1962).

A kiáramló víz sótartalma, ahhoz, hogy Mg-szilikátok keletkezzenek, 30 °C -on 250 mMol/l, viszont 100 °C körül csak 120 mMol/l Mg^{+2} szükséges, tehát a kovaképződést követően még meleg, aránylag sós (keserűsós) víz áramlott a repedések mentén, amelyből többek között a szepiolit-attapulgit csoportba tartozó kis mennyiségű agyagásvány keletkezhetett, akár a meleg, száraz-félszáraz klíma viszonyok között tavi környezetben (KAUFMANN–RUTH, 1978).

5. Összefoglaló és következtetések

A forrásüledékek ásvány-kőzettani vizsgálata során megállapítható volt a forrásüledékeket létrehozó víz eredete, az üledékkeletkezés időrendje és kapcsolata a helyi, freatomagmás folyamatokkal.

A stabil szén- és oxigénizotópok vizsgálata arra enged következtetni, hogy keverednek a tengeri és a szárazföldi eredetű izotópforrások: a karbonátos, tengeri képződésű (triász) mészkő- és dolomitegyüttesbe beszivárgott a javarészt teresztrikus üledékeken átszűrődő csapadék, más szóval alapjában a karsztvíz volt a kicsapódás közege.

A szükséges energiaforrást a mélységben lévő magmakamra fluidumjainak (CO_2 , H_2O , kevés H_2S) feláramlása szolgáltatta, habár az utolsó kitörés K-Ar 6 Ma kora és a pleisztocén közepe (~0,5 Ma) közötti időintervallum felvet bizonyos problémákat a posztvulkáni tevékenység kontinuitását illetően.

Az ásványtani adatok alapján állítható, hogy a különböző kúpok különböző időben keletkeztek és élettartalmuk is különbözött, de összességükben egy koherens folyamat részei voltak. A magmakamra fűtőhatása miatt a feláramló karsztvíz hőmérséklete időben valószínűleg növekedett. Ezért feltehetően a kezdetben molettás jellegű működést gejzír, majd esetleg fumarola jellegű követte.

A forrásüledékek összességükben három fázisban keletkeztek.

A Tihanyi-félsziget forrásüledékei elsődleges képződménye a nagyrészt algás eredetű karbonátos kőzet: mikrit, pelletit, mikropátitos laminit, pelszparit. A források meleg vizében megfelelő életteret találó algák anyagcseréjükhez szükséges szénsavat a feláramló, egyensúlyi, oldott CO_2 -ből és a vízben jelenlévő Ca és Mg hidrogénkarbonátokból vonták ki és az így keletkezett karbonát lecsapódott az algasejtek felületére vagy az algákat körülvevő nyákba.

Az ásványképződés második fázisa a kovásodás volt. A karbonátos kőzetek kovásodása és a tömeges kiszorítást követő repedés- és üregkitöltés egyértelműen a hidrotermális tevékenység reaktiválására utal. A langyos, semlegespont körüli hidrokarbonátos feláramlást lúgos kémhatású forró oldatok váltották fel, amelyek jelentős mennyiségű SiO_2 -t tartottak oldott állapotban (MORAY et al. 1962). A karbonátos kőzetekből felszabadult CO_2 hatására az oldat pH-értéke drasztikusan csökkent és a kova kicsapódott, kiszorítva a karbonátokat. A hideg környezetbe benyomuló kova első fázisban igen aprószemcsés, alakatlan halmazokban szilárdult meg, amely később – szintén a lentről áramló lúgos oldatok hatására – helyenként átkristályosodott.

A hidrotermális tevékenység csúcspontját a kis mennyiségű fémeket is szállító, *low sulfidation* típusú kvarcos-kalcitos érkitöltések képezték, amelyekben megtalálhatók az adular és a szálas agyagásványok (attapulgit-szepiolit) is. Ez utóbbiak aránylag magas (100°C körüli) hőmérsékletre és jelentős sókoncentrációra (KCl , MgCl_2) utalnak.

A forrásüledékeket átszelő, három generációs repedéshálózat szakításos jellegű, ami azt feltételezi, hogy a kúpokban, a feláramlást és érkitöltést megelőzően gravitációs mozgások, üregek, csatornák feltörése és későbbi kitöltése ment végbe.

A forrásüledékek kifejlődésének legutolsó, napjainkban is folytatódó harmadik fázisa egyes ásványok limonitosodása, a felszíni kioldások, limonit- és opálkicsapódás egyes repedésekben és üregkitöltések felszíni eredetű karbonátos zaggyal.

IRODALOM

- ATABEY, E. (2002): The formation of Fissure ridge type laminated travertine-tufa deposits: microscopical characteristics and diagenesis, Kirşehir Central Anatolia. — Bulletin of the Mineral Research and Exploration. 2001-2002. (Foreign Edition), p. 123-124 és 59-65. Ankara
- BATHURST, R.G.C., (1975): Carbonate sediments and their diagenesis. — Elsevier, Amsterdam, II. p. 3-638.
- BÖCKH V.P. (1878): A Bakony déli részének földtani viszonyai. — A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, III. p. 3-102.
- FOLK, R.L. (1959): Practical petrographical classification of limestones. — American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43., p. 1-38.
- FORD, T.D., — PENDLEY, H.M. (1996): A review of tufa and travertine deposits of the world — Earth-Sciences Reviews, Elsevier, 41 p. 117-175.

- KAUFMANN, J.A.* — *RUTH, I.N.* (1978): Mg-silicates in Recent hypersaline lacustrine deposits, Negev Desert, Israel. — IX. International Congress of Sedimentology, II. p. 26-28. Jerusalem.
- HOFFER A.* (1943): A Tihanyi-félsziget vulkáni képződményei. — Földtani Közlöny, LXXIII, p. 375-429.
- LÁNG G.* (1970): Tihany. Magyarázó a Balaton környéke 1:10.000-es építészeti térképsorozatához. — Magyar Állami Földtani Intézet, Alkalmi Kiadvány. 12. p.
- LÓCZY L.* (1913): A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. p. 42-58.
- LOGAN, P.W.* (1961): Cryptozoa and associated stromatolites from the Recent Shark Bay, Western Australia. — Journal of Geology, 69., p. 517-523.
- LOGAN, P.W.—REZAK, P.—GINSBURG, D.N.* (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. — Journal of Geology, 72., p. 68-83.
- MARTIN, U.—NÉMETH K.* (2004): Tihany Maar Volcanic Complex. In: Mio-Pliocene phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin — Geologica Hungarica, Series Geologica, 26., p. 74-109.
- MORAY, G.W.—FOURNIER, R.O.—ROWIE, J.J.* (1962): The solubility of quartz in water in the temperature interval from 20 to 300 °C. — Geochimica et Cosmochimica Acta, 26., p. 1029-1043.
- NÁDOR A.* (2000): Fabrics and origin of speleothems in hydrothermal caves, Buda Hills, Hungary. — Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1994-1995/I-II, p. 217-230.
- PENTECOST, A.* (1990): The formation of travertine schubs, Mammoth Hot Springs, Wyoming. — Geological Magazine, 127. p. 159-168.
- PENTECOST, A.* (1999): The origin and development of the travertines and associated thermal waters at Matlock Bath, Derbyshire. — Proceedings of the Geologists' Association, 1100. London, p. 217-232.
- SZŐŐR GY.—BALÁZS É.—SÜMEGI P.—SCHEUER GY.—SCHWEITZER F.—HERTELENDI E.* (1992). Thermoanalytical and isotope-geochemical study of the travertines in Hungary with facies and stratigraphical evaluation. — In *SZŐŐR GY.*, (szerk.): „Research studies on facies, palaeobiogeochemistry and palaeoecology” p. 93-107.
- TODD, T.W.* (1966): Petrogenetic classification of carbonate rocks. — J. Sed. Petrogr., 36., p. 317-340.
- VARRÓK K.* (1957): Jelentés az 1957. évben a Tihanyi-félszigeten végzett munkáról. — Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Adattár, p. 3-12.

VERESS M. (2003): Zárójelentés a Tihanyi-félsziget geozirkúpjai című 43956/OKTP (2001) számú KAC pályázatról. — Berzsenyi Dániel Főiskola Szombathely, 25 p.

ZEPHAROVICH, V.R. (1856): Die Halbinsel Tihany in Plattensee und die nächste Umgebung von Füred. — Sitzungberichte der königlichen Akademie der Wissenschaften, XIX., p. 33-54..

ADATOK A TOTES GEBIRGEI LEJTŐK KARROSODÁSÁHOZ

VERESS MÁRTON¹ – PÉNTEK KÁLMÁN² – CZÖPEK ISTVÁN¹ –
ZENTAI ZOLTÁN¹ – DEÁK GYÖRGY¹ – MITRE ZOLTÁN³

¹Berzsényi Dániel Főiskola, Földrajz- és Környezettudományi Intézet, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@bdf.hu

²Berzsényi Dániel Főiskola, Matematika és Informatikátudományi Intézet, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. pentek@bdf.hu,

³ fizika-számítástechnika szakos IV. évfolyamos főiskolai hallgató (BDF)

Abstract: We measured data of rinns (for example their width, their depth and the angle of the carrying slope) along 59 lines in Totes Gebirge. We measured the distance of the line from the upper margin of the carrying slope (d), concerning the width of the dwarfpines (s) on slopes with dwarfpine. We searched function relationship among the different rinn dimensions, the value d, the value s and the slope angle. We describe the dimension of rinns or degree of dissolution primarily with specific cross-section areas of rinns (T). We could establish that value of the T increases in the function of the d and s in the case of slopes with dwarfpines. The increasing is getting greater as the slope angle grows. We can explain this connection as follows: due to the faster water flow (the slope angle increases) more and more CO₂ (there are more and more dwarfpines of the slope) may be transported further and further. Hence the greater dissolution happens further on the slope because of the increasing of the above parameters. At the same time the dissolitional effect concentrates places, because the density of the rinn decreases with the increasing of the slope angle. Therefore the current water creates the rinns of the slopes with dwarfpine. We could not prove function relationships among the values T, S and the slope angle on bare slopes. Therefore the degree of dissolution does not depend on the above parameters on bare slopes. The percolating water causes the development of the rinns mainly on bare slopes. The percolating water originates from snow, which fill in the rinns.

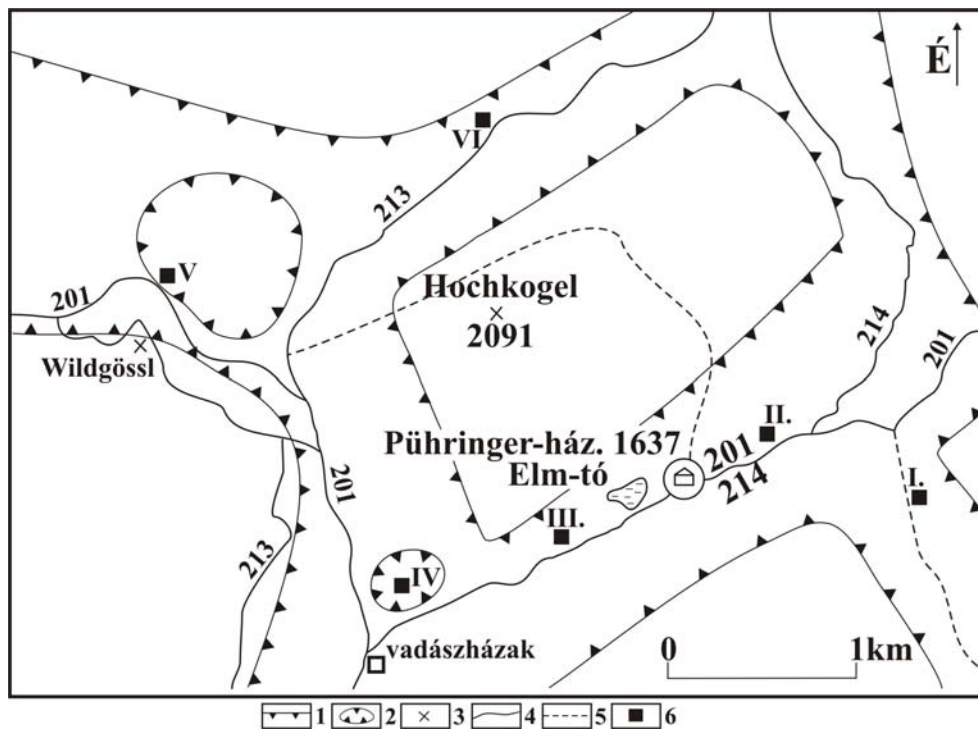
1. Bevezetés

59 db törpefenyős és növénytelen lejtő karrosodását vizsgáltuk a Totes Gebirgében. A lejtők karrosodását a vályuk (rinnek) különböző jellemzőinek felhasználásával írjuk le. Bár a lejtőkön más karros formák is előfordulnak, ezek száma azonban kicsi. Gyakori az is, hogy egyes formák a különböző lejtőkön egyáltalán nem fejlődnek ki. A különböző növényzetű és dőlésű lejtők karrosodását az alábbiak miatt vizsgáltuk.

- Amíg a csupasz lejtőkön a vízbe csak légköri eredetű, addig a törpefenyős lejtőkön talajból, ill. a hóból is CO₂ kerül. A hóban azért lehet CO₂, mert alatta a törpefenyő nem fotoszintetizál, viszont disszimilál (MARIKO et al. 1994, KÖRNER 1999). Ezért a csupasz lejtők vizében a CO₂ mennyisége kisebb lesz mint a törpefenyős lejtőkön. A szomszédos csupasz és törpefenyős lejtők vályúméreteinek eltérései a talajból és a hóból származó CO₂ többletre vezethetők vissza. Így a törpefenyős lejtőkön, a 2005. évi vizsgálá-

taink adatai szerint a fajlagos vályú keresztmetszet terület $9,12 \text{ dm}^2/\text{m}$ -nek a csupasz lejtőkön $3,65 \text{ dm}^2/\text{m}$ -nek (VERESS et al. 2006), míg a 2005. és 2006. évi összesített eredmények szerint ezek értéke $9,35 \text{ dm}^2/\text{m}$ -nek, ill. $3,85 \text{ dm}^2/\text{m}$ -nek adódott.

- A különböző dőlésű lejtőkön a vízáramlási sebesség és így annak áramlási módja is eltér. Ismert, hogy a nagyobb áramlási sebesség (DUBLJANSZKIJ 1987), ill. a turbulens áramlás (CURL 1966, DREYBRODT 1988) növeli a mészkő oldódását és így esetünkben a vályúk méreteit. Előző esetben azért, mert a gyorsabb áramlás fenntartja az ionkoncentráció különbséget a határreteg és az áramló oldószer között, ami az iontranszport feltétele. Utóbbi esetben azért, mert a turbulencia „összetöri” a határreteget. A képződő új határreteg viszont telítetlen. Továbbá azért is, mert a turbulencia miatt örvényléses diffúzió lép fel, amelynek során nagyságrenddel több Ca^{2+} és HCO_3^- pumpálódik az áramló oldószerbe, mint a lamináris áramlásnál fellépő molekuláris diffúziónál.



1. ábra: Kutatási helyszínek

Jelmagyarázat: 1. gleccservölgy pereme, 2. paleodolina, 3. csúcs, 4. turistaút, 5. sí út, 6. kutatási terület

Fig. 1: Research areas

Legend: 1 margin of glacier valley, 2. paleodolina, 3. peak, 4. hiker's track, 5. ski route, 6. research area

A különböző növényzetű, ill. növényzet nélküli lejtők karrosodásának összehasonlítása céljából már 2005-ben is végeztünk vizsgálatokat (VERESS et al. 2006). Jelen tanulmányban a 2005. évi mérések és a 2006. évi mérések adatait, hogy az esetszám nagyobb legyen, összevonva elemezzük. A 2006. évi mérési helyszínek részben a 2005. évi mérések helyszínein, ill. még további helyszíneken történtek a Totes Gebirgében. A kutatási helyszínek, amelyeket alább röviden bemutatunk az *1. ábrán* láthatók.

- A délebbi helyzetű ÉK-DNY-i irányú gleccser völgy, amelyben a Pühringer-turistaház is található, talpa alacsonyabb és magasabb részletekre különül. Viszonylag alacsony magasságú völgy, hiszen a magasabb talprészletek is 1800 m alattiak. Az alacsonyabb talpszakaszok némelyike sziklamedence, többsége azonban recens karsztos formákkal tagolt paleodolina. A IV. jelű kutatási terület egy paleodolina oldallejtőjén található. A völgy D-i lejtője meredek, kovarétegekkel megszakított. A sziklalejtő kova- és mészkőtörmelékes lejtőben folytatódik. É-i lejtője és részben a talpa is réteglépcsőkkel tagolt. E réteglépcsőkön található a II. jelű kutatási terület. A völgyhöz D-ről kapcsolódik egy mellékvölgy, amelyben az I. jelű kutatási terület található. Bár a mellékvölgyben is uralkodnak a réteglépcsők, a völgytalpon előfordulnak báránysziklák is. Néhány mérési helyet a báránysziklák oldallejtőin alakítottunk ki.

- Az északabbi helyzetű gleccservölgy is ÉK-DNy-i irányú. Talpa az előzőnél magasabb helyzetű (többnyire 1800 m feletti magasságú). Karsztformákkal (meredek oldalú töbrök és aknák) sokkal nagyobb mértékben feltagolt mint a délebbi völgy. Meredek lejtőjén található a VI. jelű kutatási terület. Ez a gleccservölgy Ny-i irányban folytatódik, azonban ezen utóbbi részétől egy több km-es átmérőjű paleodolina, vagy uvala különíti el. A paleodolina aljzata kisebb méretű részmedyedésekre különül. Ezek részben kitöltöttek (pl. kovatörmelékekkel). A mélyedésrendszerben vízfolyások, víznyelők és fedett karsztos formák is előfordulnak. Mészkőelőbukkanásos felszínrészleteik réteglépcsőkkel tagoltak. E mélyedésrendszerben helyezkedik el az V. jelű kutatási terület.

A mérési helyszínek (egy kutatási területen több mérési helyszín is lehet) réteglépcsők réteglapos lejtőin (*1, 2 kép*), vagy báránysziklákon helyezkednek el. A réteglapos lejtők D-i, DK-i dőlésűek.



1. kép: Meredek lejtő, kicsi törpefenyő folttal (13., ill. a 15. jelű szelvények)
 Jelmagyarázat: 1. törpefenyős lejtő, 2. csupasz lejtő
 Picture 1: Steep slope with small dwarfpine patch
 Legend: 1. bare slope, 2. slope with dwarfpine (lines marked 13 concerning 15)



2. kép: Lankás lejtő nagyobb törpefenyő folttal (16. jelű szelvény)
 Picture 2: Gentle slope with larger dwarfpine patch (line marked 16)

2. A vizsgálat módszere

A mérés helyszínének kiválasztott lejtőn csapás irányban elhelyezett mérőszalag mentén (2. kép, továbbiakban szelvény) mértük a karros formák és a hordozó lejtő különböző adatait (ld. alább). A kutatási helyszínek szelvény adatait az I. táblázatban mutatjuk be.

Táblázat
Table I.

Szelvények száma az egyes kutatási helyszíneken
Number of sections at different research locations

kutatási hely	2005		2006	
	törpefenyő	növénytelen	törpefenyő	növénytelen
I.	2	4	9	4
II.	4	6	12	6
III.	-	1	-	-
IV.	-	-	4	-
V.	-	-	4	1
VI.	-	-	1	1
összes	6	11	30	12

A szelvényhelyeket az alábbiak figyelembevételével választottuk ki.

- A szelvényhelyek olyan karros lejtőkre essenek, amelyeknél kijelölhető a tápláló terület határa. Másképpen fogalmazva, a mérési helyszín egy karros cella területére essen. A karros cella területe olyan térszínrészlet, ahová a cella területén kívül eső térszínről nem kerül víz (VERESS 2003). A fentiek figyelembevételével a csupasz lejtők vályúiba nem kerülhet olyan víz, amely növényzetes lejtőkről származik.

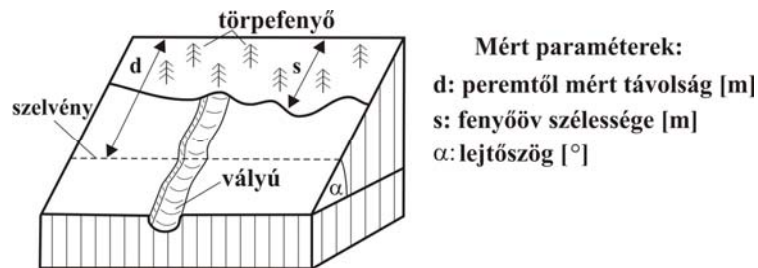
- Korábbi tanulmányunkban (VERESS et. al 2006) háromféle lejtő karrosodását hasonlítottuk össze (törpefenyős-, lágyszárú-, növénytelen lejtőkét). A lejtők karrosodása csak akkor mérhető össze, ha a különböző lejtők egymáshoz közeliak (I. kép). A törpefenyős lejtők szomszédságában mindig található csupasz lejtő. Lágyszárú növényzetet hordozó lejtő azonban csak ritkán. E miatt a lágyszárú lejtő típuson csak kevés szelvényt alakíthattunk ki. A kis esetszám miatt ezért a lágyszárú növényzetet hordozó lejtők vizsgálatával e tanulmányban nem foglalkozunk.

A szelvények mentén az alábbi adatokat mértük:

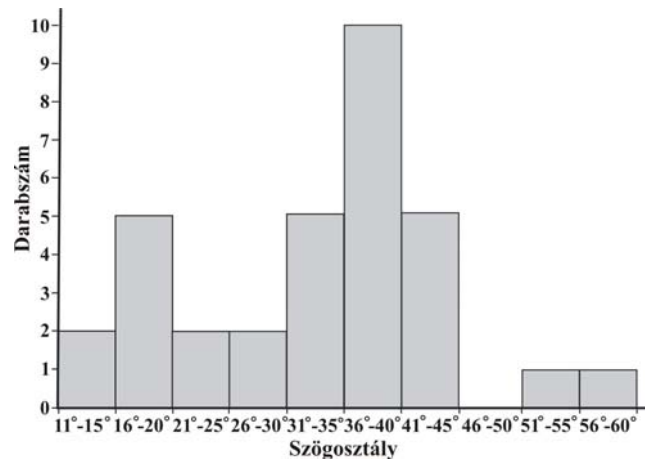
- a karrformák (rinnek) szélességét, mélységét, helyét, irányát,
- a hordozó lejtő dőlésirányát, dőlésszögét, a hordozó kőzet töréseinek irányát és 50 cm-es távolságon a számukat,
- a szelvény irányát, hosszát, távolságát a lejtő felső peremétől (d),

- törpefenyős lejtőn a törpefenyő folt szélességét (s), a vályúkban a talaj és növényfolt jelenlétét, ill. hiányát (a törpefenyő folt szélességét a lejtő csapásirányára merőlegesen mértük),
- a vályú kifejlődésének típusát (a vályú lehet peremi helyzetű, amikor a vályúfő a lejtő felső végénél végződik, ill. lejtő belseji, amikor a vályúfő a lejtő belsejében található),
- a vályúvégnek a törpefenyőfolthoz képesti helyzetét (a vályú elvégződik a törpefenyő folt pereménél, ill. a törpefenyő folt belsejében), - a vályú „összetettsége” (valamely vályúhoz kapcsolódhat mellékvályú, vagy nem).

A vályúknak az alábbi jellemzőit számítottuk (2. ábra):



2. ábra: A lejtőn mért vályúparaméterek
 Fig. 2: Rinn parameters measured on the slope



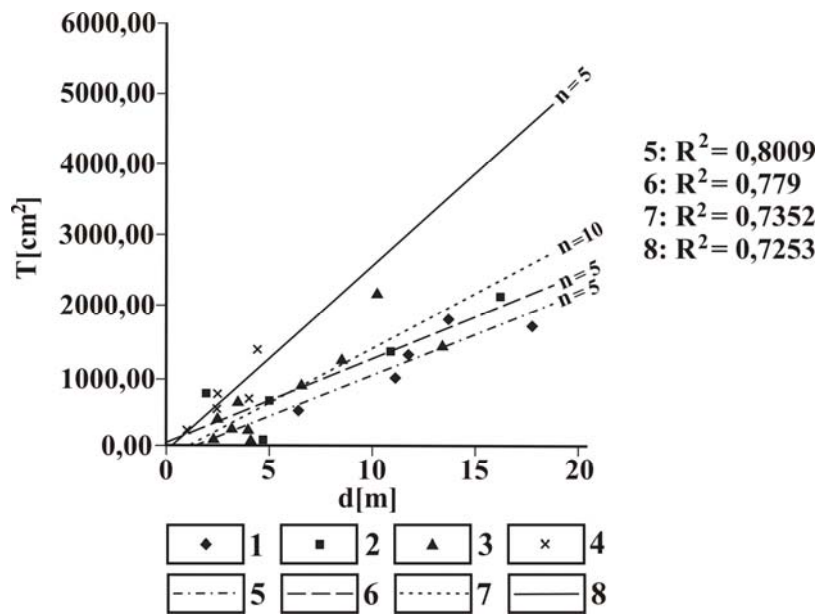
3. ábra: Lejtőkategóriák
 Fig. 3: Slope classes

- A fajlagos vályú-keresztmetszetterületet (T), amely a vályúk összegzett keresztmetszetének (egy vályú keresztmetszetét a vályú szelvény menti szélességének és mélységének a szorzata adja) és a szelvényhossznak a hányadosa,

- a fajlagos szélességet (c), amely a vályúk szelvény menti összes szélességének és a szelvényhossznak a hányadosa,
- a fajlagos vályú alakot, vagy relatív szélességet (f), amely a vályúk összegzett alakjának (egy vályú alakját a szelvény menti mélységének és szélességének a hányadosa adja) és a szelvényhossznak a hányadosa,
- a sűrűséget (ρ), amely a szelvény mentén előforduló vályú darabszámnak és a szelvényhossznak a hányadosa.

Matematikai kapcsolatot kerestünk a fenti számított vályú jellemzők, valamint a d , az s és a lejtőszög között. Lejtőosztályokat alakítottunk ki (3. ábra), hogy a lejtőszög vizsgálatához elegendő esetszámmal rendelkezünk. Ezáltal a számított vályú jellemzők a d , ill. s közötti kapcsolatot különböző lejtőosztályokra különítve vizsgálhattuk.

3. A paraméterek közötti kapcsolatok



4. ábra: Az egyesített $T - d$ függvények

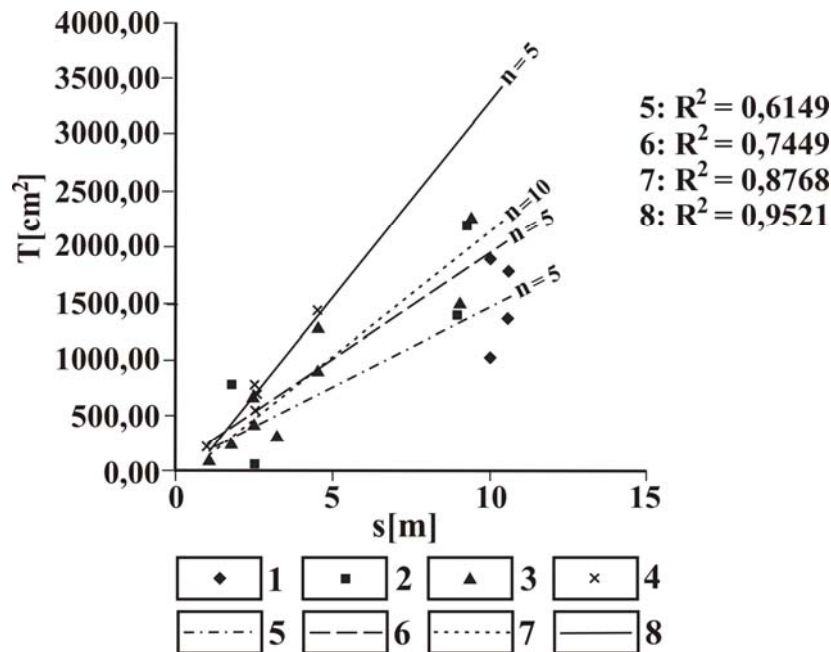
Jelmagyarázat: 1. 16° - 20° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 2. 31° - 35° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 3. 36° - 40° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 4. 41° - 45° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 5. a 16° - 20° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $T - d$ függvényének grafikonja, 6. a 31° - 35° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $T - d$ függvényének grafikonja, 7. a 36° - 40° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $T - d$ függvényének grafikonja, 8. a 41° - 45° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $T - d$ függvényének grafikonja

Fig. 4: The united $T-d$ functions

Legend: 1. Data points of the 16° - 20° slope class, 2. Data points of the 31° - 35° slope class, 3. Data points of the 36° - 40° slope class, 4. Data points of the 41° - 45° slope class, 5. graph of $T-d$ function of the 16° - 20° slope class, 6. graph of $T-d$ function of the 31° - 35° slope class, 7. graph of $T-d$ function of slopes of the 36° - 40° slope class, 8. graph of $T-d$ function of the 41° - 45° slope class

Függvénykapcsolat a csupasz lejtők vályúinak számított paraméterei (T , c , f , ρ), valamint a d , s és az α lejtőszög között nem mutathatók ki.

Törpefenyős lejtőkön viszont igen, a T valamint a d , az s és α lejtőszög között. A többi paraméter (c , f , ρ), ill. a d az s és az α lejtőszög között függvénykapcsolat kicsi adatszám miatt nem állapítható meg, hanem csupán arányossági kapcsolat. Látható (4, 5. ábra), hogy a T , a d , ill. a T és az s között egyenes arányosság van. Megállapítható az is, hogy az egyre nagyobb lejtésű lejtőosztályok függvényeit leíró egyenesek egyre meredekebbek. Tehát az egyre szélesebb törpefenyő folt alatt, a lejtő peremétől egyre távolabb, egyre nagyobb dőlésű lejtőkön, a vályúk fajlagos – keresztmetszet területe egyre nagyobb.

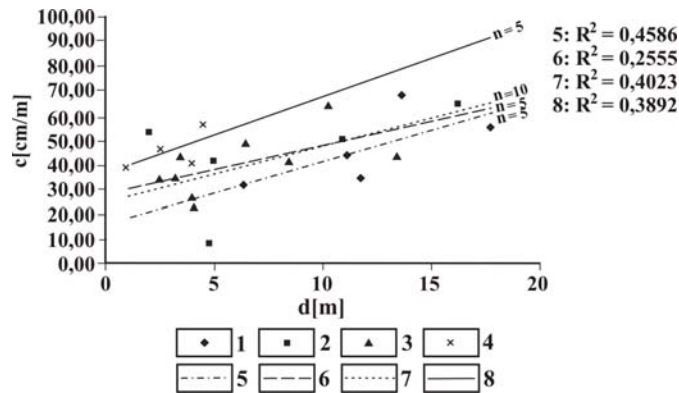


5. ábra: Az egyesített T - s függvények

Jelmagyarázat: 1. 16° - 20° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 2. 31° - 35° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 3. 36° - 40° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 4. 41° - 45° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 5. a 16° - 20° -os lejtőosztályba tartozó lejtők T - s függvényének grafikonja, 6. a 31° - 35° -os lejtőosztályba tartozó lejtők T - s függvényének grafikonja, 7. a 36° - 40° -os lejtőosztályba tartozó lejtők T - s függvényének grafikonja, 8. a 41° - 45° -os lejtőosztályba tartozó lejtők T - s függvényének grafikonja

Fig 5: The united T - s functions

Legend: 1. Data points of the 16° - 20° slope class, 2. Data points of the 31° - 35° slope class, 3. Data points of the 36° - 40° slope class, 4. Data points of the 41° - 45° slope class, 5. graph of T - s function of the 16° - 20° slope class, 6. graph of T - s function of the 31° - 35° slope class, 7. graph of T - s function of the 36° - 40° slope class, 8. graph of T - s function of the 41° - 45° slope class

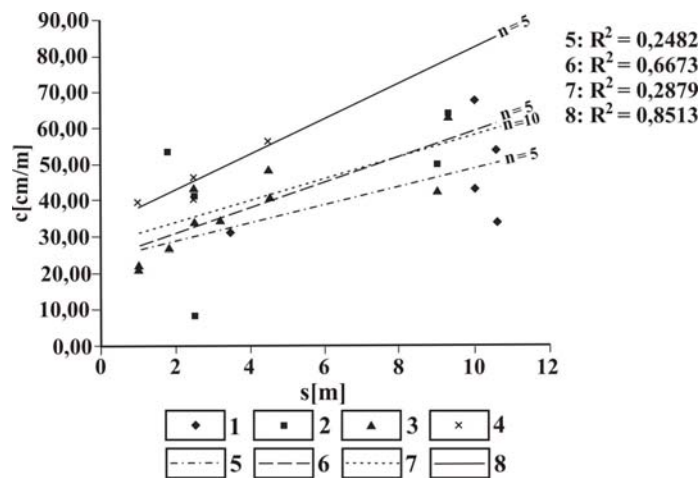


6. ábra: Az egyesített $c - d$ függvények

Jelmagyarázat: 1. a 16° - 20° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 2. a 31° - 35° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 3. a 36° - 40° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 4. a 41° - 45° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 5. a 16° - 20° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $c - d$ függvényének grafikonja, 6. a 31° - 35° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $c - d$ függvényének grafikonja, 7. a 36° - 40° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $c - d$ függvényének grafikonja, 8. a 41° - 45° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $c - d$ függvényének grafikonja

Fig 6: The united $c-d$ functions

Legend: 1. Data points of the 16° - 20° slope class, 2. Data points of the 31° - 35° slope class, 3. Data points of the 36° - 40° slope class, 4. Data points of the 41° - 45° slope class, 5. graph of $c-d$ function of the 16° - 20° slope class, 6. graph of $c-d$ function of the 31° - 35° slope class, 7. graph of $c-d$ function of the 36° - 40° slope class, 8. graph of $c-d$ function of the 41° - 45° slope class

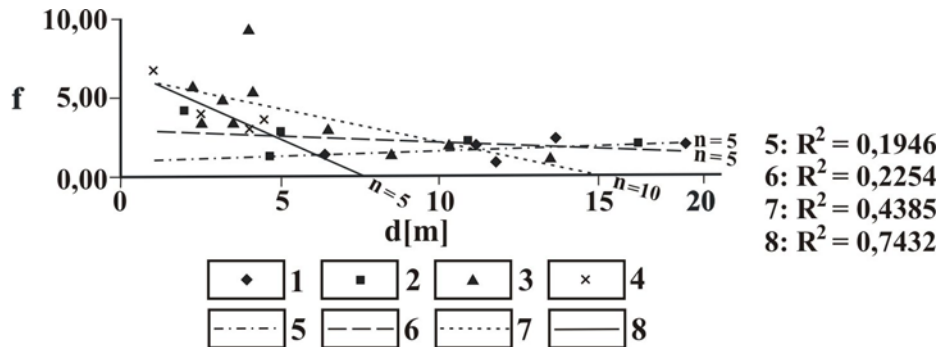


7. ábra: Az egyesített $c - s$ függvények

Jelmagyarázat: 1. a 16° - 20° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 2. a 31° - 35° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 3. a 36° - 40° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 4. a 41° - 45° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 5. a 16° - 20° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $c - s$ függvényének grafikonja, 6. a 31° - 35° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $c - s$ függvényének grafikonja, 7. a 36° - 40° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $c - s$ függvényének grafikonja, 8. a 41° - 45° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $c - s$ függvényének grafikonja

Fig 7: The united $c-s$ functions

Legend: 1. Data points of the 16° - 20° slope class, 2. Data points of the 31° - 35° slope class, 3. Data points of the 36° - 40° slope class, 4. Data points of the 41° - 45° slope class, 5. graph of $c-s$ function of the 16° - 20° slope class, 6. graph of $c-s$ function of the 31° - 35° slope class, 7. graph of $c-s$ function of the 36° - 40° slope class, 8. graph of $c-s$ function of the 41° - 45° slope class

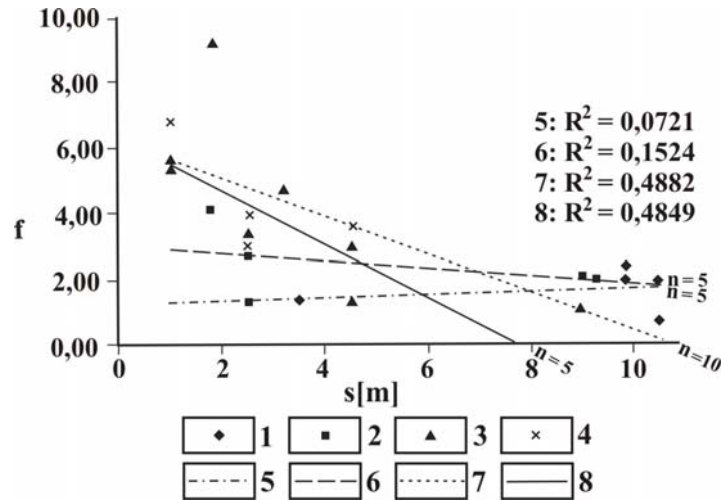


8. ábra: Az egyesített $f - d$ függvények

Jelmagyarázat: 1. a 16° - 20° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 2. a 31° - 35° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 3. a 36° - 40° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 4. a 41° - 45° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 5. a 16° - 20° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $f - d$ függvényének grafikonja, 6. a 31° - 35° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $f - d$ függvényének grafikonja, 7. a 36° - 40° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $f - d$ függvényének grafikonja, 8. a 41° - 45° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $f - d$ függvényének grafikonja

Fig 8: The united $f-d$ functions

Legend: 1. Data points of the 16° - 20° slope class, 2. Data points of the 31° - 35° slope class, 3. Data points of the 36° - 40° slope class, 4. Data points of the 41° - 45° slope class, 5. graph of $f-d$ function of the 16° - 20° slope class, 6. graph of $f-d$ function of the 31° - 35° slope class, 7. graph of $f-d$ function of the 36° - 40° slope class, 8. graph of $f-d$ function of the 41° - 45° slope class



9. ábra: Az egyesített $f - s$ függvények

Jelmagyarázat: 1. a 16° - 20° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 2. a 31° - 35° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 3. a 36° - 40° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 4. a 41° - 45° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 5. a 16° - 20° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $f - s$ függvényének grafikonja, 6. a 31° - 35° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $f - s$ függvényének grafikonja, 7. a 36° - 40° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $f - s$ függvényének grafikonja, 8. a 41° - 45° -os lejtőosztályba tartozó lejtők $f - s$ függvényének grafikonja

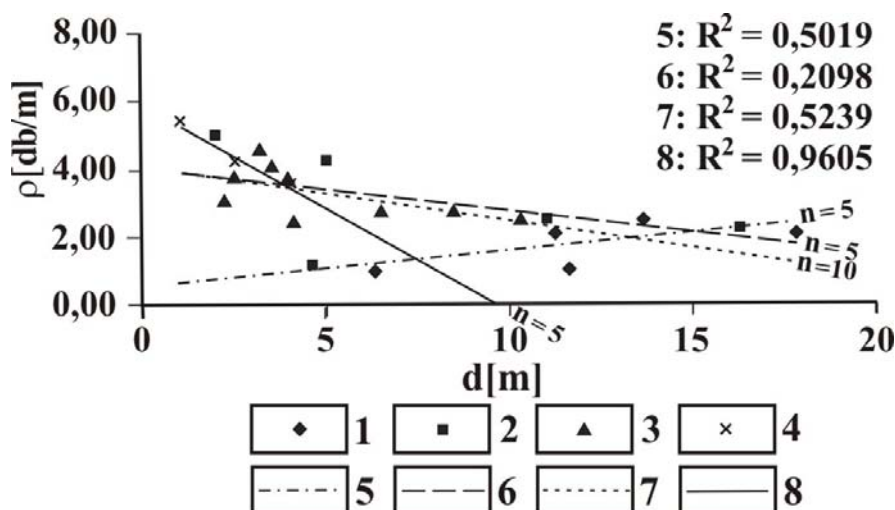
Fig 9: The united $f-s$ functions

Legend: 1. Data points of the 16° - 20° slope class, 2. Data points of the 31° - 35° slope class, 3. Data points of the 36° - 40° slope class, 4. Data points of the 41° - 45° slope class, 5. graph of $f-s$ function of the 16° - 20° slope class, 6. graph of $f-s$ function of the 31° - 35° slope class, 7. graph of $f-s$ function of the 36° - 40° slope class, 8. graph of $f-s$ function of the 41° - 45° slope class

A c , valamint a d (6. ábra), ill. a c és az s (7. ábra) között ugyancsak egyenes arányosság mutatható ki. Ez esetben is az egyre nagyobb dőlésű lejtőkhöz tartozó egyenesek egyre meredekebbek.

A fajlagos relatív szélesség, ha a lejtőszög kicsi, alig függ a d -től (8. ábra), ill. az s -től (9. ábra). A legkisebb lejtőszög osztály (16° - 20°) lejtőinél a relatív szélesség nő, nagyobb lejtőszögekbe (31° - 45°) tartozó lejtőknél a d , ill. az s függvényében csökken. Így kis lejtésű lejtőkön egyre szélesebb törpefenyő folt alatt a lejtő peremétől egyre távolabb a vályúk mélysége a szélességükhöz képest kevésbé, míg nagyobb lejtőszögű lejtőkön nagyobb mértékben nő.

A vályúsűrűség ugyancsak függ mind a d -től (10. ábra), mind az s -től (11. ábra). Kicsi dőlésű lejtőkön (16° - 20°) a vályúsűrűség a d és az s függvényében nő, míg nagyobb dőlésű lejtőkön (31° - 45°) a vályúsűrűség ezen paraméterek függvényében csökken.

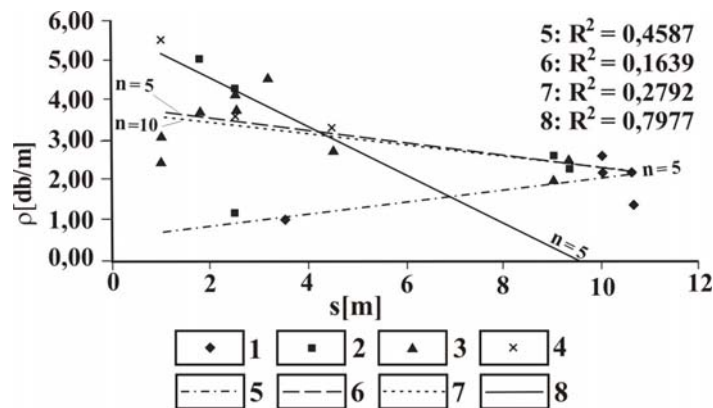


10. ábra: Az egyesített ρ - d függvények

Jelmagyarázat: 1. a 16° - 20° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 2. a 31° - 35° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 3. a 36° - 40° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 4. a 41° - 45° -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 5. a 16° - 20° -os lejtőosztályba tartozó lejtők ρ - d függvényének grafikonja, 6. a 31° - 35° -os lejtőosztályba tartozó lejtők ρ - d függvényének grafikonja, 7. a 36° - 40° -os lejtőosztályba tartozó lejtők ρ - d függvényének grafikonja, 8. a 41° - 45° -os lejtőosztályba tartozó lejtők ρ - d függvényének grafikonja

Fig 10: The united ρ - d functions

Legend: 1. Data points of the 16° - 20° slope class, 2. Data points of the 31° - 35° slope class, 3. Data points of the 36° - 40° slope class, 4. Data points of the 41° - 45° slope class, 5. graph of ρ - d function of the 16° - 20° slope class, 6. graph of ρ - d function of the 31° - 35° slope class, 7. graph of ρ - d function of the 36° - 40° slope class, 8. graph of ρ - d function of the 41° - 45° slope class



11. ábra: Az egyesített $\rho - s$ függvények

Jelmagyarázat: 1. a $16^\circ\text{-}20^\circ$ -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 2. a $31^\circ\text{-}35^\circ$ -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 3. a $36^\circ\text{-}40^\circ$ -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 4. a $41^\circ\text{-}45^\circ$ -os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 5. a $16^\circ\text{-}20^\circ$ -os lejtőosztályba tartozó lejtők $\rho - s$ függvényének grafikonja, 6. a $31^\circ\text{-}35^\circ$ -os lejtőosztályba tartozó $\rho - s$ függvényének grafikonja, 7. a $36^\circ\text{-}40^\circ$ -os lejtőosztályba tartozó lejtők $\rho - s$ függvényének grafikonja, 8. a $41^\circ\text{-}45^\circ$ -os lejtőosztályba tartozó lejtők $\rho - s$ függvényének grafikonja

Fig 11: The united ρ - s functions

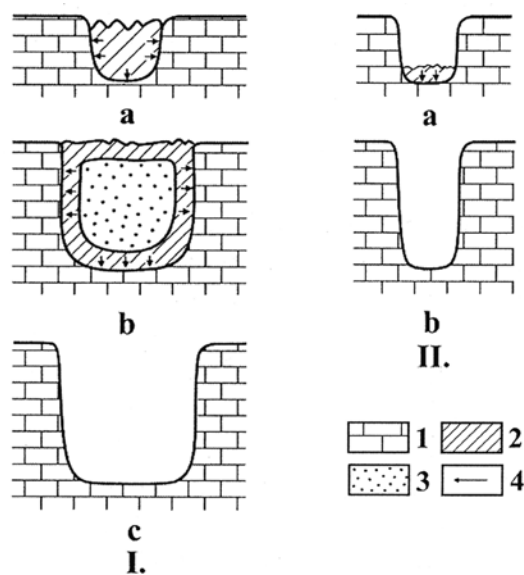
Legend: 1. Data points of the $16^\circ\text{-}20^\circ$ slope class, 2. Data points of the $31^\circ\text{-}35^\circ$ slope class, 3. Data points of the $36^\circ\text{-}40^\circ$ slope class, 4. Data points of the $41^\circ\text{-}45^\circ$ slope class, 5. graph of ρ - s function of the $16^\circ\text{-}20^\circ$ slope class, 6. graph of ρ - s function of the $31^\circ\text{-}35^\circ$ slope class, 7. graph of ρ - s function of the $36^\circ\text{-}40^\circ$ slope class, 8. graph of ρ - s function of the $41^\circ\text{-}45^\circ$ slope class

4. A paraméterek közötti kapcsolatok értelmezése

A vályúk fejlődése kétféleképpen történhet (VERESS 2003, VERESS et al 2006). Akkor, ha a vályú hóval kitöltött (hódugó), a hó és a vályú fala között olvadékvíz fejlődik ki. Az olvadékvíz azonban nem áramlik, hanem csak szivárog. Az olvadékvíz a vályú minden részén old. A vályú mérete és így a keresztmetszete nő, miközben a vályú az alakját megtartja. Akkor, ha hókitöltés nincs, a vályúfal oldódását a vályúban áramló víz okozza (12. ábra).

Mivel a csupasz lejtőkön nincs függvénykapcsolat a T , az f , a c , valamint a d , az s és az α lejtőszög között, a vályúk növekedése elsősorban hókitöltés során történik. A vízszivárgás és így az általa kifejtett oldóhatás ugyanis nem függ sem a d -től, sem az α lejtőszögtől. Ez arra vezethető vissza, ha nincs hódugó, akkor a vályúkban áramló víz oldóhatása nem számottevő. A hólé CO_2 tartalma ugyanis csekély. Az oldódási időtartam is – amely még növelhetné a beoldódott anyag mennyiségét – rövid. Részben azért, mert hiányzik a növényfolt és a talaj, amely ha jelen lenne víztározó tulajdonsága miatt a vízáramlás idejét megnövelhetné. Továbbá azért is, mert minél nagyobb a vályú, annál gyorsabban átfolyik rajta a rendelkezésre álló víz. Tehát jelentősebb áramlásos oldódásra csupasz lejtőkön csak kis

vályúk esetében lehet számítani. Minél nagyobb vályúk jönnek létre, fejlődésük annál inkább szivárgó víz hatására történik. Ugyanakkor a törpefenyős lejtőkön még a nagyobb vályúk fejlődése is végbemehet a bennük áramló víz oldása által. Egyrészt ehhez a törpefenyőfolttól bőséges CO_2 mennyiség szállítódik a vízben, másrészt a vízáramlás ideje is hosszabb lesz, miután a növényzet és a talaj a víz lefolyását a lejtőn fékezi. Tehát a vályúk fejlődését jelentős mértékben az áramló víz okozza, amelynek sebessége viszont adott helyen a lejtőszögtől függ. Ezért a vályúk fajlagos keresztmetszetét (T), relatív szélességét (f) és fajlagos szélességét (c) a vízáramlás sebességét meghatározó tényezők (a d , ill. az α lejtőszög) alakítják. Ez azt eredményezi, hogy adott d és s értékek esetén egyre nagyobb lejtőszögnél a fajlagos keresztmetszet terület (T) és a fajlagos leoldódás (c) egyre nagyobb lesz, míg a relatív szélesség egyre kisebb. Utóbbi értékének csökkenése arra vezethető vissza, hogy a meredekebb lejtő vályúiban gyorsabban csökken a vízmennyiség mint kisebb dőlésű lejtőn. Az intenzívebb oldódás (gyorsabb áramlás) ezáltal egyre hosszabb ideig hathat, egyre inkább csak a vályúknak az alsó részén. Ez azt eredményezi, hogy az oldódás egyre inkább a vályútalpra koncentrálódik. Tehát a vályú szélesedéséhez képest inkább mélyül.



12. ábra: Vályúnövekedés és vályúmélyülés

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. víz, 3. hó, 4. oldódás, I. vályú-keresztmetszete nő alakjának megtartásával, II. a vályú mélyülésével alakja is változik (nő)

Fig 12: Growth and deepening of rinnen

Legend: 1. limestone, 2. water, 3. snow, 4. dissolution, I. cross section area of the rinnen increases but the relative depth does not change, II. as the rinnen deepens its relative depth also changes (grows)

A vályúsűrűségnek a lejtőszögtől függése (nagyobb lejtőszögnél kevesebb vályú alakul ki) a vályúméret (keresztmetszet) növekedésével magyarázható. Ugyanis az egyre nagyobb méretű vályúk – amelyek kialakulására, mint láttuk a törpefenyős lejtőkön nagyobb esély van – módosítják a hordozó lejtő dőlésirányát. Emiatt a lejtő felső részének vízágai (amelyek alatt később vályúk jönnek létre) egy-egy ilyen nagyobb vályúhoz kapcsolódnak. Ily módon olyan vályúrendszerek alakulnak ki, melyekben a fővályúknak a lejtő felső részére eső szakaszain akár több mellékvályút is felvehetnek. A lejtő alsó részén már csak a fővályúk fordulnak elő. Emiatt itt kisebb lesz a vályúsűrűség.

5. A fajlagos vályúkeresztmetszetterület függvénye

Matematikai módszerekkel meghatározhatjuk a kioldott közetmennyiséget a vályúszelvények mentén. A kioldott közetmennyiség egyenesen arányos a T fajlagos-keresztmetszet területtel.

A 4. és 5. ábrák elemzéséből megállapíthatjuk, hogy T egyenesen arányos d és s értékével is:

$$(1) \quad T \sim d \quad \text{és} \quad T \sim s ,$$

ezért

$$(2) \quad T \sim d \cdot s$$

adódik.

A 4. és 5. ábrák vizsgálatával észrevehetjük azt is, hogy T még függ a megvizsgált lejtők α lejtő szögétől is. Ezen kapcsolat megállapítására a (2) alapján vizsgáljuk a $\frac{T}{d \cdot s}$ mennyiség és az α lejtőszög alkalmas függvénye közötti összefüggést.

Az α lejtőszög többféle szögfüggvényét elemezve a

$$(3) \quad \frac{T}{d \cdot s} \sim \operatorname{tg} \alpha$$

egyenes arányosságot sikerült kimutatni. Ezt szemlélteti a 13. ábra.

A (3) összefüggésből kiindulva a

$$(4) \quad \frac{T}{d \cdot s \cdot \operatorname{tg} \alpha}$$

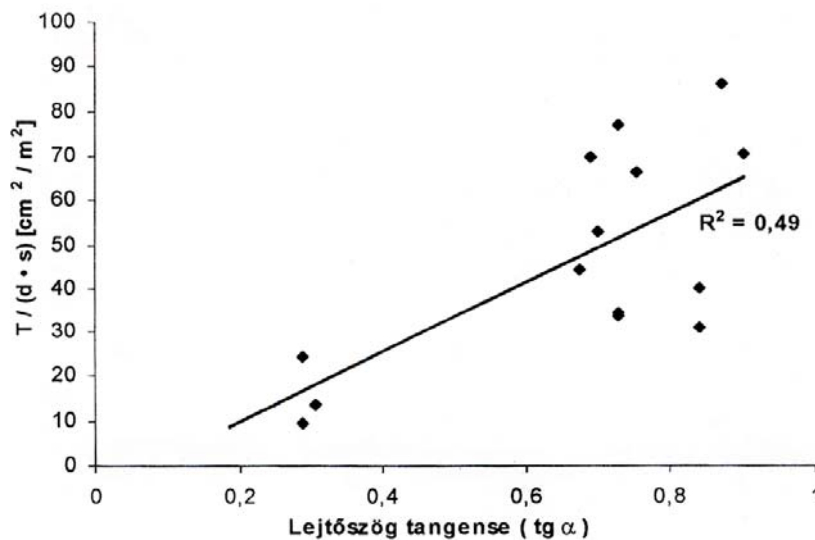
mennyiség elemzéséből kiderül, hogy értéke már állandó a valamennyi megvizsgált törpefenyős lejtőn, tehát

$$(5) \quad \frac{T}{d \cdot s \cdot \operatorname{tg} \alpha} = \lambda \text{ (konstans).}$$

Ha d értékét [m]-ben, s értékét szintén [m]-ben, a T értékét pedig [cm^2]-ben mérjük, akkor a λ arányossági tényező értéke hozzávetőlegesen 50-nek adódott. Így az (5) összefüggés alapján a T fajlagos keresztmetszet a

$$(6) \quad T = \lambda \cdot d \cdot s \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

képlettel számítható ki. Látható, hogy T értékét a lejtő peremétől mért d távolsága, a fenyőön s szélessége és az α lejtőszög tangense határozza meg. Fontos feladat a jövőben más területek megvizsgálása abból a szempontból, hogy ott az (5) összefüggés érvényes-e, vagy esetleg a formula további finomítása szükséges.



13. ábra: A $\frac{T}{d \cdot s} - \operatorname{tg} \alpha$ függvény

Fig. 13: The $\frac{T}{d \cdot s} - \operatorname{tg} \alpha$ function

6. Következtetések

- A törpefenyős lejtőkön a kioldott kőzet mennyisége egyenesen arányosan nő a felső vályúperemtől mért távolsággal, a törpefenyő folt szélességével és a lejtőszög tangensével. Csupasz lejtőkön ilyen kapcsolat nem állapítható meg.

- Az a tény, hogy a vályúk különböző jellemzői, a lejtőperemtől mért távolság és a lejtőszög között a törpefenyős lejtőn függvénykapcsolat ill. arányossági kapcsolat van, a csupasz lejtőkön viszont nincs, azt valószínűsíti, hogy a törpefenyős lejtőkön a vályúk fejlődését elsősorban a vízáramlás, míg csupasz lejtőkön a hódugó hava és a kőzetsfal között szivárgó víz okozza. A hódugóból keletkező olvadékvíz nem áramlik, hanem a hó és a kőzetsfal között szivárog a vályútalp, ill. a vályúvég felé. A csupasz lejtőkön a vályúk növekedése – miután vízág alatt kialakultak – legalábbis egy bizonyos méretnél nagyobbánál, elsősorban a hóból szivárgó olvadékvíz hatására történik. Törpefenyős lejtőn a vályúk növekedésében valószínűleg az áramló víznek van döntő szerepe. Természetesen az ilyen lejtőkön is szerepet játszik a vályú fejlődésében a szivárgó víz. Ez esetben ugyanis a vályúk olyan méretet érhetnek el, amelynél nagyobbánál a vízáramlásos oldódás csak a vályú mélyülését képes okozni. Ilyen mérettől a törpefenyős lejtőn is a vályú keresztmetszetének növekedése csak a hódugóból keletkező olvadékvíz oldó hatására történhet.

IRODALOM

- CURL, R. L.* (1966): Scallops and flutes - Transactions Cave Research Group Great Britain, 7. p. 121-160.
- DREYBRODT, W.* (1988): Processes in Karst Systems – Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg 288 p.
- DUBLJANSZKI, J. V.* (1987): Teoreticeszkoje modelirovanije dinamiki formirovanija gidrotermokarsztovüh polosztyej – Metodi i izucsenyija geologicseszkih javlenyij, Novoszibirszk p. 97-111.
- KÖRNER, C.* (1999): Alpine Plant Life – Functional Plant Ecology of High Mountain Ecosystems, Springer – Verlag Berlin – Heidelberg
- MARIKO, S.-BEKKU, Y.-KOIZUMI, H.* (1994): Efflux of carbon dioxide from snow covered forest floors – Ecological Research, 9. p. 345-350.
- VERESS M.* (2003): A karrok – Akadémiai doktori értekezés, Kézirat
- VERESS M.-DEÁK Gy.-CZÖPEK I.* (2006): Növényfolt alatti és növényzetmentes lejtők karrosodásának összehasonlítása Totes Gebirgei példák alapján – Karsztfelődés XI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 81-103.

A KAZÁN-SZOROSOK DÉLI OLDALÁN MAGASODÓ MIROČ- HEGYSÉG KARSZTOS FORMAKINCSE

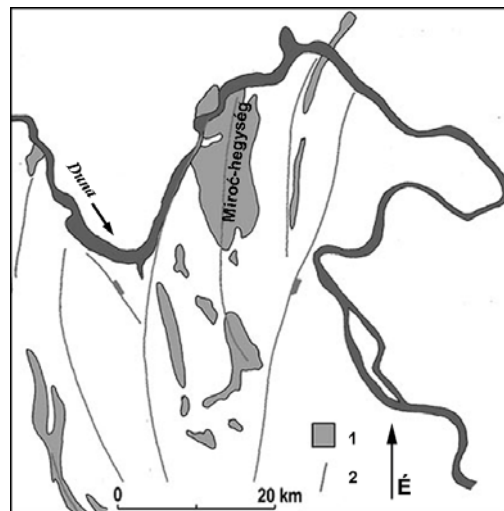
MARI LÁSZLÓ¹ – TELBISZ TAMÁS¹ – ČALIČ, JELENA²

¹ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány
1/C., maril@ludens.elte.hu

²Jovan Cvijič Geogr. Inst., Belgrad

Abstract: The Miroč Mts are found in Northeastern Serbia at the righthand side of the Danube river. Its karst plateau is formed mainly on Jurassic limestone. In the present study, karst landforms are analysed via fieldwork and digital terrain analysis. Here, the most interesting landforms are dolines, karst valleys and caves. Karst valleys show variable phases and associated landforms of inheritance from prekarstic rocks onto the karst surface. A partly new hypothesis is outlined in connection with the formation of the world-famous Kazan Gorges of the Danube. The main elements of this hypothesis are tectonic preformation, river erosion, cave collapse and giant landslides at the slopes of the Strbac Mts. The caves of the area are mainly ponor caves and several of Serbia's deepest and longest caves are found here, namely, Rakin-ponor being the deepest (285m) and Nemački ponor being the longest (3422 m) ones within the territory.

1. Bevezetés



1. ábra: A Miroč-hegység elhelyezkedése.

Jelmagyarázat: 1. karsztvidék, 2. főbb vetők (MENKOVIĆ 1995)

Fig. 1: Location of Mt. Miroč.

Legend: 1. karst areas, 2. faults (MENKOVIĆ 1995)

A Miroč-hegység Szerbia északkeleti részén, a Duna jobb partján, a Kis- és Nagy-Kazán-szorostól délkeletre terül el. Nagy része 400-500 m tengerszint

feletti magasságba emelkedő karsztos fennsík, amelyből a magasabb csúcsok 600-700 m tengerszint feletti magasságig emelkednek. Karsztos kőzetei a Duna északi (bal) partján a Kis- és Nagy-Csukár fennsíkjaiban is felszínre bukkannak, azok formakincsének fejlődése szorosan összefügg a Miroč-hegység felszínfejlődésével (1. ábra). Tanulmányunkban a hegység felszíni és felszín alatti karsztformáit mutatjuk be, és beszámolunk terepi vizsgálataink eredményeiről, valamint a digitális domborzatmodell illetve a Landsat 7 ETM+ űrfelvételek elemzése alapján levont új következtetéseinkről.

2. Módszer

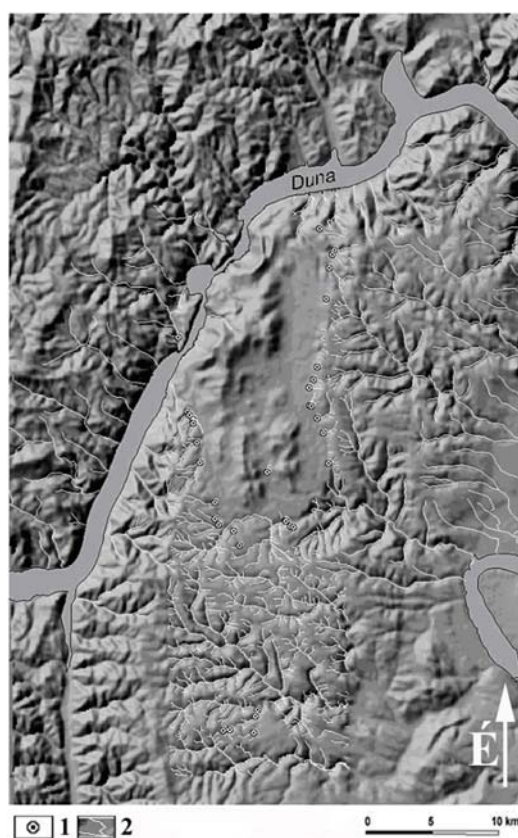
A Miroč-hegységbe és az Al-Duna romániai oldalán emelkedő hegységekbe vezetett terepgyakorlataink során törekedtünk a terület alapos bejárására és a felszínformák tanulmányozására. Ezen kívül a szerzők egyike (Čalič) évek óta részt vesz a terület barlangjainak feltáró, térképező munkálataiban.

A felszínformák sokoldalú jellemzését segítették az előzetesen beszerzett 1:25000-es méretarányú, Gauss-Krüger vetületű topográfiai térképek, valamint az 1:25000-es és 1:100000-es léptékű földtani térképek. A terepi adatgyűjtés után a terület alapos feldolgozásához elő kellett állítanunk a digitális adatállományokat. A térképeket beszkeneltük, és első lépésben, az Erdas Imagine 8.5 szoftver segítségével beforgattuk eredeti vetületi rendszerükbe, majd transzformáltuk UTM vetületi rendszerbe, alap ellipszoidnak a WGS84 ellipszoidot használtuk. A digitális domborzatmodellt az SRTM adatokból állítottuk elő. 3DEM szoftverrel kiszűrtük az adathibákat, és UTM vetületi rendszerbe transzformáltuk az állományt. A 90 m térbeli felbontású domborzatmodell további feldolgozását és megjelenítését Surfer 8.0 és ArcView 3.3 szoftverrel végeztük. További digitális adatforrásként Landsat 5 TM (1988. augusztus 29.) és Landsat 7 ETM+ (2000. augusztus 29.) felvételeket használtunk, amelyekből 453 (RGB) sávkiosztású színekompozitokat hoztunk létre vizuális kiértékelés céljából.

3. Földtani helyzet

Az észak-déli irányban húzódó, 120 km² területű hegység nagyrészt felső-jura időszerű, helyenként 300 m vastag, jól karsztosodó mészkövekből épül fel, amelyet K-ről és Ny-ról, éles határ mentén elváló, nemkarsztosodó kőzetekből álló vonulatok szegélyeznek. Szerkezetét tekintve a hegység észak-déli tengelyű, nagyméretű antiklinális. A redőboltozat lepusztulásával feldarabolt, észak-déli irányú gerincek preparálódtak ki az antiklinális redőszár-

nyaihoz kapcsolódó felső-jura mészkő ellenállóbb rétegein. Az északi rész kelet felé görbülő gerincei azt mutatják, hogy ott az antiklinális kevésbé lepusztult. A hegység belsejében csak kis foltokban bukkannak elő nemkarsztosodó kőzetek, mint pl. középső-jura konglomerátum és homokkő a központi, és óidei gránit valamint klorit- és szericitpala az ÉNy-i részen. Az antiklinális redőszárnyain alsó- és felső-kréta mészkövek, márgák és homokkövek a jellemzők. A keleti redőszárnyat észak-déli irányú normál vető tagolja, amelytől keletre a Géta takaró óidei palái bukkannak felszínre (MENKOVIC 1995).



2. ábra: A víznyelőbarlangok elhelyezkedése és a terület völgyhálózata

Jelmagyaráza: 1. víznyelőbarlang, 2. vízfolyás (időszakos)

Fig. 2: Situation map of ponors and valley network

Legend: 1. sinkhole cave, 2. water course (temporary)

A hegységet „U” alakban körülölelő nem karsztos felszín kicsit magasabban fekszik, mint a karsztos kőzetek, ezért a rövid, időszakos vízfolyások karsztperemi víznyelőkben végződő bűvópatakos vakvölgyeket ala-

kítottak ki. A 2. ábrán a karsztperemi víznyelők egyértelműen kirajzolják a karsztos kőzetek határát. Az ábra alapja az SRTM radarfelvételeiből előállított, 90 m térbeli felbontású, árnyékolt domborzatmodell, amelyen a völgyhálózat jelzi a nem karsztos területeket, és amelyen jól tanulmányozható a lepusztult antiklinális szerkezet is.

4. Felszínformák

A hegység részletes geomorfológiai feltárására még nem történt meg, a szakirodalomban a hegység és tágabb környékének földtani felépítésével, szerkezetével (KRÄUTNER 1996, MAROVIĆ et al. 1997b, STEVANOVIĆ 1997), illetve az Al-Duna szorosainak kialakulásával (MAROVIĆ et al. 1997a, PINCZÉS 1995, SENCU 1979) foglalkozó tanulmányok lelhetőek fel.

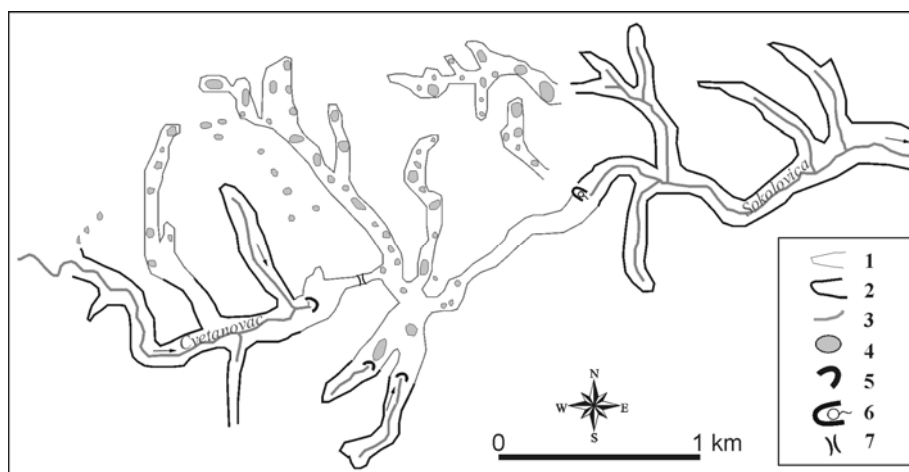
A hegység nagy részét rétekekkel, legelőkkel tagolt zárt erdők és karsztbokor-erdők borítják. A mészkövet a terület nagy részén talajtakaró borítja, így a karrosodás döntően a talaj alatt történik. A meredekebb hegyoldalakon a talajerózió miatt elvékonyodó talajtakaró alól kibukkannak a lekerekített, sima felszínű karrok (Rundkarren). Sziklakibúvások a meredek falú szurdokvölgyekben, a Kis- és Nagy-Strbac Duna felé tekintő letörésén illetve a nagyobb töbrök oldalaiban találhatóak. A szabad mészkőfelszíneken főként a korábbi talajborításról árulkodó gyökérkarrok figyelhetők meg, illetve a kőzet repedéseit hangsúlyozó hasadékkarrok fordulnak elő nagy számban. A szurdokvölgyek falain helyenként rovátkakarrok és falikarrok alakultak ki.

A Miroč leggyakoribb karsztos felszínformái a töbrök, amelyek változatos méretben mélyülnek a felszínbe. A töbör felmérések eredményeiről és az ehhez kapcsolódó, felszínfejlődésre vonatkozó megállapításainkról az e kötetben olvasható másik tanulmányunkban számolunk be (TELBISZ et al. 2007).

A töbrök mellett a hegység legmarkánsabb felszínformái a karsztvölgyek, szurdokok. A völgyek vizsgálatával, azok kialakulásának feltárásával új információkat szerezhethetünk a hegység felszínfejlődésének megismeréséhez. A Miroč-hegység és tágabb környékének völgyei a digitális domborzatmodell és a topográfiai térképek alapján (2. ábra) főként ÉNy-DK-i irányúak, amely feltehetően megfelel a korábbi vízhálózat fő irányának (TELBISZ et al. 2007). Ez a vízhálózat még a karbonátos kőzeteket befedő, nemkarsztos kőzeteken formálódott ki. A hegység emelkedésével egyidejűleg a fedőüledékek lepusztultak, a karsztos kőzetek fokozatosan kihantolódtak, megindult a völgyhálózat átöröklődése a mészkőre. Az egykori völgyek egy része ma már csak töbrősorok formájában mutatható ki, de

vannak olyan völgyek is, amelyek az átöröklődés, karsztos völgyfejlődés különböző szakaszait tárják szemünk elé. Pár kiragadott példán keresztül mutatjuk be a völgyek kialakulásának fő állomásait.

A 3. ábrán a Cvetanovac-Sokolovica völgyrendszere látható, amely szép példa a korábbi, nemkarsztos felszínen kialakult völgyrendszer átöröklődésére. A Cvetanovac és a Sokolovica patak egységes vízrendszert alkot. A két patak mai völgye nemkarsztos kőzetekbe mélyül, köztük mészkő alkotja a felszínt. A Cvetanovac vize, a nyelő mögötti rövid szakasz kivételével, egy még fel nem tárt barlangjáraton keresztül jut el a Sokolovica forrásáig, ahol szifon zárja el az utat a forrás mögött a feltáró barlangászok előtt. A felszínen a barlangjárat kialakulását megelőző völgyrendszert járhatjuk végig. A Cvetanovac két nyelőjétől a völgyben felfelé emelkedik a völgytalp, majd egy markáns völgyi vízválasztó után egyenletesen lejt a völgy a Sokolovica forrása felé. A völgytalpon és a csatlakozó völgyekben jól fejlett völgyi többsorok tanúskodnak a korábbi vízhálózat átöröklődéséről és mélybefejeződéséről.



3. ábra: A Cvetanovac-Sokolovica völgyrendszere
 Jelmagyarázat: 1. száraz völgy töbrökkel, 2. eróziós völgy, 3. vízfolyás (időszakos), 4. töbör, 5. víznyelőbarlang, 6. forrásbarlang, 7. völgyi vízválasztó
 Fig. 3: Cvetanovac-Sokolovica valley
 Legend: 1. dry valley with dolines, 2. erosional valley, 3. water course (temporary), 4. doline, 5. ponor, 6. spring cave, 7. intravalley watershed

Hasonló helyzetet figyelhetünk meg a Biger völgyrendszerében is (4. ábra). A karsztos és nem karsztos kőzetpászták váltogatják egymást. A karsztos a korábbi völgyrendszer a többsorok segítségével jól megrajzolható. Jelentős különbség a Cvetanovac völgyéhez képest, hogy itt nem enyhén emelkedő völgytalpon jutunk el a völgyi vízválasztóhoz, hanem a Biger

elnyelődése utáni völgyszakasz meredek falú mészkőszurdok, amely a korábbi barlangjárat felszakadásával formálódhatott ki.



4. ábra: A Biger völgye

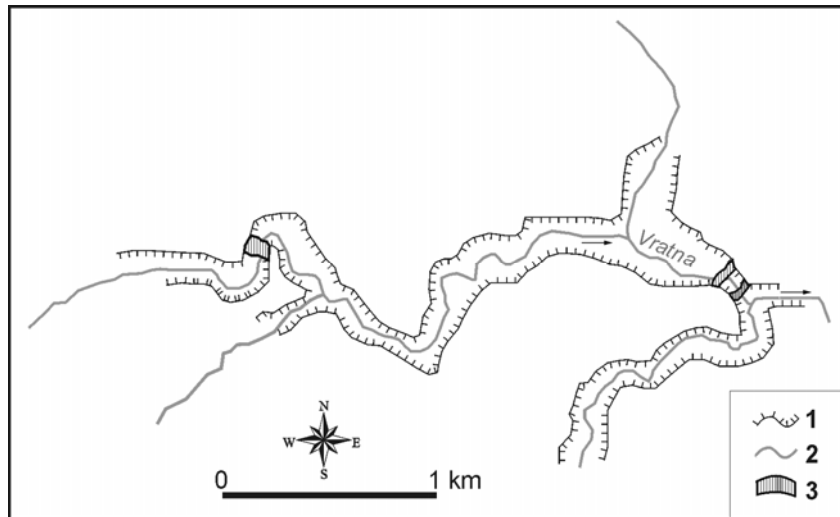
Jelmagyarázat: 1. száraz völgy töbrökkel, 2. eróziós völgy, 3. szurdok, 4. vízfolyás (időszakos), 5. töbör, 6. víznyelőbarlang, 7. forrásbarlang

Fig. 4: Biger valley

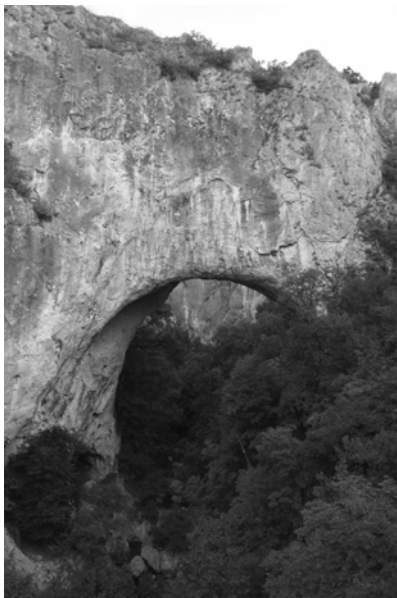
Legend: 1. dry valley with dolines, 2. erosional valley, 3. gorge, 4. water course (temporary), 5. doline, 6. sinkhole cap, 7. spring cave

Az 5. ábrán a Vratna-völgy mutatja a karsztos völgyfejlődés következő szakaszát. A felszínen itt már nem látjuk nyomát, a korábbi vízhálózatot jelző völgyi töbrősoroknak, sőt a vízfolyás elnyelődését és újra felszínre bukkanását sem figyelhetjük meg. Azt, hogy korábban az előző két példában szereplő völgyhöz hasonlóan barlangjáraton keresztül harántolta a mészkősávot a Vratna, már csak a meredek, helyenként függőleges szurdokfalak tanúsítják. A 3,5 km hosszú, 150 m mély szurdokvölgyben az egykori hatalmas barlangjáratokra csak három megmaradt természetes sziklaív (1, 2. kép) emlékeztet. Két sziklaív – a Mala Prerast (Kis-sziklahíd) és a Velika Prerast (Nagy-sziklahíd) egymás közelében helyezkedik el, a harmadik – Suva Prerast (Száraz-sziklahíd) 3 km-rel feljebb található a szurdokban,

összhosszuk 94 m. A szikláiveken kívül több, az egykori barlanghoz csatlakozott oldaljárat tanulmányozható, ezek közül a legnagyobb 305 m hosszú (ČALIĆ-LJUBOJEVIĆ 2000).



5. ábra: A Vratna szurdokvölgye
 Jelmagyarázat: 1. meredek falú szurdokvölgy, 2. folyó, 3. természetes sziklahíd
 Fig. 5: Vratna gorge
 Legend: 1. gorge, 2. river, 3. natural bridge

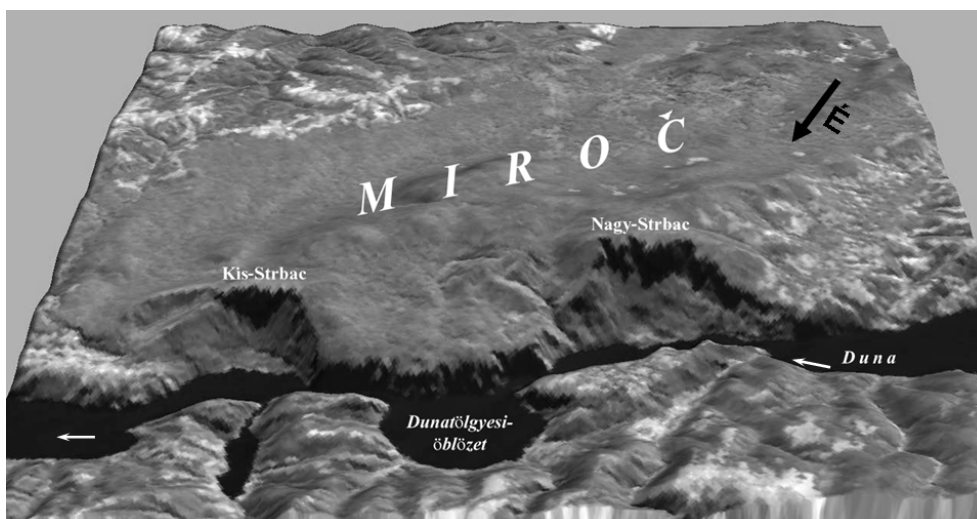


1. kép: Kis-sziklahíd
 Picture 1: Small-natural bridge



2. kép: Nagy-sziklahíd
 Picture 2: Great-natural bridge

A völgyek közül természetesen a legnagyobb és legösszetettebb az általunk kutatott terület határán húzódó Dunáé. A Duna áttörését sok kutató vizsgálta, több elméletet is megfogalmaztak már a kialakulására vonatkozóan, de mindenki által elfogadott és sokoldalúan bizonyított elmélet mind a mai napig nem született. Az egyik, Cvijić-tól (1908) származó, elmélet szerint már a harmadidőszaktól (miocéntól) kezdve folyamatosan megvolt itt ez a völgyszakasz, igaz, hosszú ideig tengersizos formájában, amely a Déli-Kárpátok kiemelkedésével alakult át a Duna völgyévé. Ez az antecedens hipotézis. A másik elmélet szerint a Duna ezen a részen csak később jelent meg, korábban két irányba volt lefolyása a területnek, egyrészt nyugatias irányba a Pannon-medence felé, másrészt kelet felé a Havasalföld (később: Fekete-tenger) irányába. A Duna völgye a keleti irányba futó vízfolyás hátravágódásával, a nyugati irányba tartó folyó lefejezésével alakult ki, Ez utóbbi a kaptura-hipotézis. (SENCU 1979, PINCZÉS 1995, MAROVIĆ et al. 1997).

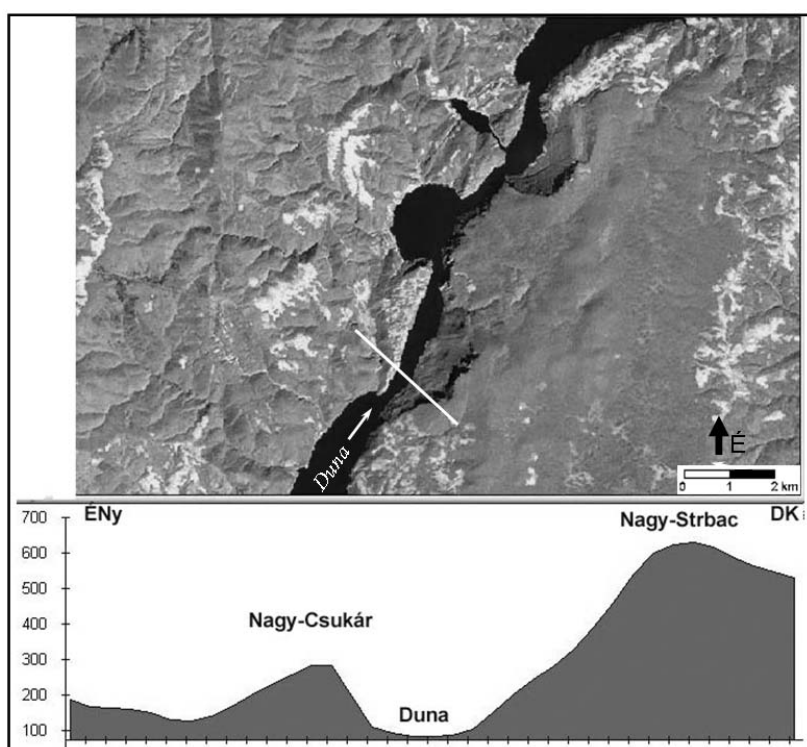


6. ábra: A Nagy- és Kis-Strbac hegyomlással kialakult meredek lejtői a digitális domborzatmodellre húzott Landsat 7 ETM+ űrfelvételén ÉNy-i irányból
 Fig. 6: Steep slopes on Veliki Strbac and Mali Strbac due to large landslides as seen from NW (Landsat 7 ETM+ image draped over SRTM digital elevation model)

Terepi vizsgálataink, a domborzatmodellek és térképek elemzése során több olyan információt gyűjtöttünk össze, amelyek újabb adalékkal

szolgálnak a völgyszakasz, különös tekintettel a Nagy- és Kis-Kazán-szoros¹ kialakulásának jobb megértéséhez.

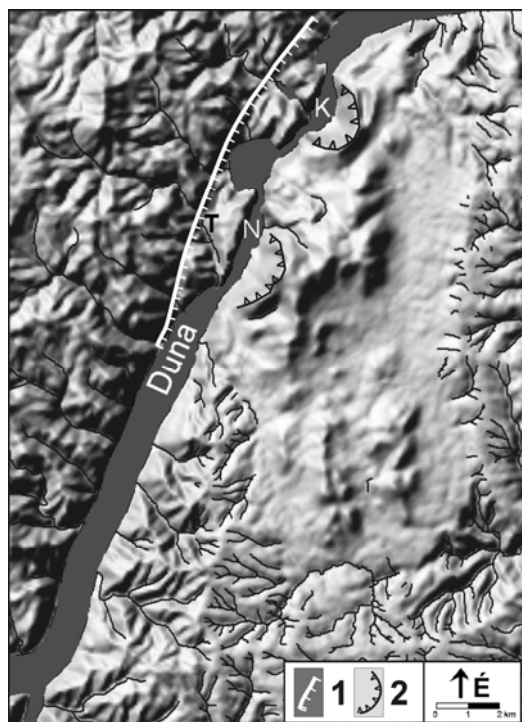
A Kis-Strbac és a Nagy-Strbac meredek letörése (6. ábra) hatalmas hegyomlással alakult ki, amelyet a Duna alámosása idézhetett elő. Az omlás sebhelye jól látszik a domborzatmodellen és az űrfelvételen is. A 7. ábrán, a digitális domborzatmodellből készített ÉNy-DK-i irányú keresztmetszvényen az is egyértelműen látszik, hogy az omlás anyagát a Duna még nem tudta elszállítani, hiszen a Nagy-Strbac lejtőjének alsó szakasza domború ívet alkot.



7. ábra: ÉNy-DK-i irányú keresztmetszvény a Nagy-Csukáron és a Nagy-Strbacon keresztül
Fig. 7: NW-SE cross-section across Ciucarul Mare and Veliki Strbac

A 8. ábrán foglaljuk össze a Kazán-szorosok kialakulására vonatkozó új hipotézisünkkel kapcsolatos tényeket, amelyek részben a terepen, részben a domborzatmodellen is megfigyelhetők:

¹ Érdekességként megjegyzendő, hogy a szorosok jelzője a szerb nyelvben éppen fordítottja a magyar vagy román elnevezéseknek (Nagy-Kazán = Cazanele Mari = Mali Kazan és Kis-Kazán = Cazanele Mici = Veliki Kazan)



8. ábra: A Kazán-szorosok kialakulásával kapcsolatos formaelemek
 Jelmagyarázat: 1. eróziós perem, 2. hegyomlással kialakult sziklafal pereme, T. folyóterasz, N. Nagy-Kazán-szoros, K. Kis-Kazán-szoros

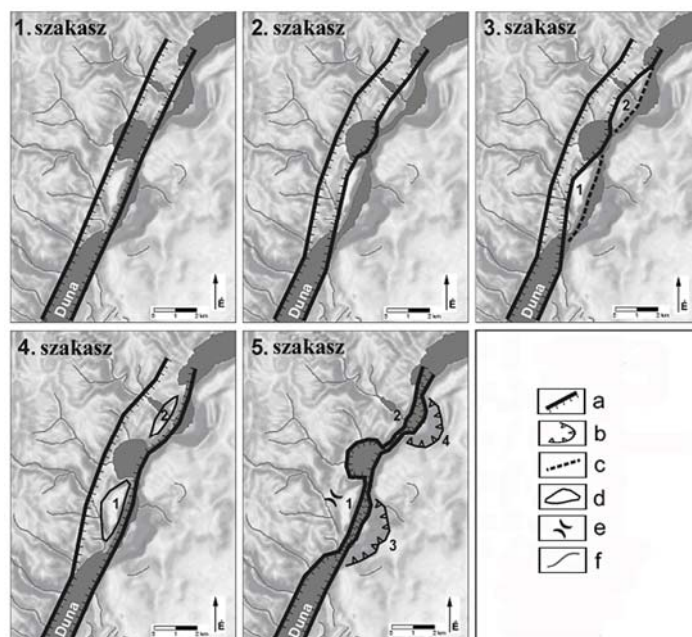
Fig. 8: Main landforms in connection with the evolution of the Kazan Gorges
 Legend: 1. erosional rim, 2. Landslide wall, T. river terrace, N. Big Kazan gorge, K. Small Kazan gorge

- A Duna-völgy mentén több helyen is megfigyelhetők teraszok, melyek közül különösen fontos a Csukároktól Ny-ra elhelyezkedő nyereg egykori terasz volta (pl. CONSTANTIN et al., 2000).
- Egyenes, egyenletes szélességű völgyben folyik a Duna Donji Milanovactól a Nagy-Kazán-szoros bejáratáig.
- Eróziós perem a Csukároktól Ny-ra, mely nagyjából követi a Donji Milanovactól húzható balparti vonalat, de enyhén kifelé (Ny felé) görbül.
- A Strbacok fent említett omlásos formakincse (ívelt szakadásfal, törmeleklejtő),
- A korábbiakban ismertetett barlang-felszakadási analógiák a Miroč más részein, melyek a völgyhálózat átöröklődésének lehetőségét jelzik a vizsgált területen.

Mindezek figyelembevételével a Kazán-szorosok kialakulását az alábbiak szerint képzeljük el (9. ábra).

A Duna völgyének ez a szakasza tektonikusan preformált, a Cserna-Zsil jobbos oldalirányú vető (pl. KRÄUTNER, 1996; FÜGENSCHUH,

(SCHMID, 2005) mentén alakult ki, amikor a Nagy- és Kis-Csukár, amelyek ekkor még a Miroč részei voltak, fedett karsztos térszín volt. A DDNy-ÉÉK-i irányú egyenes völgy vízfolyása bevágódott a nemkarsztos kőzetekbe (1. szakasz).



9. ábra: A Kazán-szorosok kialakulásának szakaszai

Jelmagyarázat: 1. Nagy-Csukár, 2. Kis-Csukár, 3. Nagy-Strbac, 4. Kis-Strbac, a. egykori folyópart, b. hegyomlás pereme, c. feltételezett barlangjárát, d. terasz-sziget, e. nyereg, f. kisebb vízfolyás

Fig. 9: Steps in the formation of the Kazán Gorges

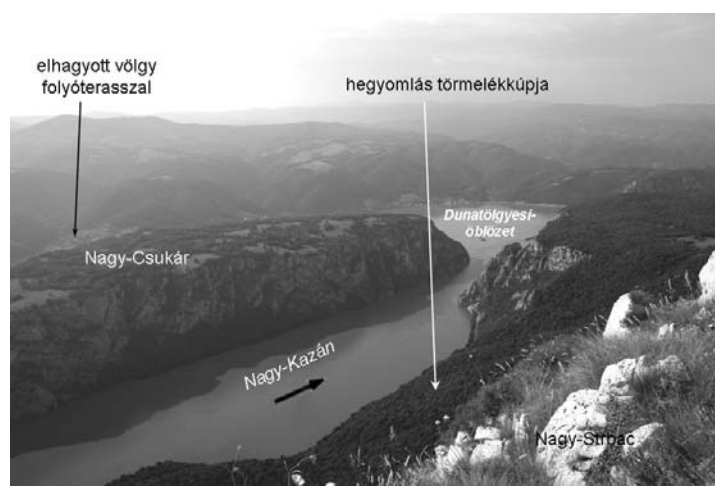
Legend: 1. Nagy-Csukár, 2. Kis-Csukár, 3. Nagy-Strbac, 4. Kis-Strbac, a. riverbank, b. edge of landslide, c. hypothetical cave, d. terrace island, e. saddle, f. minor watercourse

A Bánsági-hegyvidék (Déli-Kárpátok) kiemelkedésével a Miroč antiklinálisának erózióval szemben ellenállóbb, alsó-kréta és jura időszerű mészköve elkezd kibukkanni a fedő, nemkarsztos kőzetek alól, és ennek részeként a Csukárok a Dunát ÉNy felé térítik el és kialakul a napjainkban is megfigyelhető eróziós perem (2. szakasz).

A Duna bevágódásával egyre jobban kihantalódnak a mészkő-összletek és megindul a karsztosodás a felszínen és a felszín alatt. A leendő Kazán-szorosok helyén az összetöredezett mészkőben, a Cserna-Zsil vető irányának megfelelően barlangjárátok alakulnak ki, amelyekbe fokozatosan egyre több vizet juttat a Duna, de a fő folyása még nyugatról kerüli ki a Csukárokat. A folyó bevágódása teraszokat alakít ki ezen a szakaszon (3. szakasz).

A barlangok fokozatosan felszakadnak, a Duna fő folyása átkerül a Csukároktól DK-re, esetleg szigetekként állnak ki a Csukárok a folyóágak között (4. szakasz).

A további emelkedés miatt a folyó teljes egészében a mai helyére kerül, a Csukárok a bal partról „rányomják” a Dunát a jobb partra, amely alá-mossa a Nagy- és Kis-Strbac lejtőit. Ez az alámosás váltja ki a hatalmas hegyomlásokat, és így kialakul végeredményben a Kazán-szorosok napjainkban is látható formakincse (5. szakasz, 3. kép).



3. kép: A Nagy-Kazán a Nagy-Strbacról.
Picture 3: Big-Kazan gorge from Veliki Strbac

Fontosnak tartjuk hangsúlyozni, hogy az ismertetett hipotézis nem dönti el az antecedens kontra kaptura vitát, mert az itt leírtak alapvetően a szorosok fejlődésének második (pleisztocén második fele, holocén) szakaszára vonatkoznak, amikor a Duna már mindenképpen ezen a részen folyt a teraszok tanúsága szerint.

5. Barlangok

A Miroč-hegység barlangjait hosszú időn keresztül hanyagolták a helyi barlangászok és kutatók, hiszen az egykori Jugoszlávia területén a jóval jelentősebb dinári karsztvidékek és barlangok voltak a feltárások célpontjai. Az ország szétesése, a karsztos hegységek jelentős részének elvesztése után a barlangkutatók figyelme a kisebb karsztvidékek felé irányult. A Miroč-hegység barlangjainak feltárása az 1990-es évek elején kezdődött, a belgrádi

Egyetemi Barlangkutató és Alpinista Klub (ASAK) irányításával (LJUBOJEVIĆ 2001). A bő másfél évtizedes barlangkutató eredményeként több mint 30 barlangot tártak fel. A hat legmélyebb szerbiai barlang közül négy, a tíz leghosszabb szerbiai barlangból pedig kettő e területen található (I. táblázat).

I. táblázat
Table I.

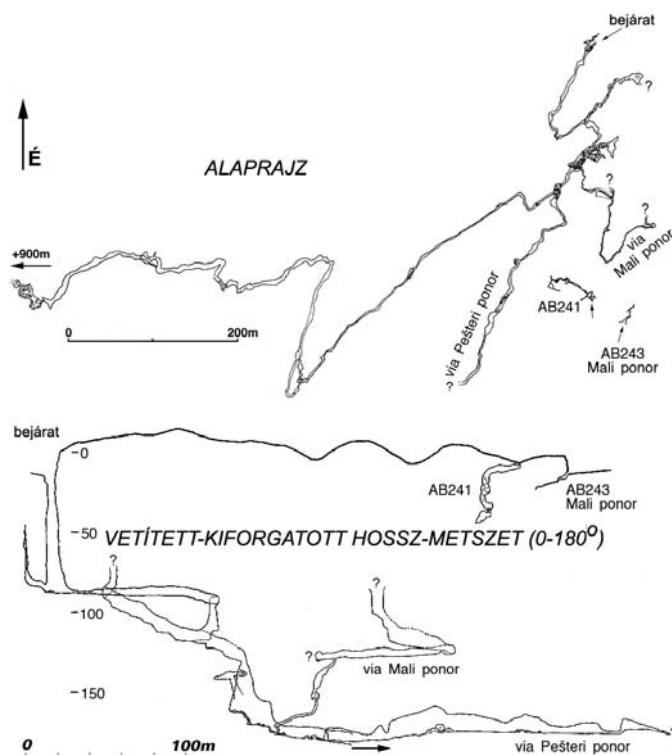
A Miroč-hegység jelentősebb barlangjai (LJUBOJEVIĆ 2001 alapján)
Most important caves of Mt. Miroč (after LJUBOJEVIĆ 2001)

<i>barlang</i>	<i>hossz (m)</i>	<i>mélység (m)</i>
Bele Vode	304	14
Buronov ponor	2925	187
Mamutolo	80	-
Ibrin ponor	855	239
Suvi ponor	930	133
Jama u Laništu	710	272
<i>Rakin ponor</i>	684	285
Faca šora	-	266
Sokolovica	283	-
Veliki ponor	536	92
Pešteri ponor	59	-
<i>Nemački ponor</i>	3422	210
Gaura Ra	185	-

A hegység barlangjainak nagy része víznyelőbarlang, melyek a karsztperemi víznyelők mögött fejlődtek ki (2. ábra). A nagyobb barlangok között mindössze három forrásbarlang van. A Sokolovica forrása (5. ábra) mögött húzódó barlang feltárását szifonok akadályozzák. A Duna szorosában nyíló Bele Vode részben víz alá került a Vaskapu gátjának megépülése után, a Pešterát pedig teljesen elborította a víz, így létezéséről csak a korábbi leírások alapján tudunk (CVIJIĆ 1921). Néhány rombarlang van a területen, de a belső részekben továbbiak feltárása várható. A legismertebb rombarlangok a Vratna szurdokában találhatóak (7. ábra).

A víznyelőbarlangok többnyire a hegység nyugati és keleti felén alakultak ki, és két nagy vízhalózat-rendszerhez sorolhatóak. A két legnagyobb barlang a nyugati (Buronov ponor) és a keleti (Nemački ponor, 10. ábra)

érintkezési zóna északi részén jött létre, terjedelmes vízszintes és függőleges ágakkal. E két barlang járatrendszere a vizsgálatok alapján összeköttetésben van a Bele Vode (Buronov ponor) és a Peštera (Nemački ponor) forrásbarlanggal (LJUBOJEVIĆ 2001).



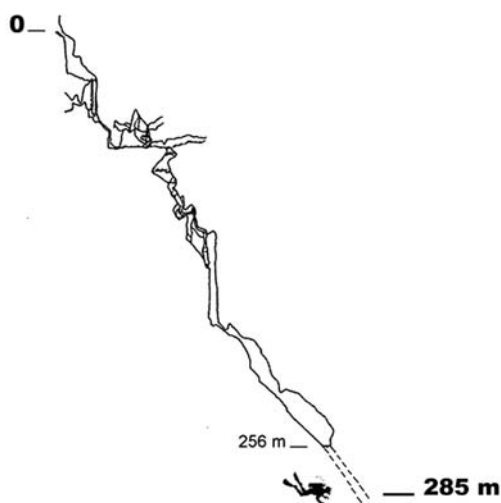
10. ábra: A Nemački ponor alaprajza és hossz-szelvénye (LJUBOJEVIĆ 2001)
Fig. 10: Plan of Nemački ponor (LJUBOJEVIĆ 2001)

A Buronov Ponor 187 m mély lépcsőzetesen mélyülő barlang, nyolc aknával. Két eltérő magasságban nyíló bejárata ismert, ezt kb. 300 m hosszú alacsony járat követi. A főág lapos szelvénye magas oldott folyosóvá tágul, amelyben nagy tetarátágatok találhatók. A végponti szifon előtt tó tölti ki a járatot. Az aktív időszakokban a víz teljesen kitölti a bejárathoz közeli kis keresztmetszetű járatszelvényt, így elérhetlenné válik a barlang belső része. Az év száraz időszakában a barlang eddig ismert teljes 2925 méteres hossza bejárható. A barlang fő ágai északi, illetve északkeleti irányúak (ZLOKOLICA-MANDIĆ, MANDIĆ 1997).

A karsztvízszintet eddig csak két barlangban, Szerbia legmélyebb barlangjában, a Rakin ponorban (11. ábra), 95 m tengerszint feletti magas-

ságban, és a Buronov ponorban, 93 m tengerszint feletti magasságban érték el.

A barlangjáratok változatos formában alakultak ki, a víz által lecsiszolt falú csatornákat néhol, főként a keleti zónában, széles tektonikus eredetű hasadékok keresztezik, sok helyen megfigyelhető a barlangi patakok hordalékának rétegződése, máshol hatalmas sziklaomlásokkal találkozhatunk. A földalatti patakmedrek néhol meredeken vezetnek a mélybe, itt a gyors folyású vizek simára koptatják a falakat, máshol enyhébb lejtésű medrekben folyik a víz, s közben hatalmas tetarata gátakat épít (pl. Buronov ponor).



11. ábra: A Rakin ponor vetített-kiforgatott (0-180°) hosszmetezete (LJUBOJEVIĆ 2001)
Fig. 11: Plan of Rakin ponor (LJUBOJEVIĆ 2001)

6. Összegzés

A Miroč-hegység karsztos formakincsének terepi vizsgálata, valamint a digitális domborzatmodell, űrfelvételek, földtani és topográfiai térképek elemzése alapján bemutattuk a felszíni és felszín alatti formákat. A karsztra átöröklődő völgyek fejlődésének különböző szakaszait különítettük el és elméletet dolgoztunk ki a Duna Kazán-szorosainak kialakulásáról. Ennek keretében a Kazán-szorosok jelenlegi helyzetét és formakincsét szerkezeti vonal menti előrejelzettséggel (Cserna-Zsil jobbos vető), folyóvízi erózióval, barlangfelszakadásos szurdokképződéssel és végül hegyomlásokkal magyaráztuk.

IRODALOM

ČALIČ-LJUBOJEVIĆ, J. (2000): Natural bridges on the Vratna river (Eastern Serbia) as the last remnants of a former cave – *Acta Carsologica*, Ljubljana Vol. 29/2 p. 241-248.

CONSTANTIN, S. - LAURITZEN S. - ȘTIUCĂ, E. - PETCULESCU, A., (2000): Karst evolution in the Danube Gorge from U-series dating of cave-bear skull and calcite speleothems from Peștera de la Gura Ponicovei (Romania) – *Theoretical and Applied Karstology*, 13-14, p.39-50.

CVJIĆ, J. (1908): *Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores*. Peterm. Mitt. Ergänzungsheft, Gotha, 64 p.

CVJIĆ, J. (1921): *Djerdapske terase*. - Glas Srpske Kraljevske Akademije, Beograd 33 p.

FÜGENSCHUH B. - SCHMID S.M. (2005): Age and significance of core complex formation in a very curved orogen: Evidence from fission track studies in the South Carpathians (Romania) – *Tectonophysics*, Amsterdam Vol. 404, p. 33– 53.

KRÄUTNER H.G. (1996): Alpine and pre-Alpine terranes in the Romanian South Carpathians and equivalents south of the Danube – In: Knezevic, V., Krstic, B. (szerk.): *Terranes of Serbia.*, p. 53–58.

LJUBOJEVIĆ, V. (2001): Caves of Mt. Miroč (Danube Gorge, Eastern Serbia) – *Proceedings of the 13th International Congress of Speleology*, Brasilia, S4 CD p. 1-4.

MAROVIĆ M. - GRUBIĆ A. - DJOKOVIĆ I. - TOLJIĆ M. - VOJVODIĆ V., (1997a): The Genesis of Djerdap Gorge – *International Symposium, Geology in the Danube Gorges, Donji Milanovac – Orsova*, p. 99-104.

MAROVIĆ M. - GRUBIĆ A. - DJOKOVIĆ I. - TOLJIĆ M. - VOJVODIĆ V., (1997b): The nealpine tectonic pattern of Djerdap region – *International Symposium, Geology in the Danube Gorges, Donji Milanovac – Orsova*, 111-115

MENKOVIĆ L. J. (1995): *Geomorfološka karta Srbije 1:500.000 (Geomorphological map of Serbia 1:500.000)* - Geografski institut "J. Cvijić" SANU, Beograd

PINCZÉS Z. (1995): *A Déli-felföld természeti földrajza – KLTE*, Debrecen, 141p.

SENCU, V. (1979): *Carstul din Defileul Dunarii – In: ORGHIDAN, T. - NEGREA, S. (szerk.) Speologia. Gr. Cerc. Compl. "Portile de Fier". Seria Monografica, Academiei RSR, Bucuresti*, p. 11–29.

STEVANOVIĆ Z. (1997): Characteristics of karst areas in Djerdap zone - *Geology of Djerdap area*, Beograd, p. 181-190.

TELBIŠZ T. - MARI L. - KOHÁN B. - ČALIČ, J. (2007): A szerbiai Miroč-hegység töbreinek térinformatikai és GPS-es terepi vizsgálata – Karsztfelődés XII., BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 71-90.
ZLOKOLICA-MANDIĆ M. - MANDIĆ M. (1997): Buronov ponor – Proceedings of 3rd Symposium on karst protection, Beograd, p. 245-253.

ADALÉKOK AZ ELEVEN-FÖRTÉSI TÖBÖRCSOPORT (BAKONY- HEGYSÉG) KARSZTOSODÁSÁHOZ¹

VERESS MÁRTON-PUSKÁS JÁNOS

Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely,
Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@bdf.hu, pjanos@bdf.hu

Abstract: The Eleven-förtési dolina group occurs in the depression of the covering sedimentary rock which is on the planar surface between Kőrös Mount and Parajos Mount. We examined the morphology of the limestone floor, the thickness of the covering sedimentary rock and characteristic of it by VES measuring. By the data of mapping and VES measuring we created topography map of the surface and the topography map of the limestone floor, further more 18 pieces geoelectrical-geology profiles of the area. The covered karst forms of the area developed during syngenetical and postgenetical karstification. The syngenetical covered karst forms developed mainly above the mounts of the limestone floor. As the postgenetical covered karst forms could develop above the depressions and mounts of the limestone floor too. First during the process of infilling and later during denudation. The thickness of the covering sedimentary rock decreases due to the development of valley further more the sediments was transported into the karst. The previous process helped the development of the covering sedimentary rock too. The development of the greatest depression (sign E-1 depression) is due to several facts such as its water collecting place is great, further more the valley which leads to it and places near its surrounding where the impermeable character (wet places) was created. Much water flow from the valleys and the wet places into the above mentioned form.

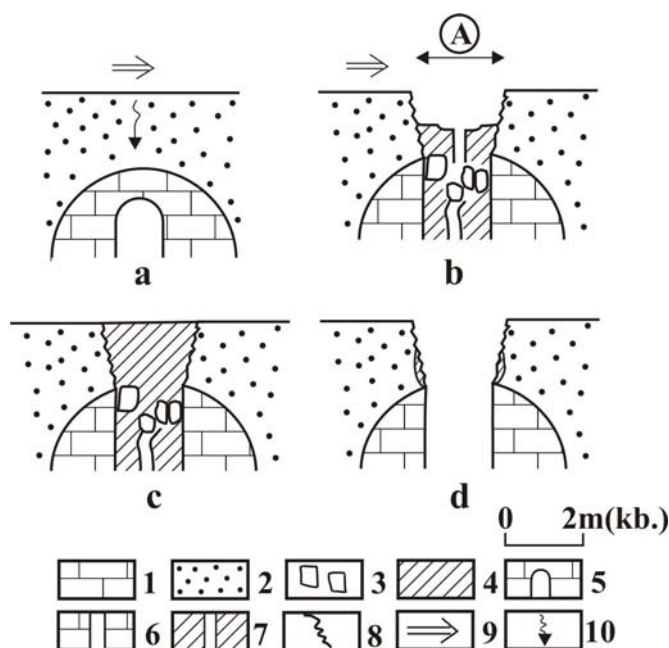
1. Bevezetés

A fedett karsztos töbröknek az alábbi változatai fejlődhetnek ki (CVJIČ 1893, CRAMER 1941, THOMAS 1954, JENNINGS 1985, DRUMM *et al.* 1990, VERESS 1999, THARP 1999, WALTHAM-FOOKES 2003):

- Átöröklődéses töbr akkor jön létre, ha az összeálló konszolidálódott fedőkőzet a fekü anyaghiányos részébe beleomlik.
- Lezökkenéses töbr képződik, ha a nem összeálló, laza anyagú fedő ugyancsak beomlik. Ennek előfeltétele, hogy a fedő viszonylag összeálló legyen és a fekületben az anyaghiány gyorsan létrejőjön.
- Szuffúziós töbr képződhet akkor, ha a laza anyagú fedő anyaga a fekü kürtőjébe szállítódik utánsüllyedéssel, szuffúzióval, lejtőleemosással, vagy tömörödéssel.
- Víznyelő jellegű töbr jön létre, ha a laza anyagú fedő anyagát felszíni vizek halmozzák a fekü járatába.
- Víznyelős töbr akkor jön létre, ha a fekü vakkürtője beomlik. Ezt követően a laza anyagú fedő a kürtőbe omlik, vagy süllyed.

¹ Készült a T048585. sz. OTKA kutatási pályázat támogatásával

- Tömörödéses töbör alakulhat ki, ha egy idős karsztos mélyedés kitöltő anyagában egy mélyedés kialakulását a kitöltő anyag tömörödése okozza.



1. ábra: Az I.a altípusba tartozó fedett karsztos mélyedések kialakulása
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. fedőüledék, 3. omladék, 4. áthalmazott fedőüledék, 5. vakkürtő, 6. kürtő, 7. járat, 8. omlással kialakult lejtő, 9. vízáramlás és anyagszállítás, 10. vízszivárgás és szuffúzió a fedőüledékben, A. kifejlett fedett karsztos forma, a. vakkürtő képződik, b. omlással felnyílik, a fedő beleomlik a kürtőbe, c. a kürtő kitöltődik, a mélyedés feltöltődik, d. a kürtő üledékeit veszíti, újabb omlással újabb víznyelős töbör képződik, a-b: szingenetikus karsztosodás (I.a₁ változat), c-d: posztgenetikus karsztosodás (I.a₂ változat)

Fig 1: The development of the I.a. sub-type covered karst forms
 Legend. 1. limestone, 2. covering sedimentary rock, 3. cave debris, 4. covering sedimentary rock wich suffered redeposition, 5. blind pit, 6. pit, 7. burrow, 8. slope, which developed with breakdown, 9. the flow of water and transportation of the sediment on the surface, 10. water infiltration and suffusion in the covering sedimentary rock, A. adult covered karst form, a. blind pit develops, b. it opens up with breakdown, the covering sedimentary rock breaks down into the pit, c. the pit is filled in and the depression is accrued, d. the pit loses its sedimentary rock, newer covered karst form develops because of newer breakdown, a-b: syngenetical karstification (I.a₁ version), c-d: postgenetical karstification (I.a₂ version)

A fedőüledékben zárt mélyedés, depresszió alakulhat ki akkor, ha ott fedett karsztos mélyedések alakulnak ki. E mélyedések járatain és kürtőin keresztül a karsztba szállítódik a mélyedések környezetéből a fedőüledék egy része.

VERESS (1999) szerint a fedett karsztos mélyedések szingenetikusak és posztgenetikusak. Szingenetikus karsztosodás során létrejövő fedett karsztos mélyedés kialakulási kora egyidős, míg posztgenetikus karsztosodás során létrejövő mélyedés kora fiatalabb, mint a létrejöttét okozó kürtő

kialakulási kora. A geofizikai vizsgálatok adatai szerint (VERESS 2006/a, VERESS 2006/b) a fedett karsztos mélyedések a fekihöz képest elhelyezkedhetnek a fekü magaslata (I. típus), oldallejtője (II. típus) vagy mélyedése (III. típus) felett. A Bakony-hegység fedett karsztos formái a fekihöz képesti helyzetük, valamint a fedő eredeti vastagságának (a mélyedés pereménél mérhető vastagság) és a belső fedőüledék vastagságának (ez a mélyedés talpán mérhető) a figyelembevételével kialakulásuk szerint az alábbiak lehetnek.

- I.a. altípusú fedett karsztos mélyedés, amely miután magaslati helyzetű, külső üledékvastagsága 3,5 m-nél kisebb, a belső üledékvastagsága 0 m. A kicsi üledékvastagság következtében a fedő anyaga miután a vakkürtő felnyílik, beleomlik a kürtőbe (I.a₁ altípus). E típus lehet posztgenetikus is (I.a₂ altípus) akkor, ha a vékony fedő idős, üledékeit veszítő kürtőbe (barlangba) omlik (1. ábra).

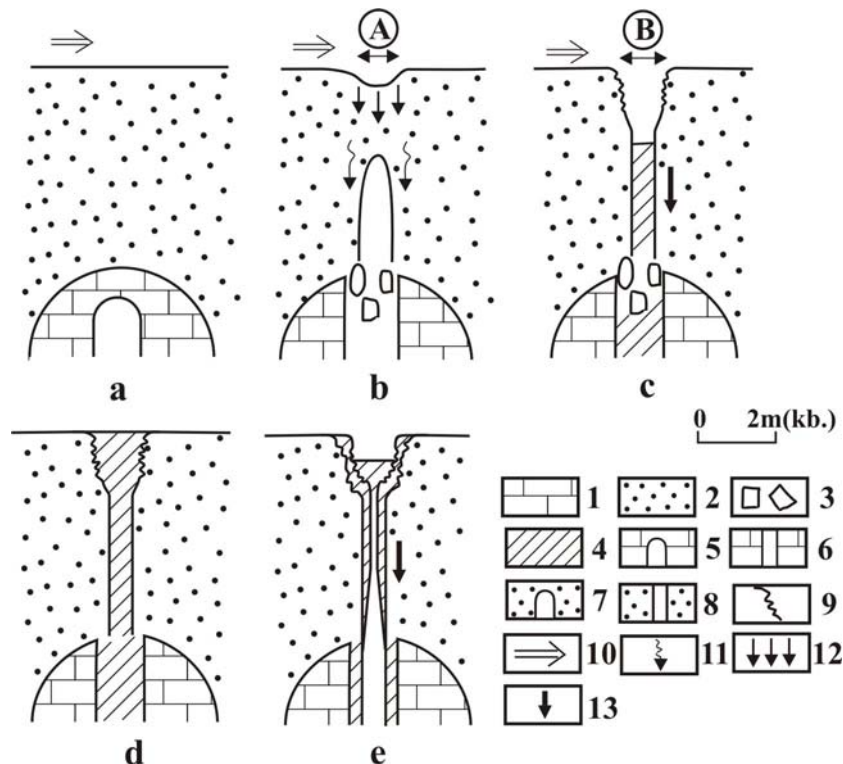
- I.b. altípusú fedett karsztos formák bár ugyancsak magaslati helyzetűek, közepes külső üledékvastagságúak. A szingenetikus változatnál (I.b₁ változat) a külső üledékvastagság 2,0-5,33 m, a belső 0,9-2,0 m. A posztgenetikus változatnál (I.b₂) a külső üledékvastagság 5,3-7,4 m, míg a belső 1,2-4,7 m. A nagy üledékvastagság miatt a mélyedés kialakulásának előfeltétele, hogy a fedőben járat képződjön. A járat képződést bizonyítják a terepi megfigyelések és a sokelektrodás mérések (2. ábra).

- Közepes üledékvastagságú környezetben létrejöhetnek olyan fedett karsztos mélyedések is, amelyeknél a belső fedőüledékvastagság 0 m. E formák kialakulása két szakaszban történik: előbb a fedőben járat képződik, majd a járaton keresztül történő anyagszállítás miatt a felszínen mélyedés képződik. Az anyagelszállítás miatt a mélyedéstalp alatti üledék és járat felemésződik (3. ábra). Ezen altípusnak is lehetnek szingenetikus (I.c₁) és posztgenetikus változatai (I.c₂) is.

- A lejtői helyzetű fedett karsztos mélyedéseknél a külső fedővastagság változatos, de általában nagy. Így kialakulásuk előfeltétele ugyancsak járat létrejötte a fedőben. A szingenetikus változat (II/a altípus) kisebb üledékvastagságnál is létrejön (3,6-8,6 m), míg a posztgenetikus változatnál (II/b altípus) ennek értéke nagyobb (5,33-15,0 m).

- Mélyedés feletti fedett karsztos formák külső üledékvastagsága változatos. E típusnak kialakulhat szingenetikus változata is (IIIa₁) akkor, ha a fedő viszonylag vékony és ha az vízáteresztő anyag (pl. mészkőtörmelék), vagy a fedő vízzáró összlete a kialakuló mélyedésnél kiemelkedik. A kitöltött fekü-mélyedések felett azonban a fedő többnyire vastag. Ekkor kialakulhatnak olyan posztgenetikus víznyelős töbrök (IIIa₂), ahol mind a külső, mind a belső fedőüledék vastagság nagy (4,6-20,0 m ill. 3,8-8,0 m). Ezen altípusba

tartozó fedett karsztos mélyedések kialakulása járat képződés során történik (4. ábra). Kialakulhat azonban posztgenetikus fedett karsztos mélyedés omlással is, ha az idős kürtő üledékeit gyorsan elveszíti és/vagy a fedő viszonylag összeálló. Az ilyen fedett karsztos formák külső üledékvastagsága nagy (elérheti a 16 m-t), míg a belső kicsi (1-2 m).

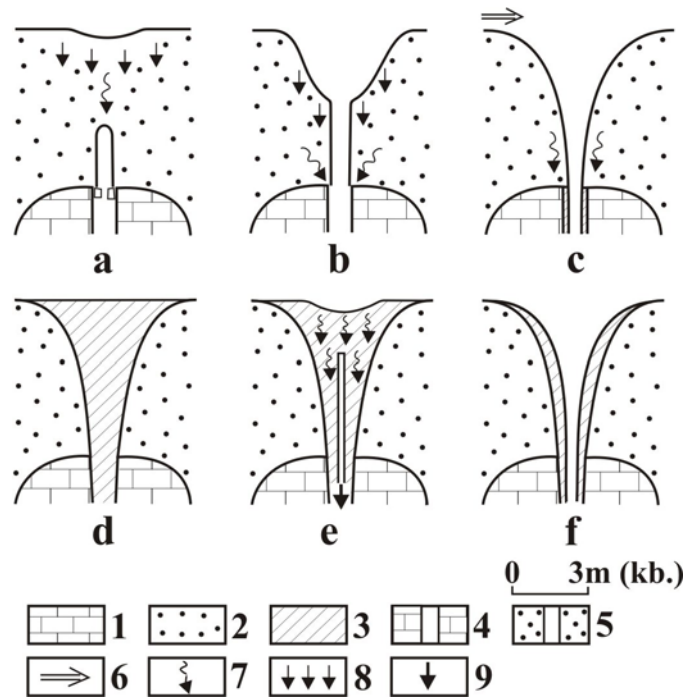


2. ábra: Az I.b altípusba tartozó fedett karsztos mélyedések kialakulása

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. fedőüledék, 3. omladék, 4. áthalmazott fedőüledék, 5. vakkürtő, 6. kürtő, 7. vakjárat, 8. járat, 9. omlással kialakult felület a fedőben, 10. vízáramlás és anyagszállítás a felszínen, 11. vízszivárgás és szuffúzió a fedőüledékben, 12. süllyedés a szuffúzió és kisebb omlások miatt, 13. üledék áthalmazódás a járatban és kürtőben, A. fiatal fedett karsztos forma, B. kifejlett fedett karsztos forma, a. vakkürtő képződik, b. a felszínen süllyedéssel mélyedés képződik, a vakkürtő beomlik, az omlás átterjed a fedőüledékre, ahol vakjárat képződik, c. a vakjárat omlással a felszínre nyílik, d. a kürtő és a járat kitöltődik, a felszíni mélyedés feltöltődik, e. a kitöltésben járat képződik, a feltöltésben újabb fedett karsztos forma képződik omlással, a-c: szingenetikus karsztosodás (I.b₁ változat), d-e: posztgenetikus karsztosodás (I.b₂ változat)

Fig 2: The development of the I.b sub-type covered karst forms

Legend: 1. limestone, 2. covering sedimentary rock, 3. breakdown, 4. covering sedimentary rock, which suffered redeposition, 5. blind pit, 6. pit, 7. blind burrow, 8. burrow, 9. slope which developed with collapsing, 10. flow of water and transportation of the sediment on the surface, 11. water infiltration and suffusion in the covering sedimentary rock, 12. sinking of the material, because of suffusion and smaller collapsings, 13. transportation of the sedimentary rock in the burrow and in the pit, A. juvenile covered karst form, B. adult covered karst form, a. blind pit develops, b. depression develops because of sinking of the surface, blind pit breaks down, the processes passes into the covering sedimentary rock, in which blind burrow develops, c. the blind burrow opens up to the surface, d. the pit and the burrow are filled in, the depression is accrued, e. burrow develops in the material of the filling newer covered karst form develops in the infilling with break down, a-c: syngenetical karstification (I.b₁ version), d-e: postgenetical karstification (I.b₂ version)



3. ábra: Az I.c altípusba tartozó fedett karsztos mélyedések kialakulása

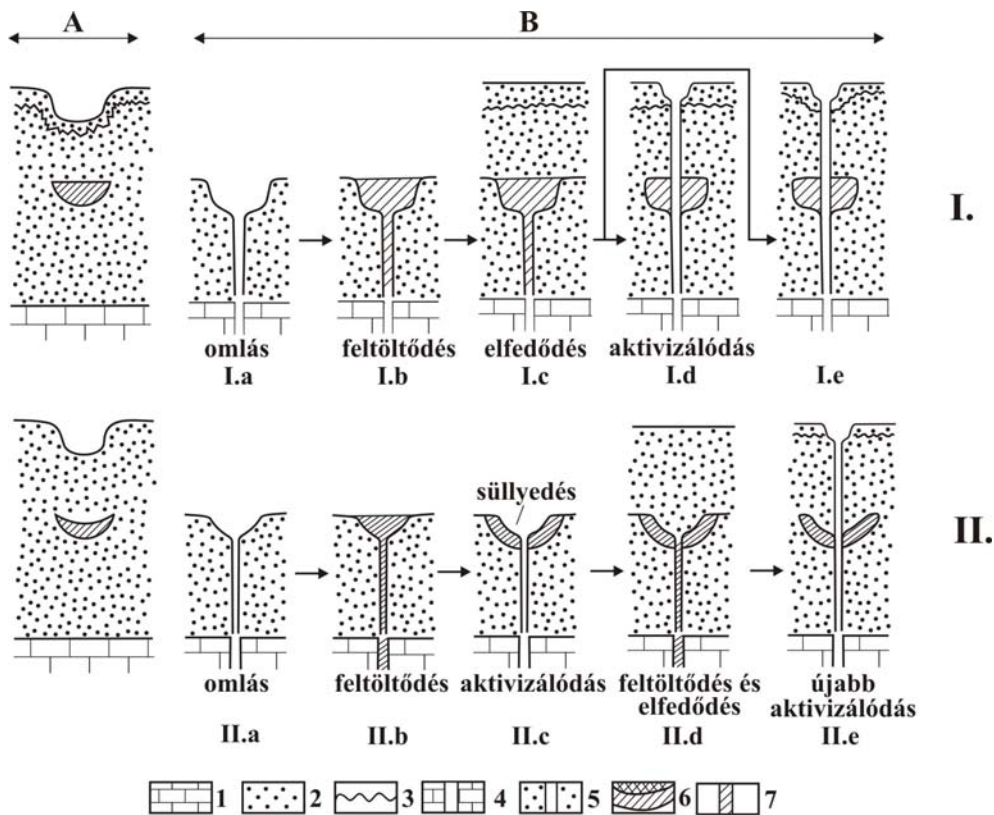
Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. fedőüledék, 3. áthalmazott fedőüledék, 4. kürtő, 5. járat, 6. vízáramlás és anyagszállítás a felszínen, 7. vízszivárgás és szuffúzió a fedőüledékben, 8. szuffúziós felszínsüllyedés, 9. üledék áthalmazódás a járatban és kürtőben, a. a felszín megsüllyed a szuffúzió ill. a fedő anyagának a járatba halmozódása miatt, b. a besüllyedő felszín (a mélyülő mélyedés aljzata) eléri a járatot, c. a mélyedés aljzat tovább süllyedve eléri a fekvőt, d. a mélyedés feltöltődik a járat kitöltődik, e. a kitöltésben járat képződik, a kitöltés felszíne megsüllyed, f. újabb mélyedés alakul ki süllyedéssel, a-c: szingenetikus karsztosodás (I.c₁ változat), e-f: posztgenetikus karsztosodás (I.c₂ változat)

Fig 3: The development of the I.c sub-type covered karst forms

Legend: 1. limestone, 2. covering sedimentary rock, 3. covering sedimentary rock which suffered redeposition, 4. pit, 5. burrow, 6. flow of water and transportation of the sediment on the surface, 7. water infiltration and suffusion in the covering sedimentary rock, 8. the sinking of the surface because of suffusion, 9. the transportation of the sediment in the burrow and in the pit, a. the surface sinks because of suffusion and because of transportation of the covering sedimentary rock into the burrow, b. the sinking surface (the bottom of the deepening depression) touches the pit, c. the bottom of the depression sinks further and it touches the limestone floor, d. the depression is accrued, the pit is filled in, e. burrow develops in the filling, the surface of the infilling sinks, f. newer depression develops by sinking, a-c: syngenetical karstification (version I.c₁), e-f: postgenetical karstification (version I.c₂)

A posztgenetikus fedett karsztos formák alatti fedőben többnyire már korábban is kialakult, vagy kialakultak fedett karsztos formák. Ezek feltöltődtek. A kitöltésben, vagy a kitöltés felett képződő fedőüledékben újabb fedett karsztos mélyedések képződtek akkor, ha a fekvő kürtője üledékeit elvesztette. A posztgenetikus karsztosodást bizonyíthatnak az alábbi üledékszerkezetek.

- A fedőben lencsés üledékbetelepülés van. Ez esetben az egykori mélyedés kitöltődött, majd eltemetődött (4.I. ábra).



4. ábra: A III_{a2} változatba tartozó fedett karsztos mélyedések kialakulása

Jelmagyarázat: A. az üledékszerkezet, B. az üledékszerkezet és a fedett karsztos mélyedés létrejötte, I.a. a vakkürtő beomlásával a fedőn járat képződik, amely felett a fedő omlásával fedett karsztos forma alakul ki, I.b. a kürtő és a járat kitöltődik (eltömődik), a mélyedés feltöltődik, I.c. a mélyedés felett az akkumuláció miatt a fedőüledék vastagodik, I.d. a kürtő és járat üledékeit veszíti, a járat felfelé fejlődése miatt omlással a felszínen mélyedés képződik, I.e. a járatnak a felszín irányába fejlődése miatt a mélyedés nem omlással, hanem süllyedéssel alakul ki, II.a. a járat feletti anyag beomlása miatt a felszínen mélyedés képződik, II.b. a kürtő és járat kitöltődik, a mélyedés feltöltődik, II.c. a kürtő és járat üledékeit veszíti, karsztos mélyedés jön létre a járat feletti üledékeknek a süllyedése következtében, II.d. a kürtő és járat kitöltődik, a mélyedés feltöltődik, a mélyedés és környezete elfedődik, II.e. a kürtő és járat üledékeit veszíti, a járat felfelé fejlődése miatt omlással a felszínen mélyedés képződik, 1. mészkő, 2. fedőüledék, 3. összehatár, 4. kürtő, 5. járat, 6. mélyedés kitöltés, 7. kürtő ill. járat kitöltés

Fig 4: The development of the III_{a2} various covered karst forms

Legend: A. sedimentary structure, B. the developing of the sedimentary rock and the covered karst form, I.a. burrow develops on the sedimentary rock because of the breakdown of the blind pit, therefore sedimentary rock, which is over the burrow breakdown, this process causes the development of the covered karst form, I.b. the pit and burrow becomes infilled, the karst form accrues, I.c. the thickening sedimentary rock increases, because of the accumulation over the covered karst form, I.d. covered karst form develops on the surface because the pit and the burrow lost its deposit, and so over the burrow sedimentary rock breakdown, I.e. development of karst form happens with sinking and not with breakdown when the burrow develops upwards direction to the surface, II.a. covered karst form develops on the surface because of the breakdown of the sedimentary rock over burrow, II.b. the pit and the burrow becomes infilled, the karst form accrues, II.c. the pit and burrow lost their sedimentary therefore karst form develops because of sinking of sedimentary rock over the burrow, II.d. the pit and the burrow are filled in, the karst form accrues, the karst form and its surrounding are covered up, II.e. the pit and the burrow lost their sedimentary the karst form develops on the surface because the burrow develops upwards, 1. limestone, 2. sedimentary rock, 3. border of beds, 4. pit, 5. burrow, 6. infilling of karst form, 7. infilling of pit or burrow

- A fedőben olyan lencsés üledékbetelepülés van, amelynek felső felülete is íves felületet formál. Ekkor az egykori mélyedéskitöltésben alakult ki egy újabb mélyedés. Ez utóbbi ugyancsak kitöltődött, majd eltemetődött (4.II. ábra).

- A fedett karsztos mélyedés talpán lencsés üledékkitöltés fordul elő. Ekkor egy idősebb mélyedés kitöltődött, majd elfedődött. A jelenlegi mélyedés a lencsés kitöltés feletti fedőben alakult ki. A fedőben végbement mélyedés-képződést bizonyítja az is, hogy a jelenlegi mélyedés aljzatán elhelyezkedő fedő üledékroncs ferde helyzetű és a mélyedés belseje felé kiékelődik. Ez ugyanis jelzi, hogy ez az üledékfoszlány a jelenlegi mélyedés kialakulása során létrejött maradvány. Ez különösen akkor áll fenn, ha utólagos áthalmozódás kizárható. Erre utalhat, ha kettő, vagy több irányból rész mélyedések fogják közre a talpi helyzetű lencsés üledékkitöltést (VERESS 2006a, 2006b).

2. A kutatás módszere

A karsztok geofizikai módszerekkel is vizsgálhatók. Ilyen módszer pl. a szeizmikus, az elektromos ellenállás (VESZ mérés, sokelektrodás szondázás) az elektromágneses, a radar és a gravitációs módszer (HOOVER 2003). Vizsgálataink az alábbiak voltak.

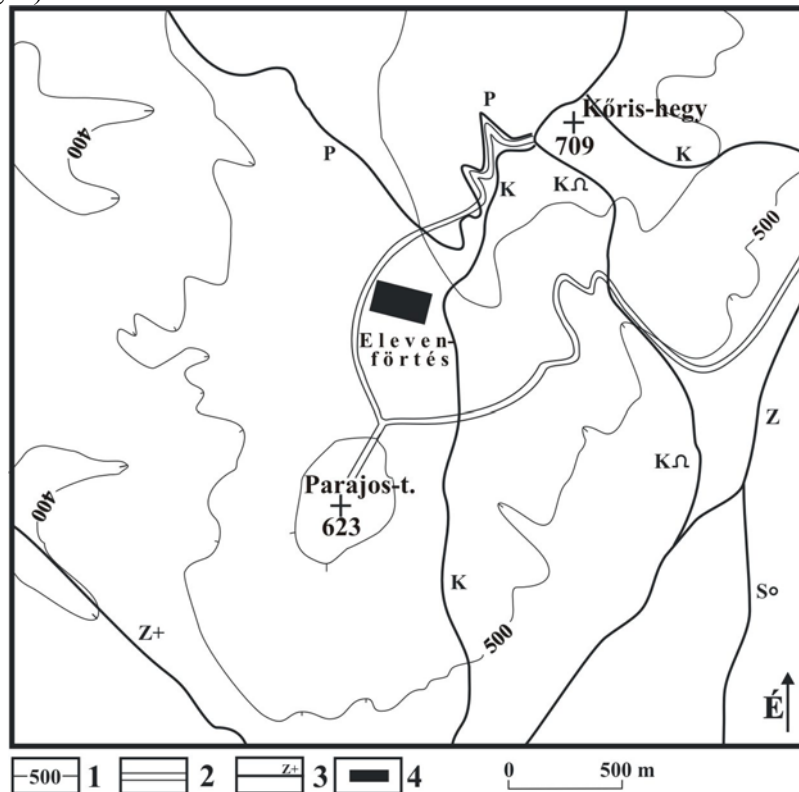
A kutatási területekről domborzatrajzi térképeket készítettünk. VESZ (Vertikális elektromos szondázás) mérésekkel megállapítottuk a különböző helyeken a fekü mélységét és a fedőüledékek összeleit és vastagságukat. A módszer részletes leírását több tanulmányban, pl. VERESS (2006a, 2006b) is ismertettük.

Az egyes helyeken számított rétegsorokat összeillesztve, a kialakított mérési vonalak mentén, metszetek szerkesztésére került sor (geoelektromos földtani szelvény). Ezeken a felszín (a karsztos mélyedésekkel) a mészkőfekü, az összelethatárok (és így a különböző fedőüledékek) lefutása, a fedőüledékek szerkezete, valamint a különböző kőzetek számított ellenállás értékei kerülnek ábrázolásra. A mészkőfekü lefutása kiegészíthető, pontosítható ott, ahol a mészkő a szelvény mentén felszínre bukkan.

3. Az Eleven-förtési töbör csoport jellemzése

Az Eleven-förtési töbör csoport a Kőrös-hegy legmagasabb pontja és a Parajos-tető közötti kis lejtésű térszínrészleten helyezkedik el a Márvány-árok és a Holes-árok völgyfője között 670-680 m-es magasságokban (5. ábra). E térszín felépítő kőzete alsó-júra mészkő, amelyet több m-es vastagságban

fednek a VESZ mérések szerint különböző laza fedőüledékek: agyag, agyag (lössös, mészkőtörmelékes), lösz (agyagos-iszapos), vagy mészkőtörmelékes agyag, lösz (homokos, vagy mészkőtörmelékes), mészkőtörmelék (agyagos) és mészkőtörmelék.



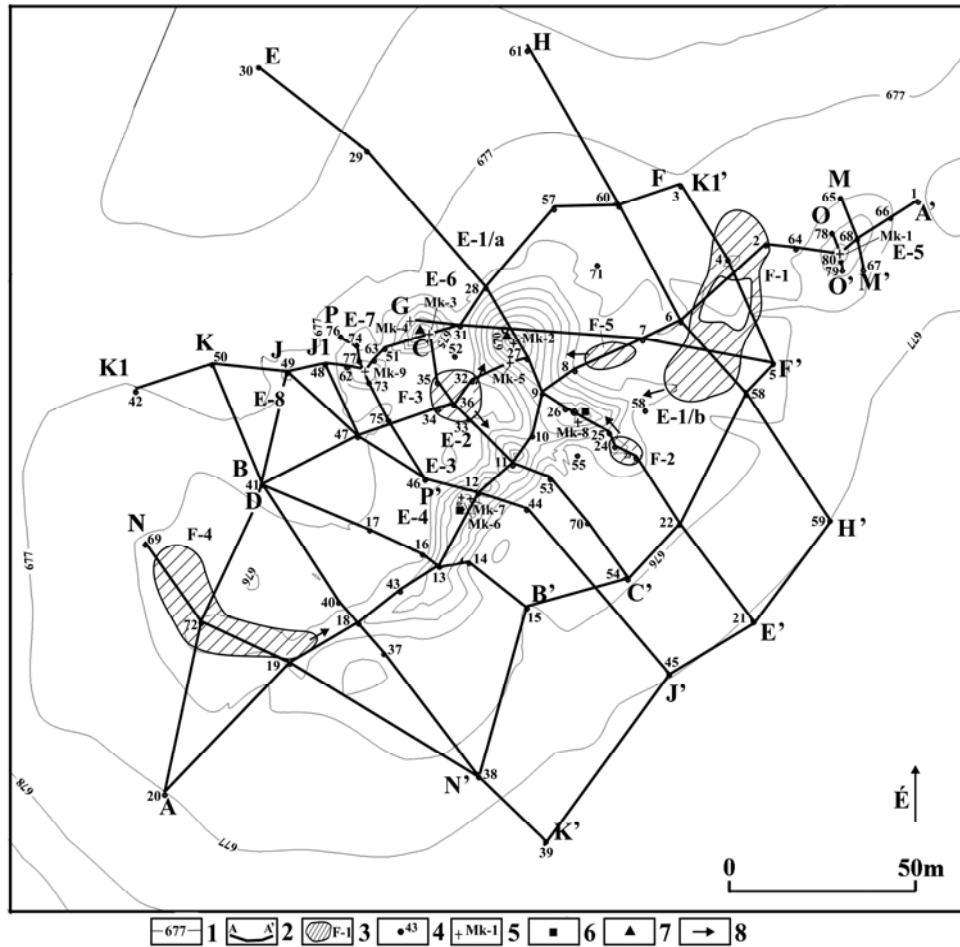
5. ábra: A kutatott terület
 Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. út, 3. turistaút, 4. kutatási terület
 Fig 5: The search area
 Legend: 1. contour-line, 2. road, 3. hikers' route, 4. searching area

3.1. A felszín morfológiája

Az Eleven-főrtési töbör csoportot hordozó térszínen az alábbi formák fordulnak elő (6. ábra):

- Fedett karsztos mélyedések, amelyek száma 9 db (az E-1 jelű két részmedését külön számítottuk). A mélyedések völgytalpi (3 db), völgyvégi (2 db) helyzetűek, ill. a depresszió sík aljzatán fordulnak elő (4 db).
- A vízenyős térszínrészletekből 4 db ismerhető fel. E térszínrészletek változatos morfológiájuk. Így a 24 jelű VESZ mérés környéki térszínrészlet (F-2 jelű) olyan mélyedést formál, amely nyitott. A 72 jelű VESZ mérés környéki vízenyős terület (F-4 jelű) a terület völgyének kiszélesedő részlete. A 36

jelű és a 4 jelű VESZ mérési helyek környéki térszínrészletek (F-1 ill. F-3 jelű mélyedések) vizenyős területek, zárt mélyedést formálnak (6. ábra).



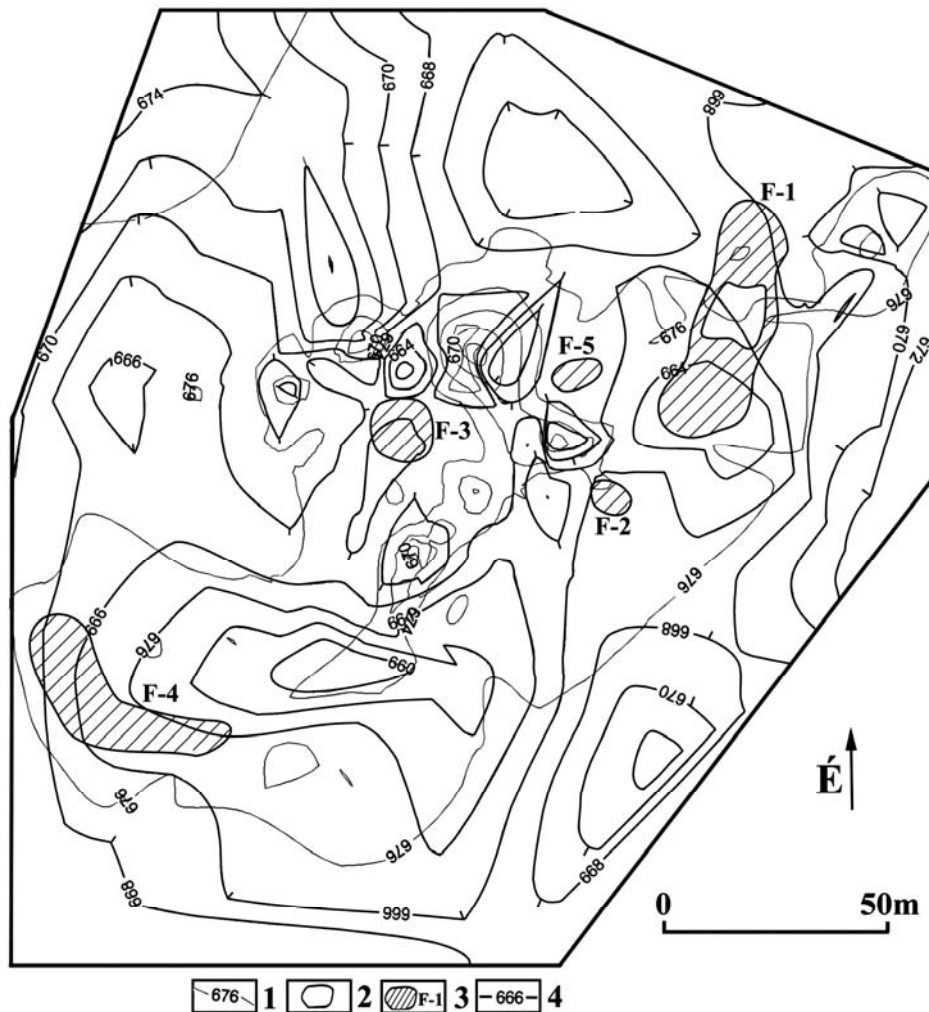
6. ábra: Az Eleven-főrtési töbör csoport domborzatrajzi térképe, a szelvények nyomvonalával
Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. szelvény nyomvonala, 3. vizes, vizenyős terület, 4. VESZ észlelési hely azonosítási számmal, 5. mészkőelbukkanás azonosítási számmal, 6. kürtő, 7. bontott kürtő, 8. vízáramlás

Fig 6: Topography map of the Eleven-Főrtés dolina group, with lines of the profiles
Legend: 1. contour-line, 2. line of profile, 3. wet area, 4. VESZ observation point, with identification number, 5. the outcrops of limestone and their identification, 6. pit, 7. explored pit, 8. water flow

- Egyedi forma a töbör csoportot hordozó depresszió, ill. ennek tengelyében elhelyezkedő völgy. A depresszió, amelynek kiterjedése ÉK-DNy-i irányban mintegy 500 m, ill. erre merőlegesen kb. 200 m, pereme csak bizonytalanul jelölhető ki. Talpa minden irányból az E-1 jelű mélyedésrendszer felé dől. A völgy néhány m-es szélességű és mélységű, kb. 100-150 m-es hosszúságú forma. Felső elvégződése – mint említettük – feltöltött, vizenyős terület, alsó vége vakvölgy jellegű, miután az E-1 jelű mélyedéshez kapcsolódik.

Talpa karsztosodik. A völgy fedőüledékben alakult ki. A völgy egyes szakaszai alatt lencses üledékszerkezet található.

3.2. A fekü morfológiája



7. ábra: Az Eleven-förtési töbör csoport felszíni és fekü domborzatradi térképe
 Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. fedett karsztos forma, 3. vizes, vizenyős terület, 4. fekü szintvonala
 Fig 7: Topography map of the surface and limestone floor of the Eleven-Förtés
 Legend: 1. contour line, 2. covered karst form, 3. wet area, 4. contour-line of limestone floor

A mészkőfekü a depresszió D-i részén kevésbé tagolt, inkább sík kifejlődésű és alacsonyabb helyzetű, mint annak középső és ÉK-i részén. E helyeken a fekü 670-675 m-es magasságok között helyezkedik el. A fekün elsősorban a magaslatok dominálnak. Különösen jellemző ez az E-1 jelű mélyedés köz-

vetlen környezetében. A magaslatok környezetében zárt mélyedések is előfordulnak.

A magaslatok és mélyedések közti magasságkülönbség nem jelentős, többnyire néhány m. Valószínű, hogy a fekü mélyedései sorokat alkotnak. A sorok ÉK-DNy-i ill. erre merőleges irányúak (7. ábra).

4. A felszíni formák kialakulása

A fedett karsztos formák áttekinthető genetikai besorolását az I. táblázatban mutatjuk be.

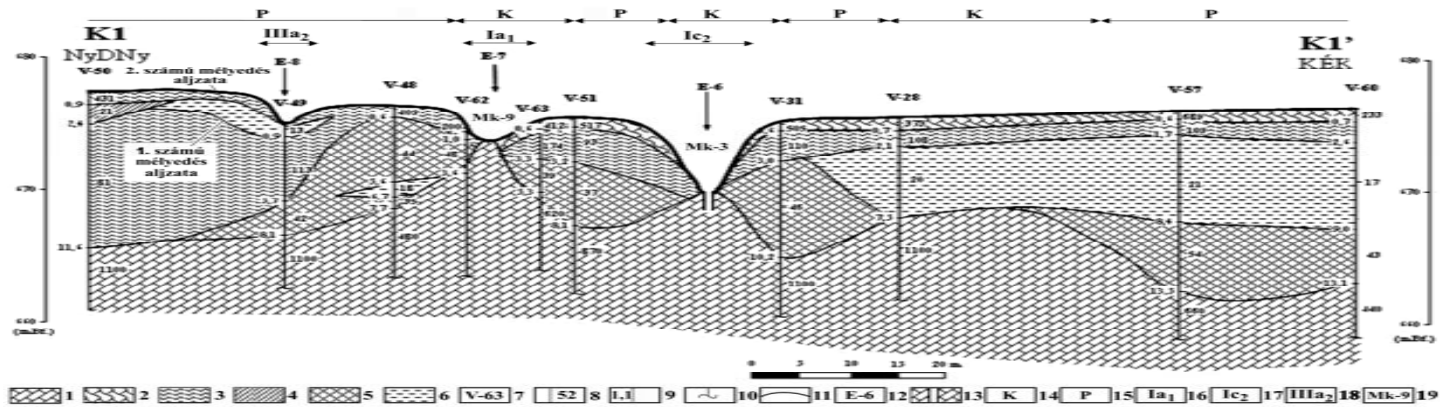
I. táblázat
Table I.

A kutatási terület fedett karsztos formáinak genetikai típusai
Morphogenetical types of the covered karst forms of the search area

forma	genetikai besorolása	folyamat
E-4	Ia ₁	magaslat felett kicsi üledékvastagság a kürtő közvetlen átöröklődése a fedőre
E-7	Ia ₁	
E-3	Ib ₁	magaslat felett járat képződéssel
E-5	Ic ₁	süllyedés, felszín behajlás, járat felemésztődés magaslat felett
E-1/b	Ic ₁	
E-1/a	Ic ₂	
E-6	Ic ₂	
E-2	IIIa ₂	kitöltött mélyedés felett, a kitöltésben járatképződéssel
E-8	IIIa ₂	

A szingenetikus karsztos mélyedések a fekü magaslatok felett helyezkednek el. Az E-4 és az E-7 jelű fedett karsztos forma az a₁ változatba, az E-3 jelű a b₁ változatba (1, 8. ábrák), az E-5 jelű a c₁ változatba sorolható (3, 9. ábrák).

- Magaslat feletti helyzetű, de posztgenetikus karsztos mélyedés az E-1 jelű (mindkét részmélyedés) és valószínűleg az E-6 jelű fedett karsztos mélyedés is. Ezt bizonyítja talpuk alatt a fedő üledékszerkezete. Az E-1 jelű fedett karsztos mélyedés talpán lencsés kifejlődésű üledékszerkezet fordul elő (10. ábra), míg az E-8 jelű fedett karsztos mélyedés alatt a fedő lencsés betelepülésének a felső felülete is íves (11. ábra). Az E-1 jelű karsztos forma valószínűleg korábban is két részmélyedésre különült. Jelenlegi állapotát azt követően nyerhette el, hogy az egykori mélyedés kitöltő üledékeit részben elveszítette mélybeni anyagszállítással. Az E-1 jelű mélyedésrendszer gyors fejlődését azon kívül, hogy itt a fekün magaslat van, még két tényező tette lehetővé: a hozzávezető völgy, valamint a környezetében előforduló három olyan vizenyős térszínrészlet, amelyek területéről a csapadékvíz le-, ill. kifolyt. Lényegében a völgy és e vizenyős (vízzáró) térszínrészletek e mélyedésrendszer vízgyűjtőjét növelték meg.



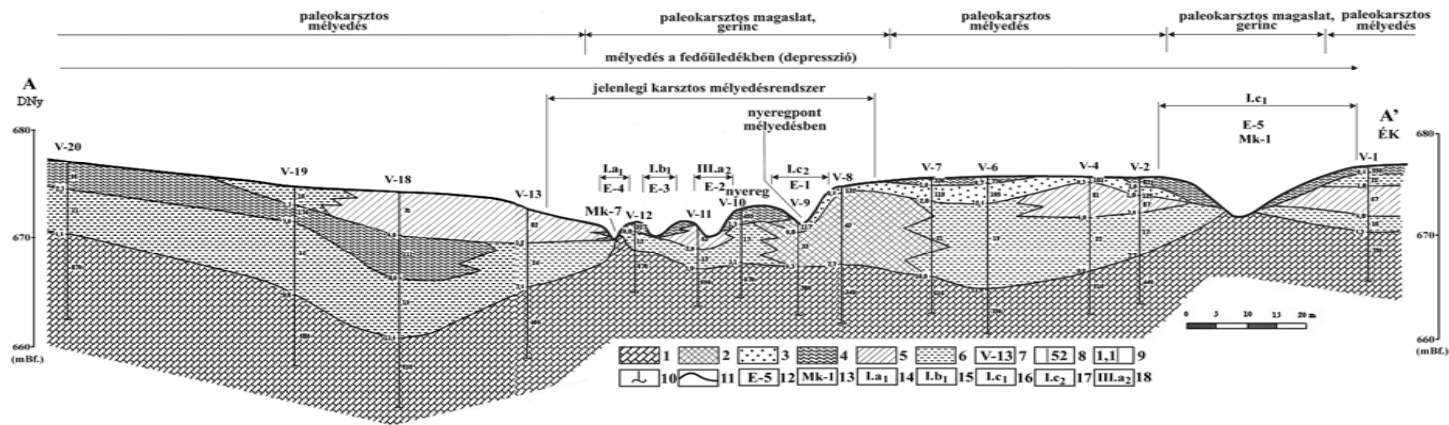
8. ábra: A K1-K1' jelű geoelektromos földtani szelvény

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék, 3. mészkőtörmelék (agyagos), 4. lösz (agyagos-iszapos), vagy mészkőtörmelékes agyag, 5. agyag (löszös, mészkőtörmelékes), 6. agyag, 7. VESZ észlelési hely azonosítási számmal, 8. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 9. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 10. VESZ mérés kb. behatolása, 11. geoelektromos összelethatár, 12. fedett karsztos mélyedés jele, 13. kürtő, 14. paleokarsztos kiemelkedés, 15. paleokarsztos mélyedés, 16. szingenetikus, magaslat felett kialakult fedett karsztos mélyedés (külső üledékvastagsága kicsi), 17. posztgenetikus, magaslat felett kialakult fedett karsztos mélyedés (külső üledékvastagsága közepes), 18. paleokarsztos mélyedés felett kialakult posztgenetikus fedett karsztos mélyedés (nagy belső üledékvastagságú), 19. szálkőzet előbukkanási hely azonosítási számmal
 Megjegyzés: I. a mélyedések (E-6, E-7 jelű) úgy alakultak ki, hogy nem csak a felszín, hanem a legfelső összlet is süllyedt, a fekü összlet anyagvesztése miatt, II. az E-8 jelű mélyedésnél a legfelső összlet anyagvesztése miatt annak felső felülete nagyobb mértékben süllyedt, mint az alsó, III. E-8 fedett karsztos forma kialakulása: a mészkőtörmelékes agyagos összleten mélyedés képződik, ez kitöltődik agyaggal (E-8 jelű mélyedés alatti 1 számú mélyedés), az agyagos kitöltésben újabb mélyedés képződik (E-8 alatti 2. számú mélyedés), ez utóbbi kitöltődik mészkőtörmelékes agyagos összlettel, amelyben kialakul a jelenlegi mélyedés

Fig 8: The geoelectrical-geological profile marked K1-K1'

Legend: 1. limestone, 2. limestone detritus, 3. limestone detritus (with clay), 4. loess (with clay-mud), or clay with limestone detritus, 5. clay (with loess and limestone detritus), 6. clay, 7. number and place of VES measuring, 8. the geoelectrical resistance of the beds (Ohm), 9. depth of bottom of the geoelectrical beds (m), 10. the about penetration of the VES measuring, 11. the border of the geoelectrical beds, 12. the mark of the covered the karst form, 13. pit, 14. paleokarst elevation, 15. paleokarst depression, 16. syngenetical covered karst form, which developed above elevation (the thickness of the exterior covering sedimentary rock is small), 17. postgenetical covered karst form, which developed above elevation (the thickness of the exterior covering sedimentary rock is medium), 18. postgenetical covered karst form which developed above paleokarst depression (the thickness of the internal covering sedimentary rock is great), 19. the outcrops of limestone and their identification number.

Note: I. the covered karst forms (marked E-6; E-7) could develop because matter of sedimentary rock floor sank not only in the surface, but highest beds also sank, as material loss of the sedimentary, II. in case of depression marked E-8 because of the matter loss of the highest beds its upper surface sank in a greater degree than its lower surface, III. development of covered karst form marked E-8: depression develops on the limestone detritus (with clay) beds, which accumulated with clay (number 1. depression under depression marked E-8), newer depression develops in the infilling of the clay (number 2 depression under depression marked E-8), number 2 depression accrues with limestone (with clay) beds, present depression develops in the limestone detritus (with clay) beds

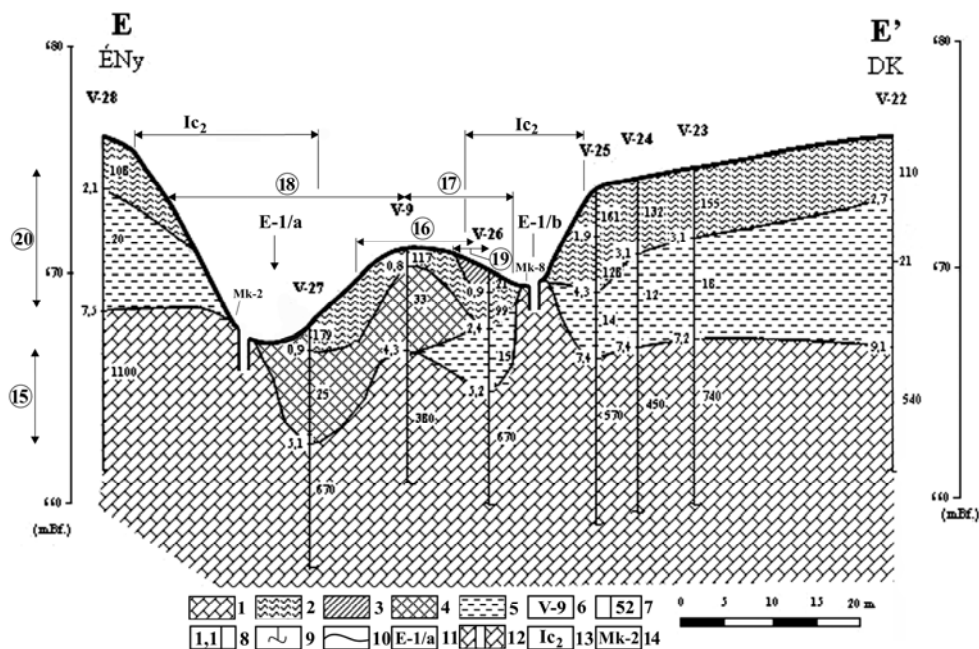


9. ábra: Az A-A' jelű geoelektromos-földtani szelvény

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. agyag (lössös, mészkőtörmelékes), 3. lösz (homokos, mészkőtörmelékes), 4. mészkőtörmelék (agyagos), 5. lösz (agyagos-iszapos) vagy mészkőtörmelékes agyag, 6. agyag, 7. VESZ észlelési hely, azonosítási számmal, 8. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 9. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 10. VESZ mérés kb. behatolása, 11. geoelektromos összlethatár, 12. karsztos mélyedés jele, 13. kőzetkibúvás azonosítási jellel, 14. szingenetikus, kiemelkedés felett kialakult fedett karsztos mélyedés (külső üledékvastagság kicsi), 15. szingenetikus, magaslat felett kialakult fedett karsztos mélyedés (külső üledékvastagság közepes), 16. szingenetikus, magaslat felett kialakult fedett karsztos mélyedés (belső üledékvastagság 0 m), 17. posztgenetikus, magaslat felett kialakult fedett karsztos mélyedés (belső üledékvastagság 0 m), 18. posztgenetikus, mélyedés felett kialakult fedett karsztos mélyedés (belső üledékvastagság közepes)

Fig 9: The geoelectrical-geological profile marked A-A'

Legend: 1. limestone, 2. clay (with loess and with limestone detritus), 3. loess (with sand or with limestone detritus), 4. limestone detritus (with clay), 5. loess (with clay and mud) or clay with limestone detritus, 6. clay, 7. number and place of the VES measuring, 8. geoelectrical resistance of beds (Ohm), 9. depth of bottom of geoelectrical beds (m), 10. about penetration of VES measuring, 11. the border of the geoelectrical beds, 12. mark of the karst form, 13. outcrop of the limestone and number of identification, 14. syngenetical covered karst form, which developed above elevation (its external sediment thickness is small), 15. syngenetical covered karst form which developed above elevation (its external sediment thickness is medium), 16. syngenetical covered karst form, which developed above elevation (its internal sediment is 0 metre), 17. postgenetical covered karst form, which developed above elevation (its internal sediment is 0 metre), 18. postgenetical covered karst form, which developed above depression of the limestone floor (its internal sediment is medium)

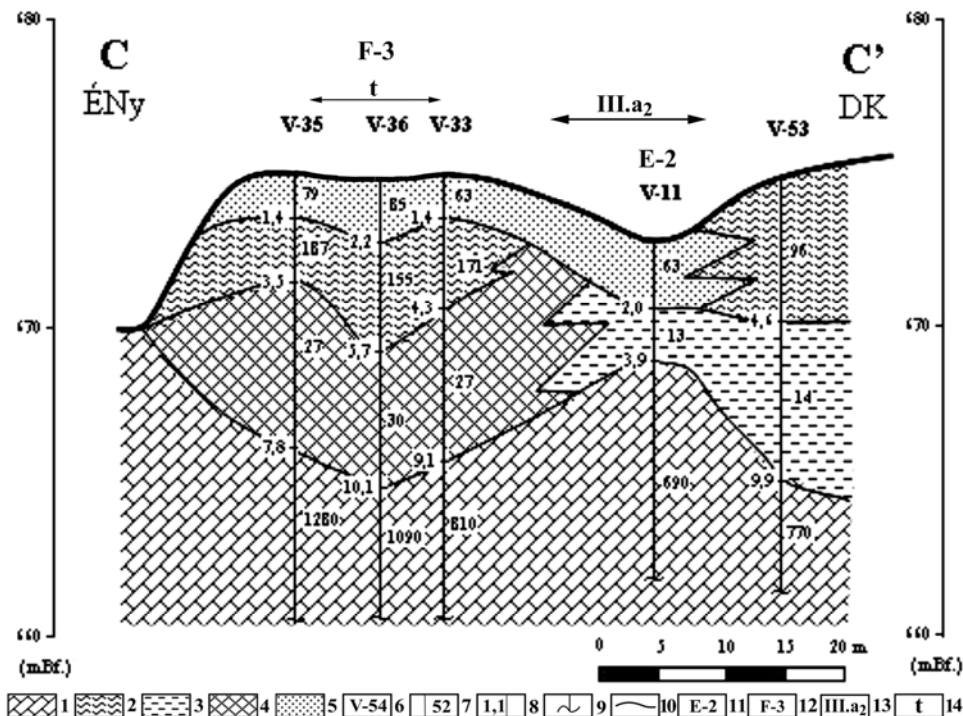


10. ábra: Az E-E' jelű geoelektromos-földtani szelvény

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék (agyagos), 3. lösz (agyagos-iszapos), vagy mészkőtörmelékcs agyag, 4. agyag (löszös, mészkőtörmelékcs), 5. agyag, 6. VESZ észlelési hely azonosítási számmal, 7. összlet geoelektromos, ellenállása (Ohm), 8. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 9. VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összlethezár, 11. fedett karsztos mélyedés jele, 12. kúrtó, 13. posztgenetikus, magaslat feletti fedett karsztos mélyedés (külső üledékvastagsága közepes), 14. szálkőzet előbukkanási hely azonosítási számmal, 15. paleokarsztos mélyedések, 16. lencsés kifejlődésű agyag összlet; meredek lejtői ill. a kiemelkedése DK-i irányban bizonyítja az összlet korábbi nagyobb kiterjedését és későbbi lepusztulását (DK-i részének lepusztulása a jelenlegi kúrtóba nem történhetett, mivel a kúrtó magasabb helyzetű, mint az összlet), 17. itt alakult ki az 1. számú mélyedés, amely feltöltődött agyaggal és mészkőtörmelékkel, 18. valószínűleg a szelvény ÉNy-i részén is kialakult egy mélyedés, mivel a lencsés betelepülésű agyag és a mészkőtörmelékcs összlet ÉNy-i elvégződése alacsonyabb helyzetű, mint a jelenlegi kúrtó (az E-1/a jelű mélyedés alatti 1. számú mélyedés), 19. a szelvény DK-i részén az 1. sz. mélyedés anyagában újabb mélyedés képződik (2. számú mélyedés), amely kitöltődik löszsel, 20. a két jelenlegi kúrtó kialakulásával a két rész-mélyedés elnyeri jelenlegi alakját

Fig 10: The geoelectrical-geological profile marked E-E'

Legend: 1. limestone, 2. limestone detritus (with clay), 3. loess (with clay-mud), or clay with limestone detritus, 4. clay (with loess and limestone detritus), 5. clay, 6. number and place of the VES measuring, 7. geoelectrical resistance of the beds (Ohm), 8. depth of bottom of the geoelectrical beds (m), 9. the about penetration of the VES measuring, 10. the border of the geoelectrical beds, 11. the mark of the covered karst form, 12. pit, 13. postgenetic covered karst depression, which developed above elevation (the thickness of the exterior covering sedimentary rock is medium), 14. the outcrops of limestone and their identification number 15. paleokarst depressions, 16. lenticular beds; former its expansion was greater and later it was denudated because its slope is steep and the beds pinch out to direction SE (part of its SE could not be transported into the pit because the pit is higher than the beds) 17. number 1 depression is here, which is accrued with limestone detritus, 18. probably there is a depression in NW of the profile, because NW side pinches out of the limestone detritus beds and it is lower than the present pit, (number 1 depression which is under depression marked E-1/a), 19. newer depression (number 2 depression) which accrues with loess develops in the matter of number 1 depression (which is in SE of the profile), 20. two present pits develop therefore two part-depressions form their present shape



11. ábra: A C-C' jelű geoelektromos-földtani szelvény

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék (agyagos), 3. agyag, 4. agyag (lössös, mészkőtörmelékes), 5. lösz (homokos, vagy mészkőtörmelékes), 6. VESZ észlelési hely azonosítási számmal, 7. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 8. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 9. VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összlethatár, 11. karsztos mélyedés jele, 12. fosszilis mélyedés jele, 13. posztgenetikus, mélyedés felett kialakult fedett karsztos mélyedés (belső üledékvastagság közepes), 14. tömörödéssel, vagy feltöltődéssel létrejött fedett karsztos forma

Fig 11: The geoelectrical-geological profile marked C-C'

Legend: 1. limestone, 2. limestone debris (with clay), 3. clay, 4. clay (with loess and with limestone debris), 5. loess (with sand or with limestone detritus), 6. number and place of the VES measuring, 7. geoelectrical resistance of beds (Ohm), 8. depth of bottom of geoelectrical beds (m), 9. about penetration of VES measuring, 10. the border of the geoelectrical beds, 11. marked of the karst form, 12. marked of the fossile depression, 13. postgenetical covered karst form, which developed above depression of the limestone floor (thickness of its internal sediment is medium), 14. buried dolina

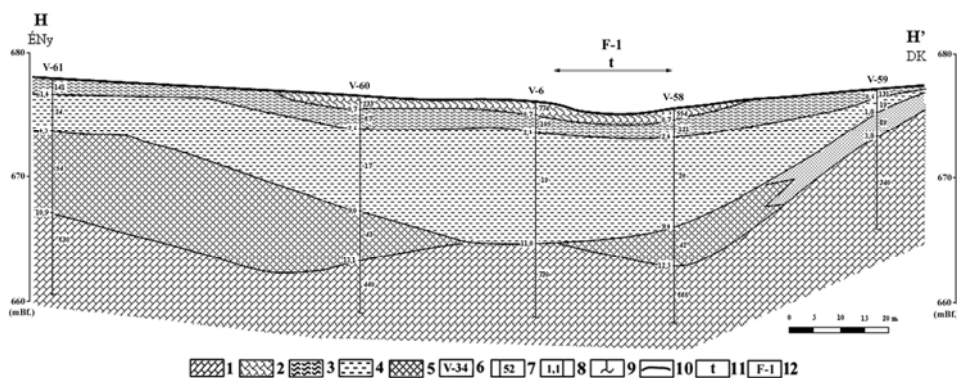
- Mélyedés feletti posztgenetikus karsztos mélyedés az E-2 és E-8 jelű fedett karsztos mélyedés (8, 9. ábrák). Különösen az E-8 jelű mélyedés alatti üledékszerkezet jelzi, hogy itt korábban két fedett karsztos forma is kialakult a feltöltődés során.

- Fosszilis mélyedések

A fentebb említett üledékszerkezetek (lencsés betelepülések) jelzik a karsztosodás megújulását (posztgenetikus karsztosodás). Ilyen történhet

jelenleg (E-8 jelű mélyedés), vagy történetelt korábban, mint pl. az F-3 jelű formánál (11. ábra). Előfordulhat, hogy a karsztosodás nem újul meg. Ilyen tapasztalható az F-1 jelű mélyedésnél (12. ábra). Az újra aktivizálódás hiánya szerintünk az alábbiakkal magyarázható:

- nagy üledékvastagság,
- a mélyedés üledékei vízzáróak (részben, vagy egészen),
- a mélyedés környezetéhez képest – a lepusztulás miatt – kiemelt helyzetbe kerül (emiat a forma alig, vagy egyáltalán nem kap vizet).



12. ábra: A H-H' jelű geoelektromos-földtani szelvény

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék (töredezett mészkő), 3. mészkőtörmelék (agyagos), 4. agyag, 5. agyag (lössös, mészkőtörmelékes), 6. VESZ észlelési hely azonosítási számmal, 7. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 8. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 9. VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összlethatár, 11. tömörödéssel létrejött fedett karsztos forma, 12. tömörödéses mélyedés jele

Fig 12. The geoelectrical-geological profile marked H-H'

Legend: 1. limestone, 2. limestone debris, 3. limestone debris (with clay) 4. clay, 5. clay (with loess and with limestone debris), 6. number and place of the VES measuring, 7. geoelectrical resistance of beds (Ohm), 8. depth of bottom of geoelectrical beds (m), 9. about penetration of VES measuring, 10. the border of the geoelectrical beds, 11. buried dolina, 12. marked of buried dolina

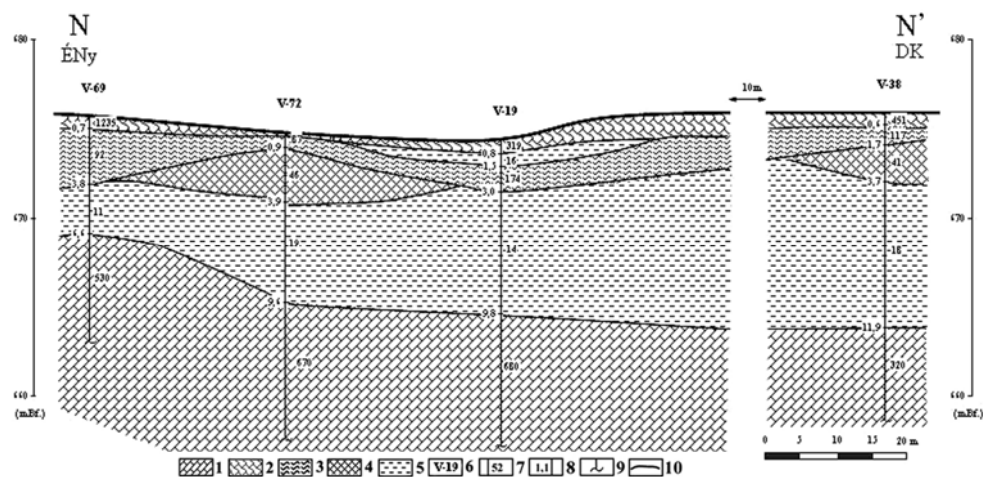
Az F-1 jelű mélyedés alatt a fekü mélyedését kitöltő agyag közel 10 m-es vastagságú (9, 12. ábrák). Mivel a fedőben nincs újra aktivizálódásra utaló lencsés üledékszerkezet, valószínű, hogy a 10 m körüli vízzáró fedő az újraaktivizálódást már nem teszi lehetővé. A felszínen lévő sekély mélyedés ezért feltehetően tömörödéssel jöhetett létre. Ezt az üledékszerkezet is megerősíti, miután a mészkőtörmelékes agyag kissé ívelt (süllyedésses) lefutású. Az F-3 jelű fosszilis mélyedés területén a korábbi újraaktivizálódás bekövetkezhetett, amit a kitöltés lencsés üledékszerkezete bizonyít. Az újraaktivizálódáshoz hozzájárulhatott, hogy itt a fedőüledék felső részében nincs agyag. A lencsés üledékszerkezet kialakulása előtt az agyagos fedő vastagsága mindössze 4,5-5,0 m lehetett. Jelenleg fedett karsztos forma már nem alakulhatott itt ki, amelynek oka az lehet, hogy e vizenyős terület környeze-

téhez képest kiemelt helyzetbe került. Tehát, mint említettük nem kerül ezen feltöltött mélyedés területére elegendő víz (11. ábra).

A 2 és 4 jelű vizenyős területek feltöltöttek, de e helyek nem fosszilis karsztos formák. E felszínrészleteken a fekün ugyanis nincs zárt forma (10, 13. ábrák).

A töbör csoport völgye legalább két szakaszú fejlődésen ment keresztül.

- A fedőüledékben korábban völgy képződött, amely később feltöltődött. Ez az egykori völgykitöltés jól felismerhető az A-J (14. ábra) és a K-K' (15. ábra) szelvény mentén, de a B-B' (16. ábra) szelvény mentén már hiányzik. Ezért az idősebb völgy a mai völgynek az A-J és a B-B' szelvények közti szakaszán létezett. Az A-A' szelvényen (9. ábra) látható, hogy a 19 és 13 VESZ mérési helyek között a fekü mélyedést formál. Ezért valószínű, hogy az egykori völgy a fekü ezen mélyedéséhez kapcsolódott.

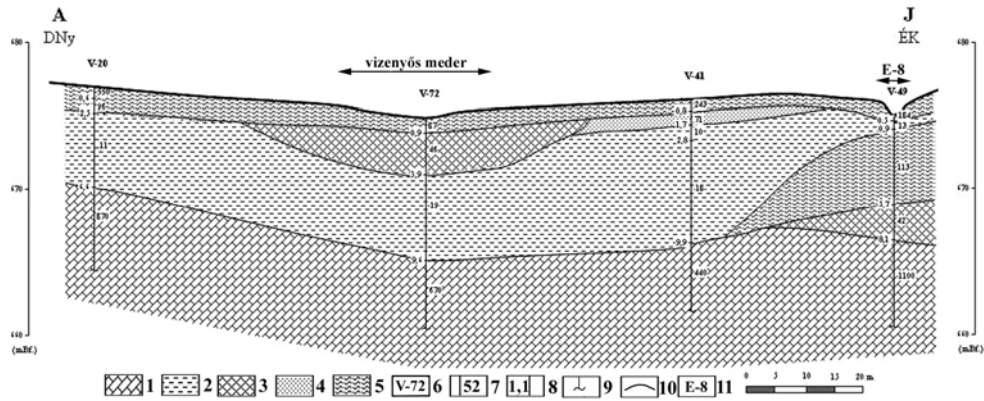


13. ábra: Az N-N' jelű geoelektromos-földtani szelvény

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék (töredezett mészkő), 3. mészkőtörmelék (agyagos), 4. agyag (lössös, mészkőtörmelékes), 5. agyag, 6. VESZ észlelési hely azonosítási számmal, 7. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 8. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 9. VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összlethatár

Fig 13. The geoelectrical-geological profile marked N-N'

Legend: 1. limestone, 2. limestone debris, 3. limestone debris (with clay) 4. clay (with loess and with limestone debris), 5. clay, 6. number and place of the VES measuring, 7. geoelectrical resistance of beds (Ohm), 8. depth of bottom of geoelectrical beds (m), 9. about penetration of VES measuring, 10. the border of the geoelectrical beds

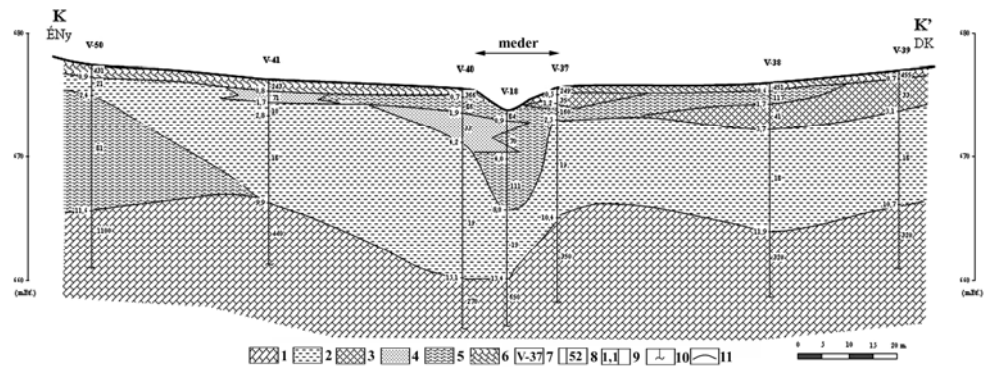


14. ábra: Az A-J' jelű geoelektromos-földtani szelvény

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. agyag, 3. agyag (lössös, mészkőtörmelékes), 4. lösz (homokos, vagy mészkőtörmelékes), 5. mészkőtörmelék (agyagos), 6. VESZ mérés helye és azonosítási száma, 7. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 8. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 9. VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összelethatár, 11. karsztos mélyedés jele

Fig 14. The geoelectrical-geological profile marked A-J'

Legend: 1. limestone, 2. clay, 3. clay (with loess and with limestone detritus), 4. loess (with sand or with limestone detritus), 5. limestone detritus (with clay), 6. number and place of the VES measuring, 7. geoelectrical resistance of beds (Ohm), 8. depth of bottom of geoelectrical beds (m), 9. about penetration of VES measuring, 10. the border of the geoelectrical beds, 11. mark of the karst form

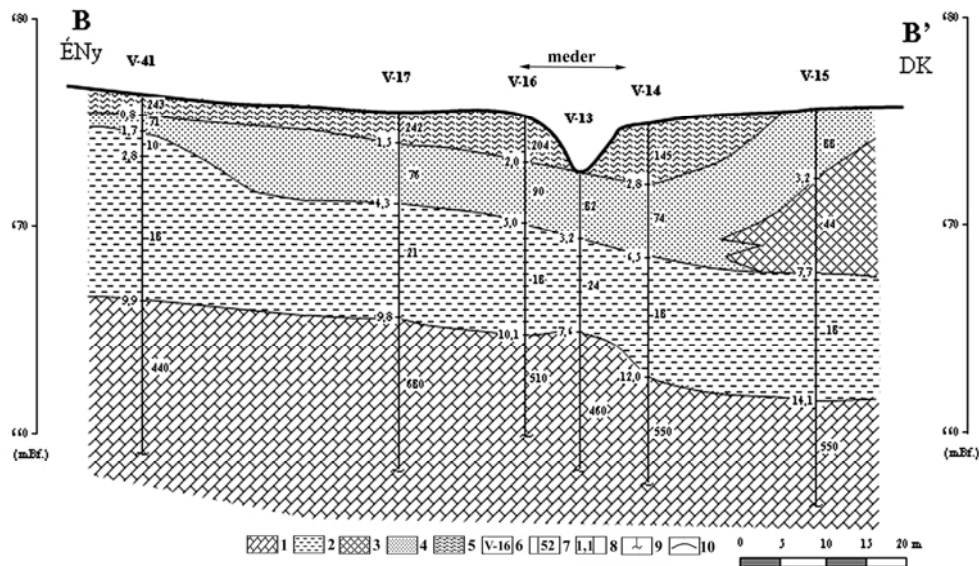


15. ábra: A K-K' jelű geoelektromos földtani szelvény

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. agyag, 3. agyag (lössös, mészkőtörmelékes), 4. lösz (homokos, vagy mészkőtörmelékes), 5. mészkőtörmelék (agyagos), 6. mészkőtörmelék (töredezett mészkő), 7. VESZ mérés helye és azonosítási száma, 8. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 9. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 10. VESZ mérés kb. behatolása, 11. geoelektromos összelethatár

Fig 15: The geoelectrical-geological profile marked K-K'

Legend: 1. limestone, 2. clay, 3. clay (with loess and with limestone debris), 4. loess (with sand or with limestone debris), 5. limestone debris (with clay), 6. limestone debris, 7. number and place of the VES measuring, 8. geoelectrical resistance of beds (Ohm), 9. depth of bottom of geoelectrical beds (m), 10. about penetration of VES measuring, 11. the border of the geoelectrical beds



16. ábra: A B-B' jelű geoelektromos földtani szelvény

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. agyag, 3. agyag (lössös, mészkőtörmeléses), 4. lösz (homokos, vagy mészkőtörmeléses), 5. mészkőtörmelék (agyagos), 6. VESZ mérés helye és azonosítási száma, 7. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 8. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 9. VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összlethatár

Fig 16: The geoelectrical-geological profile marked B-B'

Legend: 1. limestone, 2. clay, 3. clay (with loess and with limestone debris), 4. loess (with sand or with limestone debris), 5. limestone debris (with clay), 6. number and place of the VES measuring, 7. geoelectrical resistance of beds (Ohm), 8. depth of bottom of geoelectrical beds (m), 9. about penetration of VES measuring, 10. the border of the geoelectrical beds

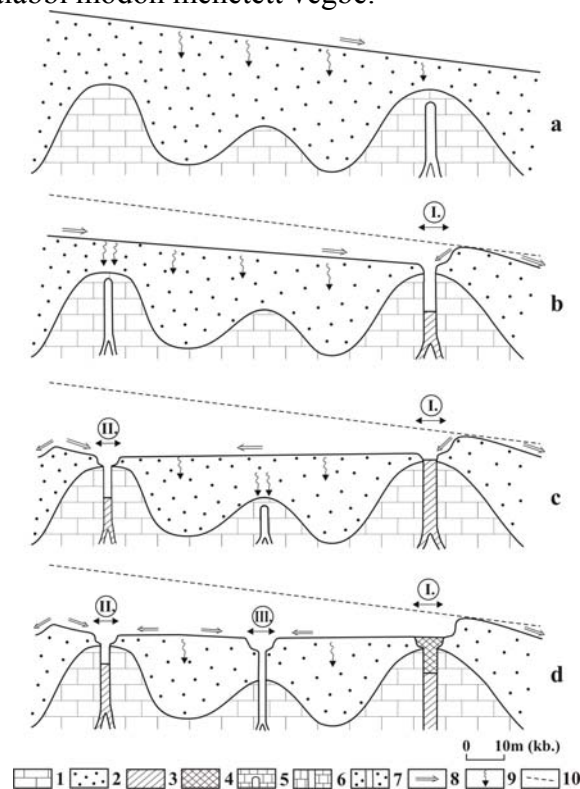
A jelenlegi völgy képződése akkor kezdődött el, amikor kialakult, ill. újra aktivizálódott az E-1 jelű mélyedésrendszer. Mélyülése során elérte az E-2, E-3, E-4 jelű mélyedéseknél a feket, majd hátrálva az idősebb völgy kitöltésébe belevágódott.

A depresszió kialakulását elsősorban az E-1 jelű mélyedésrendszer létrejötte okozta. A depresszió felszínének e mélyedésrendszer irányába dőlése bizonyítja, hogy a területéről lepusztult üledék ide, ill. a mélyedésrendszer járatain és kürtőin keresztül a karsztba szállítódott.

5. Fejlődéstörténeti vázlat

Az Eleven-főrtési töbrörcsoport környezetének karsztos fejlődéstörténetére mindössze egyetlen utalásról van tudomásunk. KÁRPÁT (1978) szerint a Kőrös-hegyen ez két fázisban történt: 1. fázisban víznyelőképződés és ezzel párhuzamosan eróziós üregképződés ment végbe, a 2. fázisban az 1. fázis lösszel eltemetett víznyelői aktivizálódtak, illetve újabb fedett karsztos formák képződtek. Fenti szerzővel a több szakaszos karsztos fejlődést és az

újraaktivizálódást illetően egyetértünk. Az eróziós fejlődési szakaszt mind a kavics, mind az eróziós formák hiánya nem támasztja alá. A karsztos fejlődéstörténet az alábbi módon mehetett végbe.



17. ábra: A depresszió kialakulásának elvi vázlata

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. fedőüledék, 3. áthalmazott fedőüledék, 4. vízzáró kitöltés, 5. vakkürtő, 6. kürtő, 7. járat, 8. vízáramlás és anyagszállítás a felszínen, 9. vízszivárgás és szuffúzió a fedőüledékben, 10. eredeti felszín, a. ahol a felszíni lepusztulás miatt a fedőüledék kivékonyodik, kürtőképződés történik, b. fedett karsztos forma alakul ki (I. jelű), a fedőüledékek e forma környezetéből a mélyedésbe szállítódnak, majd innen a karsztba, ezen lepusztulás eredményeként a fedőüledékben lefolyástalan forma formálódik, c. a fedőüledék lepusztulása miatt újabb magaslat felett alakul ki fedett karsztos forma (II. jelű), az I. jelű fokozatosan elveszíti vízgyűjtő területét, d. újabb magaslat felett alakul ki fedett karsztos forma (III. jelű), a depresszió tovább mélyül, aljzata különböző irányokba dőlő részekre különül, az I. jelű fedett karsztos forma feltöltődik vízzáró üledékkel, amely miatt nő a felszíni vízlefolyás és így a III. jelű fedett karsztos formába jutó víz mennyisége

Fig 17: Theoretical structure of the development of depression of the covering sedimentary rock

Legend. 1. limestone, 2. covering sedimentary rock, 3. covering sedimentary rock which suffered redeposition, 4. permeable fill in, 5. blind pit, 6. pit, 7. burrow, 8. flow of water and transportation of the sediment on the surface, 9. infiltration and suffusion in the covering sedimentary rock, 10. original surface, a. because of the surface denudation pit develops where the covering sedimentary rock becomes thin, b. covered karst form develops (marked I), the covering sedimentary rocks are transported to the surroundings of the form, and later they are transported into the karst and due to this denudation a close form develops in the covering sedimentary rock, c. covered karst form develops above a newer mound, because of the denudation of the covering sedimentary (marked II) the marked I. form loses gradually its water collecting area, d. covered karst form develops above a newer mount (marked III), the depression of the sedimentary rock deepens further, its bottom is dissected into parts which above different dip directions, the marked I doline-with-ponor is accrued by permeable sedimentary rock, and therefore water flow increases on the surface and therefore more water currents into the covered karst form marked III

- Fedetlen karsztosodás során a fekül töbrök és magaslatok alakultak ki.
- Akkumuláció történt, a fekü mélyedései egyre nagyobb mértékben kitöltődtek. A kitöltődést fedett karsztos mélyedések kialakulása ill. völgyképződés (idősebb völgy) kísérte.
- Kitöltődtek, ill. eltemetődtek a korábban kialakult idősebb fedett karsztos mélyedések és a völgy, majd kialakult az E-1 jelű mélyedésrendszer. Az E-1 jelű mélyedésrendszertől újabb völgy képződött hátrálással. Kialakultak a medertalpi fedett karsztos mélyedések, majd azok is, amelyeknél a fekü magaslatai feletti fedő kivékonyodott (E-5 jelű fedett karsztos mélyedés). A fedő kivékonyodása a posztgenetikus karsztosodásnak is kedvezett (E-7 jelű fedett karsztos mélyedés).
- A fedőüledéknek a karsztba szállításával kialakult a töbör csoport depressziója (17. ábra).

6. Következtetések

- Az Eleven-förtési töbör csoport depressziója a mészkőfekű magaslat csoportja felett alakult ki. Szingenetikus fedett karsztos formái kizárólag a fekü magaslatai felett, posztgenetikus fedett karsztos formái mind a fekü magaslat, mind annak mélyedései felett létrejöhetnek.
- A depresszió kialakulását a területén kialakult fedett karsztos formák és a völgy tették lehetővé. A folyamatot elősegítette a fedőüledékeknek a karsztba szállítása (aktív fedett karsztos formák közvetítésével), a kialakuló fedett karsztos formákba kerülő vízmennyiség növekedése (fosszilis fedett karsztos formák területéről) és a fedőüledéknek a fedett karsztos mélyedésekbe szállítása (völgyképződés következtében). A depresszió létrejötte elősegítette területén a karsztosodás kialakulását és fennmaradását.
- A töbör csoport területén a fedett karsztosodás előbb feltöltődés mellett, majd ezt követően lepusztulás során ment végbe. A lepusztulás során a fedő üledék egyrészt egyik mélyedésből a másikba is halmozódott (miközben vízzáró jellege az üledékanyagának nőtt), másrészt egyre nagyobb hányada került a fedett karsztos formák járatain keresztül a karsztba.

IRODALOM

- CRAMER, H.* (1941): Die Systematik der Karstdolinen. - Neues Jb. Miner, Geol. Palaont, 85. p. 293-382.
- CVIJIČ J.* (1893): Das Karstphänomen Versuch einer morphologischen Monographie. - Geog Abhandl Wien 5. p. 218-329.

- DRUMM E. C.-KANE W. F.-YOON C. J.* (1990): Application of limit plasticity to the stability of sinkholes. - *Engineering Geology* 29, p. 213-225.
- HOOVER, R. A.* (2003): Geophysical choices for karst investigations – www.saic.com/geophysics/downloads/karstChoices.pdf
- JENNINGS, J. N.* (1985): *Karst Geomorphology* – Basil Blackwell, New York p. 293
- KÁRPÁT J.* (1978): A kőris-hegyi karszterület szpeleológiai kutatásának kérdései – *Alba Regia BKCs Évkönyve, Kézirat* p. 21-29.
- THARP T. M.* (1999): Mechanics of upward propagation of cover-collapse sinkholes. - *Engineering Geology* 52, p. 23-33.
- THOMAS T. M.* (1954): Swallow holes on the Millstone Grit and Carboniferous Limestone of the South Wales Coalfield, - *Geogr. J.* 120, p. 468-75.
- VERESS M.* (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja - *A Bakony Természettud. Kut. Eredményei* 23, Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, 167 p.
- VERESS M.* (2006/a): A mészkőfekü morfológiájának hatása a fedett karsztosodásra az Északi-Bakonyban – *Karszt és Barlang* (megj. alatt).
- VERESS M.* (2006/b): Karsztjelenségek minősítése a Bükk-hegység néhány mintaerületén a mészkőfekü morfológiájának és a fedőüledékek szerkezetének értékelésével – *Karszt és Barlang* (megj. alatt).
- WALTHAM, A. C.-FOOKES, P. G.* (2003): Engineering classification of karst ground conditions – *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hidrology*, 36. p. 101-118.

A LÖSZTAKARÓ KARSZTOSODÁSBAN JÁTSZOTT SZEREPÉNEK VIZSGÁLATA A TÉSI-FENNSÍKON

KISS KLAUDIA-ZÁMBÓ LÁSZLÓ-FEHÉR KATALIN-MÓGA JÁNOS

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

Abstract: Significant parts of the karstic bedrocks of Tési-plateau are covered with loess deposits. The cover deposit plays an important role in the characterising of karst processes. The thickness and structural qualities of the loess influence the quantity of the precipitation leaking through the cover deposit. Depending on the qualities of the loess (and the soil developed on the loess) the chemical composition of the waters – so the capacity of the corrosion – varies, influencing the rate of karst processes. The leaking processes of the cover deposit were studied with lab experiments on monoliths – the results were worked up with mathematical-statistical methods. The experiments demonstrated the differences in the quality of waters leaking through soil and loess, which plays role in karst processes.

Bevezetés

Az elmúlt évtizedek kutatásai rámutattak arra, hogy a felszíni, felszínközeli karsztos korrózió folyamataiban a kőzeteket borító talajtakarónak döntő jelentősége van: alapvetően határozza meg a karsztos oldódás intenzitását azáltal, hogy befolyásolja a beszivárgás fizikai, kémiai feltételeit.

A Tési-fennsík karsztos kőzeteit a terület jelentős részén löszös üledékek borítják. A karsztos folyamatok alakításában ezek a laza fedőüledékek szerepet játszanak. A lösztakaró a vizek egy részét elnyeli, lehetőséget teremtve arra, hogy azok a mélyebb rétegekbe beszivároghassanak.

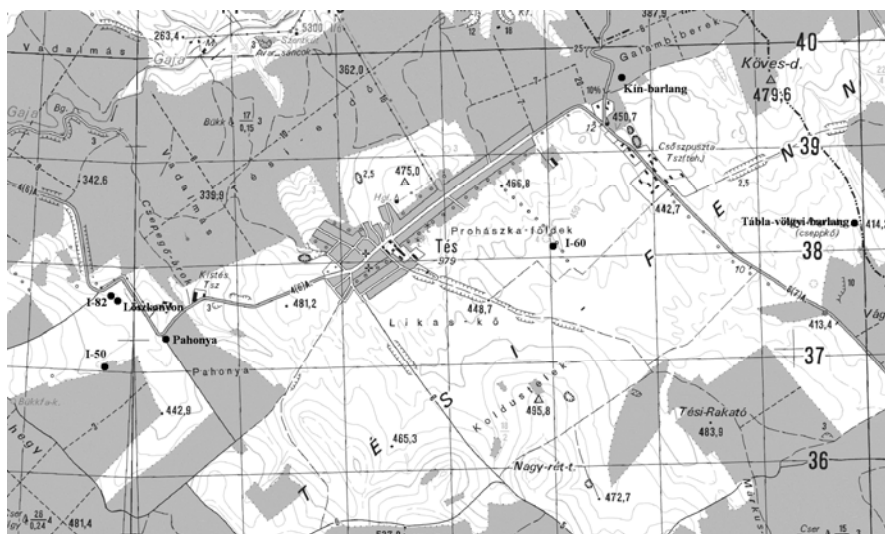
A fedőtakarón átszivárgó víz hatására bekövetkező oldási folyamatokat esőztető berendezésben végzett kísérletekkel modelleztük. Esőszimulátor segítségével végezhető talajtani (elsősorban talajeróziós) és felszín-morfológiai vizsgálatokat az elmúlt évtizedekben többen is végeztek (részletesebben ld. ZÁMBÓ – WEIDINGER 2005). Hazánkban hasonló esőztető kísérlet keretében VENKOVITS (1950) magában a talajban lejátszódó kémiai folyamatokat, míg BALÁZS (1964), valamint ZÁMBÓ (1986) a talaj és a közvetlenül alatta elhelyezkedő mészkőtömeg együttes szerepét tanulmányozta. A Tési-fennsík esetében lösztakaró borítja a karsztos alapkőzetet, ezért korróziós kísérleteink során nem csupán a talajon, hanem a löszön átszivárgó víz hatására bekövetkező oldási folyamatokat is modelleztük.

A vizsgált terület rövid bemutatása

A Tési-fennsík az Északi-Bakony legnagyobb kiterjedésű, a szomszédos tájaktól morfológiai szempontból jól elkülönülő, egységes fennsíkja. Felépítésében triász, jura és kréta időszerű karbonátos kőzetek (mészkövek, dolomitok) játsszák a fő szerepet. Ezeket a jól karsztosodó kőzeteket a terület jelentős részén változó vastagságú (átlagosan 3-5m vastag) löszös üledékek borítják, amely a fennsík fedett karsztos jellegét eredményezi (VERESS 2006).

A Tési-fennsík területén a platójellegből adódó enyhe lejtésviszonyok a fennsíkra hulló csapadék beszivárgását elősegítik, ám a lösz- és talajtakaró vastagsága, szerkezeti tulajdonságai befolyásolják az átszivárgó csapadékvíz mennyiségét és összetételét.

Elvégzett vizsgálatok

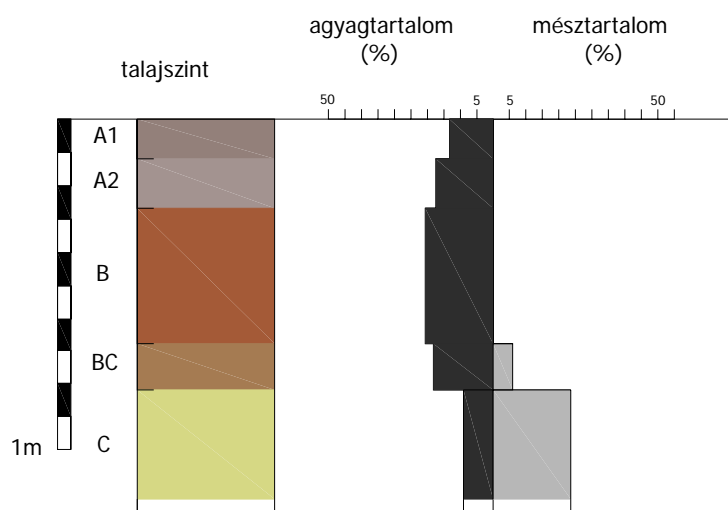


1. ábra: A Tési-fennsíkon készített talajszelvények elhelyezkedése
Fig. 1: The location of the soil sections made on Tési-plateau

A mintavétel

A fennsík hét pontján vettünk fel talajszelvényt (1. ábra). E talajszelvények vizsgálata (szemcseeloszlás, karbonáttartalom, higroszkóposág) alapján a

fennsík területén elterjedtek a löszön kialakult barna erdőtalajok különböző típusai és altípusai (a Ramann-féle barna erdőtalajok, az agyagbemosódásos barna erdőtalajok, valamint a csernozjom barna erdőtalajok illetve „átmeneitek”, pl. agyagbemosódásos Ramann-féle barna erdőtalaj, 2. ábra). E talajok esetén a kilúgzás már végbement vagy előrehaladott, ezért kalciumkarbonátot nem vagy alig tartalmaznak. A fennsík löszös üledékeinek kalciumkarbonát-tartalma a laborvizsgálati eredmények alapján 21,1-31,1% között változik, amely érték azonban nem tartalmazza a mészkonkréciókat (ezek kalciumkarbonát-tartalma 70% körüli értéket mutat). Megfigyeléseink szerint e löszös üledékek meszes csövecskékkel átjártak, ami makroporozus szerkezetet és jó vízáteresztő-képességet eredményez. A löszös anyag lejtőirányú áthalmozódását a lösz jelenlegi felszínnel párhuzamos rétegzettség, lamináltsága mutatja. E finomrétegzettség és az üledékben kialakult nagyobb agyagtartalmú paleotalajsintek a beszivárgó víz oldalirányú szivárgását okozzák.



2. ábra: A Pahonya nevű részen készített talajszelet (barna erdőtalaj)
 Fig. 2: The soil section of Pahonya (Luvisols)

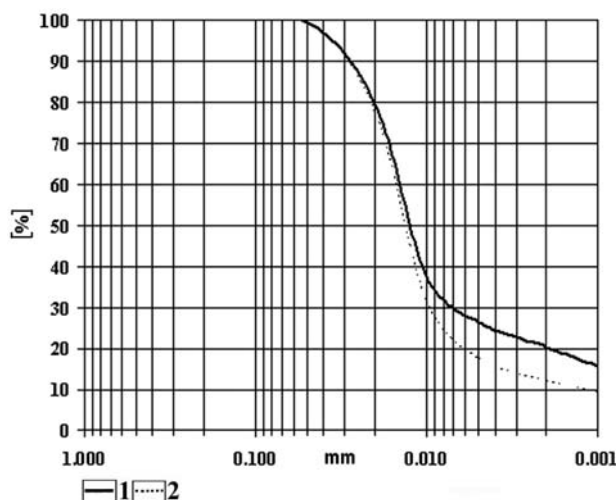
Az esőztető kísérlethez két helyről vettünk monolitmintákat: a Kistérségi-fennsíkon található I-82 sz. „víznyelő” DK-i oldalfalából (talajmonolit), illetve a „löszkanyonból” (löszmonolit). A mintáknak a téma feldolgozása szempontjából legfontosabb jellemzőit vizsgáltuk (1. táblázat, 3. ábra). A monolitokat megfelelő előkészítés után esőztető berendezésben egyenletes intenzitással desztillált vízzel esőztettük. A desztillált víz alkal-

mazását az indokolta, hogy a természetes csapadék összetétele jó közelítéssel a desztillált víz összetételével egyezik meg.

I. táblázat
Table 1.:

A monolitok legfontosabb jellemzői
The most important characteristics of the monoliths

Minta jele:	Talajmonolit	Löszmonolit
Mintavétel helye:	1-82. sz. víznyelőperem	lőszkanyon
Mintavétel mélysége [cm]:	10	100
Higroszkóposág [hy%]:	1,91	1,11
CaCO ₃ -tartalom [%]:	0	23,2
Humusztartalom [%]:	2,20	0,15
pH (deszt.víz):	6,3	8,3
Monolit vastagsága [cm]:	10	10
Monolit térfogata [cm ³]:	4400	4400



3. ábra: A vizsgált monolitok szemcseeloszlási görbéje
Jelmagyarázat: 1. talajmonolit, 2. löszmonolit

Fig. 3: The grain size characteristics curve of the studied samples
Legend: 1. soil, 2. loess

Miután nem hosszú időszakot felölélő terepi mérést, hanem laboratóriumi körülmények között megvalósított modellkísérletet végeztünk, sajátosságokkal is számolnunk kellett:

- statisztikailag megfelelő mennyiségű különböző típusú, méretű, vastagságú monoliton történő kísérlet elvégzésére nem volt lehetőség;
- a lég- és vízhőmérséklet, a vegetáció és a talajélet szintén hatással van az oldási folyamatok mértékére. A vizsgálat során – laboratóriumi körülményekről lévén szó – gyakorlatilag állandó hőmérséklet-értékek (22-23 °C) voltak, ezért a vizsgálat a talajaktivitás magyarországi nyári szintjét mutatta.

Az oldási folyamatokban egyébként bizonyosan megmutatkozó évszakos különbségeket nem mértük.

Az esőztetés

Az esőztető berendezést *VID – ZÁMBÓ* (2003) tervezte. A berendezés egy mérőkamrában helyezkedik el. Benne egyidőben maximum hat darab 22 x 20 cm felületű mintatartó helyezhető el, amelyekbe beépíthetők a terpenen kiemelt, bolygatatlan szerkezetű 10 cm vastagságú monolitok. A mintatartó fölötti cseppképző tálca a desztillált vizet a mintára egyenletesen eloszlatva csepegteti (*1. kép*). A monolitmintán átszivárgó víz a mintatartóból kivezethető és így felfogható a további kémiai elemzésekhez. A mintavételezést a folyamat elején – az átszivárgott víz mennyiségének függvényében – a lehető leggyakrabban, a folyamat végén – az állandósult szakaszon – ritkábban végeztük el.



1. kép: A cseppképző tálca
Picture 1: The dropforming tray

Az összegyűjtött vízből pH, vezetőképesség, lúgosság (hidrogénkarbonát-ion), savasság, összes keménység (kalciumion, magnéziumion), állandó keménység, nitrátion-, valamint agresszív szén-dioxid koncentrációk kerültek meghatározásra. Az agresszív szén-dioxid koncentrációját Lemann és Reuss módszerével (*VITUKI* 1975) számítottuk ki.

A kapott eredmények feldolgozása

A kísérletek során mért jellemzőket matematikai statisztikai módszerekkel dolgoztuk fel. A feldolgozáshoz az "R" programcsomagot használtuk (*WWW.R-PROJECT.ORG*).

Megállapítottuk, hogy a természetben gyakran előforduló kiürülési/telítési folyamatokat általánosan leíró függvény jó közelítéssel alkalmazható kísérleteink esetén is. Ezért a mért adatokra a következő függvényeket illesztettük:

kiürülési jellegű folyamatnál: $y = m + k * e^{-\frac{t}{\lambda}}$ illetve telítési jellegű folya-

matnál: $y = m + k * \left(1 - e^{-\frac{t}{\lambda}}\right)$ Az egyes paraméterek jelentését a *II. táblázat-*

ban mutatjuk be.

A fenti függvény illesztése lehetővé tette azt, hogy a megfelelő megjelenítéshez normáljuk az adatokat és így az eltérő skálán lezajló folyamatokat össze tudjuk hasonlítani. Az illesztett görbe paraméterei felhasználhatók arra, hogy meghatározzuk az egyes folyamatok lefutási idejét, illetve az esőztető kísérlet során a monolitokból kioldódott anyagmennyiséget.

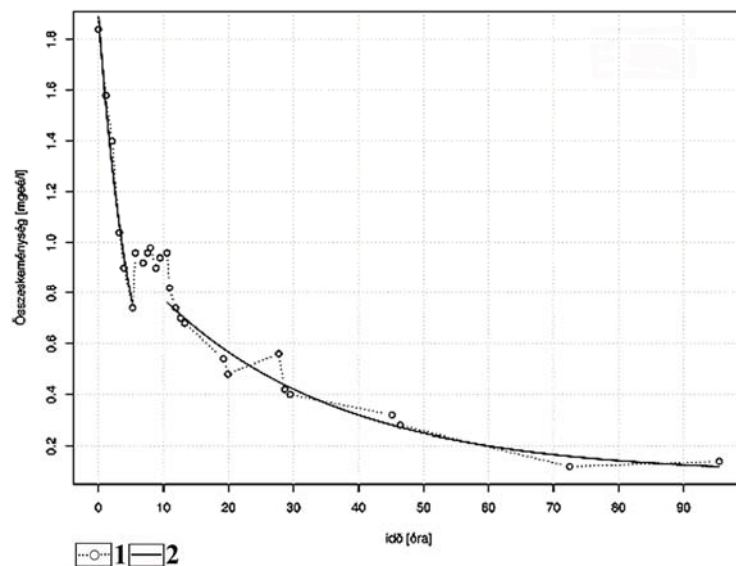
*II. táblázat
Table II:*

*Az illesztett függvény paraméterei
The parameters of the fitted function*

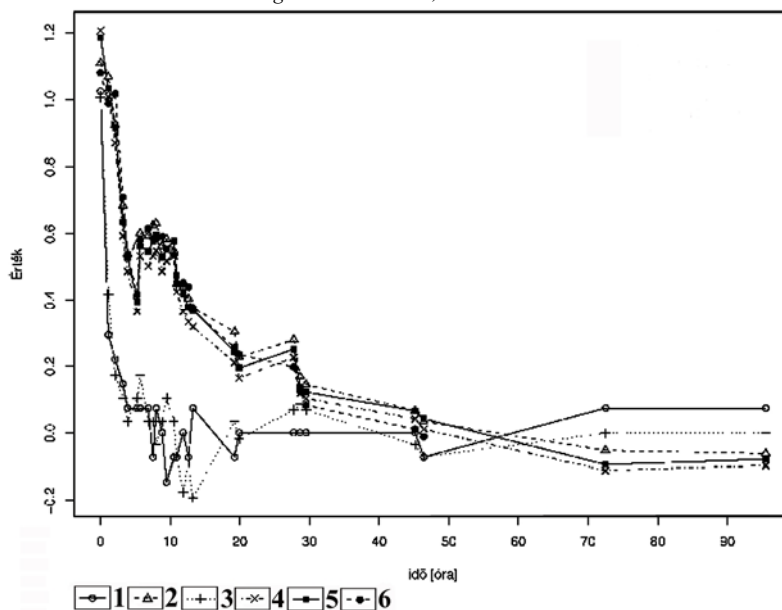
<i>Paraméter</i>	<i>Jelentés</i>
m	A folyamat lefutása utáni egyensúlyi érték (x tengellyel párhuzamos asszimptota tengelymetszete)
k	Megmutatja, hogy milyen tartományban zajlik a folyamat (ideális, elvi esetben a legnagyobb mért érték, az $y_{\max}=m+k$)
λ	A folyamat időállandója. Megmutatja, hogy milyen gyorsan zajlik a folyamat.

Az 1. esőztető kísérlet

Az 1. kísérlet folyamán az I-82 sz. „víznyelőből” származó talajmonolitot esőztettük 9,5 mm/h intenzitással (ez kb. az országos, melegfronti csapadék intenzitásának felel meg). A mért paraméterek közül az összes keménység változásának időbeli lefutását mutatjuk be (*4. ábra*). Az ábrán jól látható, hogy a folyamat eleje és vége két különböző paraméterű exponenciális görbe szerint fut le. A két, paraméterében jelentősen eltérő görbe közötti átmenet 5 óra 15 perc és 10 óra 32 perc között történik meg. Az átmeneti szakasz az ásványszemcsék felületén lejátszódó folyamatokkal magyarázható.



4. ábra: Az 1. kísérlet törésponttal illesztett összes keménység értékei
 Jelmagyarázat: 1. mért, 2. számított
 Fig. 4: The first experiment's total hardness fitted values
 Legend: 1. measured, 2. calculated



5. ábra: Az 1. kísérlet normált eredményei
 Jelmagyarázat: 1. pH, 2. vezetőképesség, 3. HCO_3^- , 4. összes keménység, 5. állandó keménység, 6. NO_3^-
 Fig. 5: The first experiment's normalised values
 Legend: 1. pH, 2. conductance, 3. HCO_3^- , 4. total hardness, 5. constant hardness, 6. NO_3^-

A normált görbékéből jól látható (5. ábra), hogy a pH és a lúgosság (hidrogénkarbonát-ion) a többi paramétertől eltérően viselkedik: gyorsabban lefut. Az összes oldottanyag-tartalom (a vezetőképesség) túlnyomó részét a kalcium- és magnézium-, valamint az anionok közül a nitrácion jelentette, miután a kísérlet során a hidrogénkarbonát-ion (13-5 mg/l) alacsony abszolút értékeket vett fel. A monoliton átszivárgott víz pH-ja savas (6,6-5,3) volt. Utóbbiakból következik, hogy a monoliton átszivárgott víz agresszív szén-dioxid tartalommal rendelkezett (6-12 mg/l).

A 2. és 3. esőztető kísérlet

A 2. és a 3. kísérlet során ugyanazt a löszmonolitot esőztettük, eltérő (a 2. kísérlet folyamán 9,5 mm/h, a 3. kísérlet folyamán 16,5 mm/h) intenzitással. Nyilvánvaló, hogy ugyanazon löszmonolit esőztetése során hasonló folyamatok játszódnak le. Különbségek abból adódhatnak, hogy a monolitnak a két esetben eltérő volt a nedvességtartalma (a 3. kísérlet során nagyobb), valamint hogy a 3. kísérlet során a 2.-hoz képest másfélszer akkora sebességgel történt az esőztetés.

III. táblázat
Table III.

A 2. és 3. kísérlet illesztett görbéinek paraméterei
The fitted parameters of the 2nd and 3rd experiments

	2. kísérlet			3. kísérlet		
	<i>k</i>	<i>λ</i>	<i>m</i>	<i>k</i>	<i>λ</i>	<i>m</i>
pH	0,28	3 óra 15 perc	7,81	1,05	0 óra 50 perc	7,41
vezetőképesség	762,11	1 óra 11 perc	162,14	190,95	0 óra 18 perc	66,2
lúgosság	1,48	18 ó. 14 perc	0,9	0,63	1 óra 33 perc	0,68
összes keménység	1,52	5 óra 36 perc	1,47	0,61	1 óra 31 perc	0,7
NO ₃ ⁻	32,31	1 óra 23 perc	-0,26	2,8	0 óra 26 perc	0

A folyamat lefutása a 3. kísérletnél a nagyobb esőztetési sebesség miatt lényegesen gyorsabb volt (III. táblázat). A két kísérlet során hasonló tendenciák voltak megfigyelhetők, azzal a különbséggel, hogy a 3. kísérlet esetében, ugyanannyi csapadék mellett az átszivárgott víz jóval kevesebb hidrogén-karbonátot oldott ki (127 mg) – valószínűleg a nagyobb átfolyási sebességnek köszönhetően, ami miatt a vezetőképesség és az összes keménység is alacsonyabb értékeket vett fel. Nem foghatjuk azonban az alacsonyabb oldott anyag tartalmat arra, hogy a lösz az előző esőztetés során elveszítette kalciumkarbonát-tartalmát. A löszminta ugyanis – a konkréciókat nem számítva is – 23% kalcium-karbonátot tartalmazott, amely a monolit térfogatára átszámítva 2,6 kg-ot jelent (a monolit tömege kb. 11,5 kg), ennél pedig nagyságrendekkel kevesebb kalcium-karbonát oldódott ki (IV. táblázat).

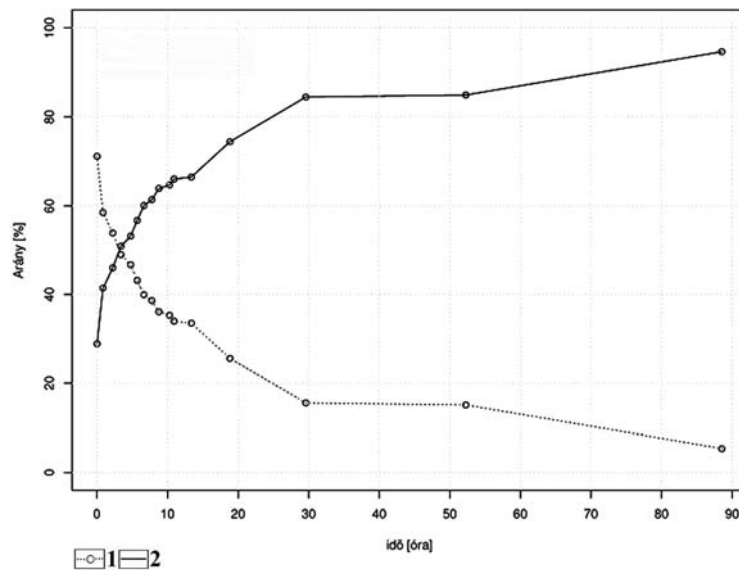
IV. táblázat
Table IV.

Az egyes kísérletek során kioldott anyagmennyiségek
The summarized dissolved ions during the experiments

Mérés	1. mérés	2. mérés	3. mérés	4. mérés
Megfigyelési idő [óra]	5	5	3	5
Esőztetés sebessége [l/óra]	0,42	0,42	0,72	0,42
Átlagos csapadék intenzitás [mm/óra]	9,5	9,5	16,4	9,5
Ca ²⁺ [mg] ([mgéél])	40 (2,0)	87 (4,3)	31 (1,5)	112 (5,6)
HCO ₃ ⁻ [mg] ([mgéél])	17 (0,3)	281 (4,6)	127 (2,1)	194 (3,2)

A 4. esőztető kísérlet

A 4. kísérlet során talajmonolitot esőztettünk, és az ezen átszivárgott vizet vezettük rá löszmonolitra, így modellezve egy, az előzőnél összetettebb rendszer viselkedését. A 4. kísérletnél érdekesnek bizonyult a keménység-arány időbeli változása (6. ábra). A mérés kezdeti szakaszában a kalcium- és magnéziumionokhoz kapcsolódó nem-hidrogénkarbonát anionok dominálnak, amit az okoz, hogy e mobilisabb kalcium- és magnéziumsók gyorsabban képesek kimosódni, mint a karbonátkeménységet adó hidrogénkarbonát-ionok.



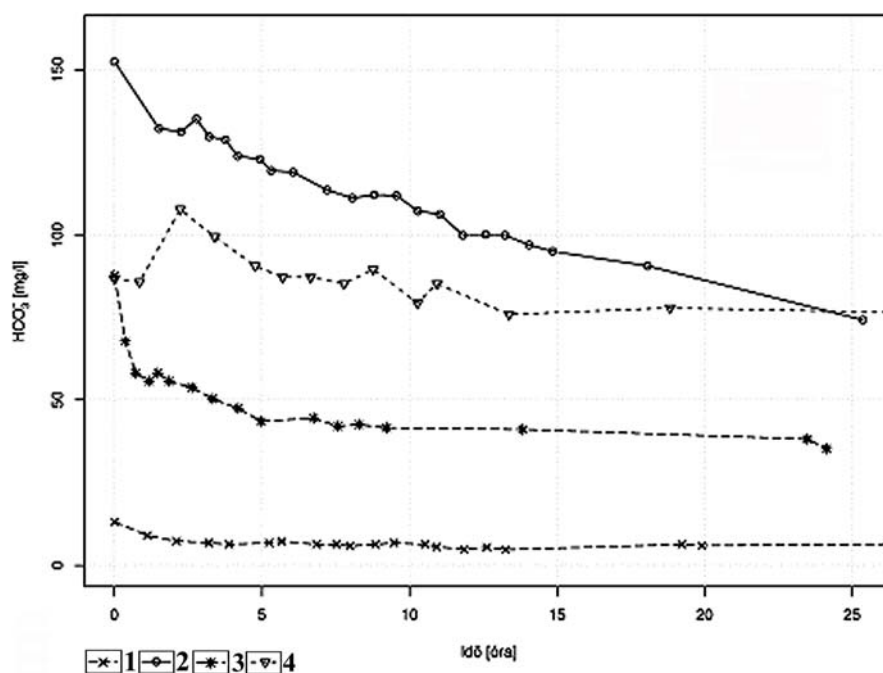
6. ábra: A 4. kísérlet során észlelt keménység arány
Jelmagyarázat: 1. állandó keménység, 2. változó keménység
Fig. 6: The hardness ratio during the fourth experiment
Legend: 1. constant hardness, 2. variable hardness

A 4. kísérlet savasság és lúgosság eredményei azt mutatták, hogy az átszivárgott víznek szabad szén-dioxid tartalma van. Azonban ez rendkívül

kis értékeket vett fel (mindvégig 1-2 mg/l) a talajmonoliton átszivárgott víz esetén tapasztaltakhoz képest, ezért az általunk használt mérési és számítási módszerekkel nem állapítható meg egyértelműen, hogy melyik szabad szén-dioxid-formáról (agresszív vagy egyensúlyi szén-dioxidról) van szó.

A kísérletek összehasonlítása

Összehasonlítva a kísérletek eredményeit megállapítható, hogy a talaj- illetve löszmonolit esetében merőben ellentétes folyamatok játszódtak le. A talajosodott rétegen átszivárgott víz hidrogénkarbonát-ion tartalma mindvégig alacsony volt, ezzel szemben a löszös mintáé a 2. kísérlet során 8-10-szer nagyobbak mutatkoztak (7. ábra). A löszön átfolyt víz fajlagos vezetőképessége emiatt többszöröse volt a talajon átszivárgotténál (8. ábra).

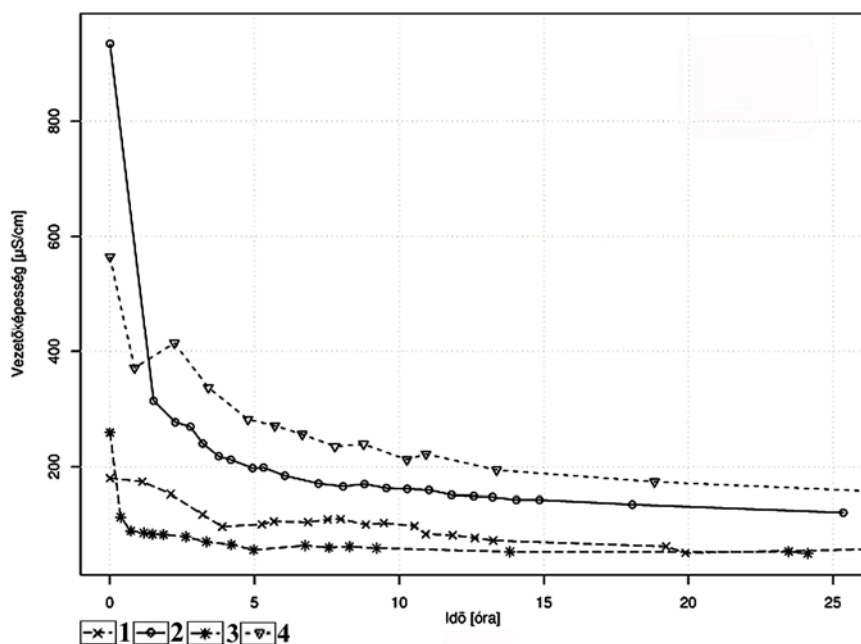


7. ábra: A kísérletek hidrogénkarbonát-ion értékei

Jelmagyarázat: 1. kísérlet, 2. kísérlet, 3. kísérlet, 4. kísérlet

Fig. 7: The HCO₃⁻ values of the experiments

Legend: 1. number 1 experiment, 2. number 2 experiment, 3. number 3 experiment, 4. number 4 experiment



8. ábra: A kísérletek vezetőképesség értékei

Jelmagyarázat: 1. kísérlet, 2. kísérlet, 3. kísérlet, 4. kísérlet

Fig. 8: The conductivity values of the experiments

Legend: 1. number 1 experiment, 2. number 2 experiment, 3. number 3 experiment, 4. number 4 experiment

A talajmonoliton átszivárgott vizek további oldásra képes agresszív szén-dioxidot tartalmaztak, átlagosan 10 mg/l mennyiségben. A löszmonolit desztillált vízzel történt esőztetése során az átszivárgott vizeknél savasság nem volt kimutatható, ami azt jelenti, hogy e vizek már telítettek voltak, agresszív szén-dioxidot nem tartalmaztak. Abban az esetben, amikor a kísérlet során a talajmonoliton átszivárgott vizet közvetlenül a löszmonolitra esőztettük, az gyakorlatilag elveszítette mérszoldó-képességét. A szabad szén-dioxid kimutatható volt ugyan, de nagysága a kimutathatósági- és mérési hibahatár közelében mozgott (1-2 mg/l). A löszön átszivárgott vizek tehát lényegében ebben az esetben is agresszivitásukat veszítették.

Következtetések, összefoglalás

A vizsgálatsorozat kimutatta a talajon és löszön átszivárgó víz minőségi különbségeit, amelyek a karsztos oldási folyamatokban döntő szerepet játszanak.

Megfigyeléseink szerint a fennsík talajai az 1–1,5 m vastagságot ritkán haladják meg, ami azt jelenti, hogy a felszínről beszivárgott víz bizo-

nyos hányada *képes* a talajon átszivárogni és elérni a löszös üledéket vagy akár a karsztos alapkőzetet is. A terület talajai kilúgozottak, karbonátot gyakorlatilag nem tartalmaznak. Ezért a talajtakarón diffúz módon átszivárgó víz hidrogénkarbonát-ion koncentrációja lényegesen nem növekszik (mint azt az 1. kísérlet során láthattuk), vagyis képes mészdoldó-kapacitásának megtartására; sőt, annak növelésére – szén-dioxidban való feldúsulása következtében.

A kísérletek alapján megállapítható, hogy amennyiben a talajtakaró alatt löszös üledék van, az ezen átszivárgó víz mészdoldó-képességének nagy részét elveszíti a lösz kalciumkarbonát-tartalmának oldásával.

A fensíkot fedő talajosodott lösz üledéken átszivárgó vizek a talaj minőségétől, a talaj alatti löszréteg vastagságától valamint makroporozitásától függően eltérő mértékben rendelkezhetnek mészdoldó-képességgel.

Ahol a fedőtakaró vékony, a lösz teljes mélységében, tehát egészen a feküig kilúgzódhat, talajosodhat; ezért a rajta átszivárgó csapadékvíz agresszivitását jelentősen megnövelve jut el a karbonátos kőzetekhez. Ennek bizonyítékai a terepen megfigyelt talaj alatti karros formák és oldódásos kurtók.

A fedőtakaró kivékonyodási helyeinél a víz a karsztosodó alapkőzethez nemcsak felülről, hanem felszín alatti mozgást végezve oldalirányból is érkezik (ZÁMBÓ 1986, VERESS 1999). Az áthalmozott löszök lamináris rétegzettsége és a paleotalaj-szintek miatt a felszínről vertikálisan beszivárgó vizek a löszben lejtőirányban elvezetődnek. A nagyobb vastagságú löszöknél a szuffúzió nagyobb mértékű, ami a vízzáró hatást növeli. Ezért a kisebb löszborítású helyek felé nemcsak felülről, hanem oldalirányból, a fedőtakaró kivastagodási helyei felől is érkezik víz (VERESS M. 1999). A különböző irányokból érkező vizek a karbonátos kőzetek zónájába lépve találkozhatnak egymással. A keveredő vizek kötött szén-dioxid koncentrációban jelentkező különbségei miatt agresszív szén-dioxid szabadul fel, keveredési korrózió jön létre. E folyamatnak a felszín alatti karsztosodásban jelentős szerepe lehet, de vizsgálatára megfelelő mérési módszert jelenleg nem ismerünk.

Lényegesnek tartjuk és tervezzük komolyabb statisztikai értékeléshez megfelelő számú kísérlet elvégzését, ha lehet, nagyobb térfogatú monolitokon, illetve minden talajszintet figyelembe véve (akár in situ mérésekkel). Ezzel közelebb jutnánk a teljes rendszer modellezéséhez.

IRODALOM

- BALÁZS D.* (1964): Karsztkorróziós problémák. – Doktori értekezés. Kézirat. 144 p.
- R DEVELOPMENT CORE TEAM* (2005): R: A language and environment for statistical computing. – R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0. URL <http://www.R-project.org>.
- VENKOVITS I.* (1950): Dorogi vízvizsgálatok. – Hidr. Közl. 30/5-6. p. 184-197.
- VERESS M.* (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja. – A Bakonyi Természettudományi Múzeum Kut. Eredményei 23., Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc. 167 p.
- VERESS M.* (2006): Adatok a Tési-fennsík két térszínrészletének fedett karsztosodásához. – Karsztfejlődés XI. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. p. 171-184.
- VID, G. – ZÁMBÓ, L.* (2003): Review of the measuring mechanism and data acquisition of the equipment measuring dissolution. – In: Horváth, G. (szerk.): Soil effect on karst processes, Budapest. p. 87–89.
- VITUKI* (1975): Egységes Vízvizsgáló módszerek I. – VITUKI, Budapest. 233 p.
- ZÁMBÓ L.* (1986): A talaj-hatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében. – Kandidátusi értekezés. Kézirat, Budapest. 143 p.
- ZÁMBÓ L. – WEIDINGER T.* (2006): A karsztkorróziós talajhatás néhány tényezőjének vizsgálata esőszimulációs kísérletek alapján. – In: Táj, környezet és társadalom, Szeged. p. 757-765.

LÖSZVIZSGÁLATOK NÉHÁNY FEDETT KARSZTOS MÉLYEDÉS (TÉSI-FENNSÍK) KÖRNYEZETÉBEN

FÜZESI ISTVÁN

Berzsenyi Dániel Főiskola, Földrajz és Környezettudományi Intézet, 9700
Szombathely Károlyi Gáspár tér 4. fistvan@bdf.hu

Abstract: The grain size distribution, the lime- and Ca^{2+} -ion content of the covering deposit of the Tes-plateau has been studied at different distances from the karst depression, at 0, 50, 100, 150 and 200 cm depths. The lime- and Ca^{2+} -ion content closely correlates according to our measurements. There is no lime in the upper 1m layer, but the lime content exceeds 30% below. The grain size increases as we get deeper in the sediment. This can be explained by the eluviation of the surface: the low lime content caused the disintegration of the grains in the upper layer. The higher concentration of the small-grain fraction on the surface indicates the formation of an impermeable layer which causes the precipitation to drain on the surface. This helps the development of covered karst forms where karstification is possible.

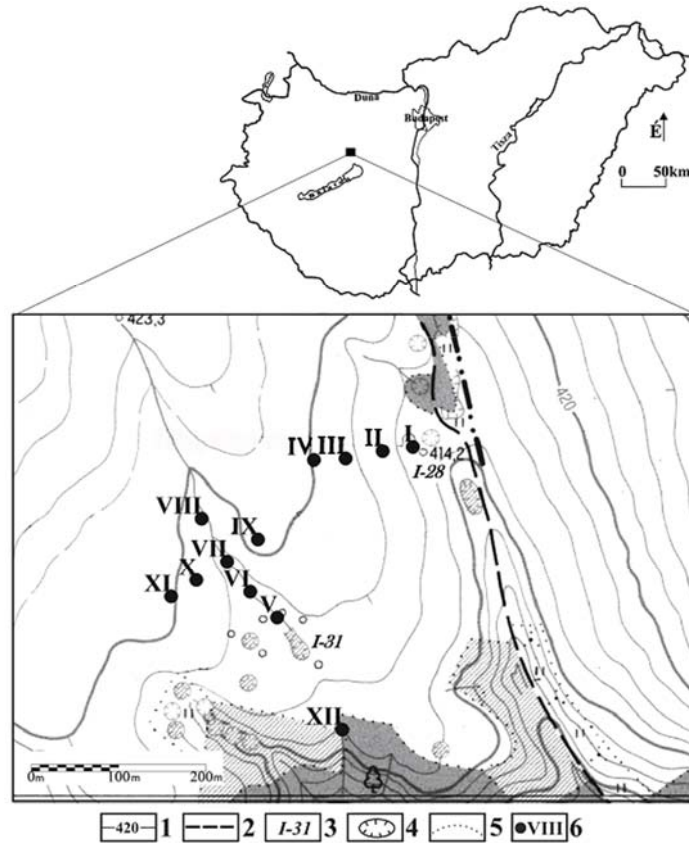
1. Bevezetés

A Tési-fennsík a Keleti-Bakony része. Hossza K-Ny irányban 8-10 km, szélessége É-D irányban 3-5 km. Délről észak felé lejt. Magassága 4-500 m közötti. A területet felépítő kőzet jura mészkő, amely néhány helyen foltokban, törmelékként a felszínre bukkan. A felszínen néhány méter vastagságban lösz, ennek agyagosodott, áthalmazott változatai, és néhol folyóvízi üledék fordul elő (VERESS 1999, 2005). A fennsíkon gyakoriak az ÉNy-DK irányú völgyek, völgyszerű mélyedések, amelyek a fedőüledékkel gyakran valamennyire kitöltöttek, vagy kibéleltek.

Vizsgálatainkat a célból végeztük, hogy a fedőüledéknek a karsztosodásra gyakorolt hatását tanulmányozzuk. Elemeztük, hogy elősegíti-e, és ha igen, akkor hogyan a karsztot borító lösz a fedett karsztos formák kialakulását és fejlődését.

Feltételezéseink szerint a lösz mésztartalma és szemcseeloszlása valamint a vízáteresztő képessége között összefüggés található: a Ca^{2+} kioldódása hatással van a szemcseeloszlásra és ez által a lösz vízáteresztő képességére.

A mintákat két karsztos mélyedéstől (I-28- és I-31 jelű) különböző távolságokban és mélységekben vettünk, hogy a rendszer térbeli változásait megismerjük.



1. ábra: A mintavételi helyek a Tési fennsík
 Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. út, 3. a fedett karsztos mélyedés jele, 4. fedett karsztos mélyedés,
 5. erdőhatár, 6. mintavételi hely
 Fig. 1.: Sampling places on the Tes-plateau
 Legend: 1. contour line, 2. road, 3. symbol of covered karst form, 4. covered karst form,
 5. boundary of forest, 6. sampling place

2. Módszerek

A mintavételre 2006. novemberében került sor talajfúrással. 12 mintavételi helyünk közül négy az I-28, hét az I-31 jelű karsztos mélyedéstől különböző távolságokban, egy pedig az erdőben helyezkedett el (1. ábra). A mintavételi helyeken 0, 50, 100, 150, 200 cm-es mélységekből körülbelül 500-500 g tömegű üledéket emeltünk ki.

A laboratóriumi méréseket részben a BDF Földrajz és Környezetudományi Intézet laboratóriumában, részben a Vas Megyei Mezőgazdasági Szakigazgatási Hivatal Növény- és Talajvédelmi Igazgatóság Talajvédelmi Laboratóriumában végeztük.

Szénsavas mésztartalom (CaCO₃)

Scheibler készülékkel ill. módszerrel határozzuk meg (KÁDÁR 1998). A talajt összerázzuk híg sósavval majd a fejlődő CO₂ gáz mennyiségét kalciméterrel mérjük. A módszer nem tesz különbséget a talaj különböző karbonátformái között, így az összes karbonátot méri, amit tömegszázalékosan CaCO₃-ban fejezünk ki.

Mechanikai összetétel (szemcseméret eloszlás)

Pipettás eljárással végezzük. Az előkészített finomszemcsés talajból elemi részecskékre diszpergált szuszpenziót készítünk. A talajszuszpenziót Andreasen-féle készülékben felkeverjük, majd ülepedni hagyjuk és bizonyos időpontokban szuszpenziót pipetázunk ki. A minták bepárlásával határozzuk meg a szemcseméret tartományhoz tartozó tömegarányokat. A talaj diszpergálásához Na-pirofoszfátot használunk, a szerves anyagokat H₂O₂-dal, a karbonátokat HCl-dal bontjuk, a 2 mm-nél nagyobb frakciót előtte száraz szitálással határozzuk meg.

Kalcium-tartalom meghatározása

A talaj salétromsavas feltárása után ICP készülékkel történik a kalcium-tartalom mennyiségének meghatározása.

3. Eredmények

A két karsztos mélyedés környezetében a mésztartalom változása részben eltér egymástól (*I. táblázat*). Az I-IV mintavételi helyen a felszínen a mért érték 0,5% alatti, viszont 100 cm-es és a mélyebb pontokról vett minták esetén sok esetben meghaladja a 30%-ot. A karsztos mélyedéshez közeledve egy adott mélységben a fedőüledék szénsavas mésztartalma növekszik.

Az I-31 jelű karsztos mélyedés környezetében 100 cm-es mélységig nem, viszont a mélyebben található rétegekben már kimutatható a mész. Értéke 200 cm-es mélységből vett minták esetén a karsztos mélyedéshez közeledve viszont csökkenő tendenciát mutat.

A párhuzamosan végzett kalcium-meghatározás a mésztartalommal megegyező tendenciát mutat.

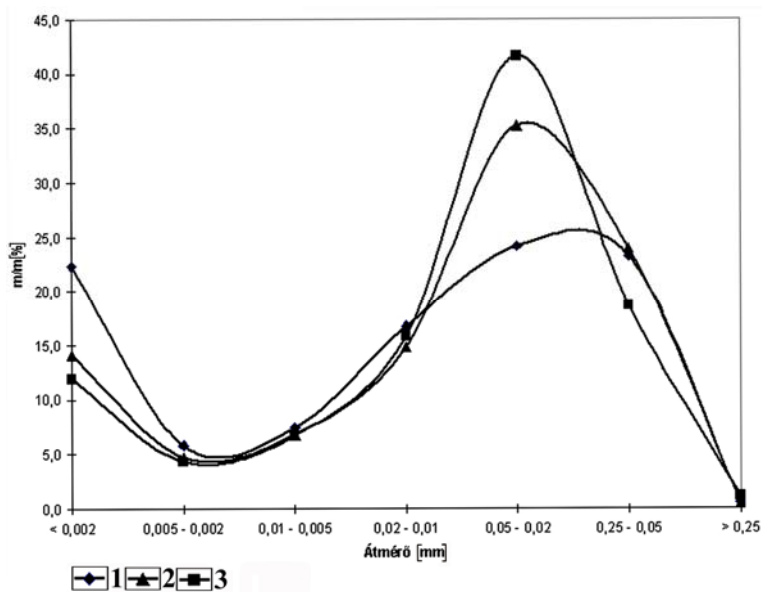
Az I. mérőhelyen a szemcseeloszlás különböző képet mutat az egyes mélységekben (*2. ábra*). A felszínen a finomabb frakció, mélyebben a dur-

vább frakció a gyakoribb. A mélyedéstől távolodva ez az eltérés csökkenő tendenciát mutat (3. ábra).

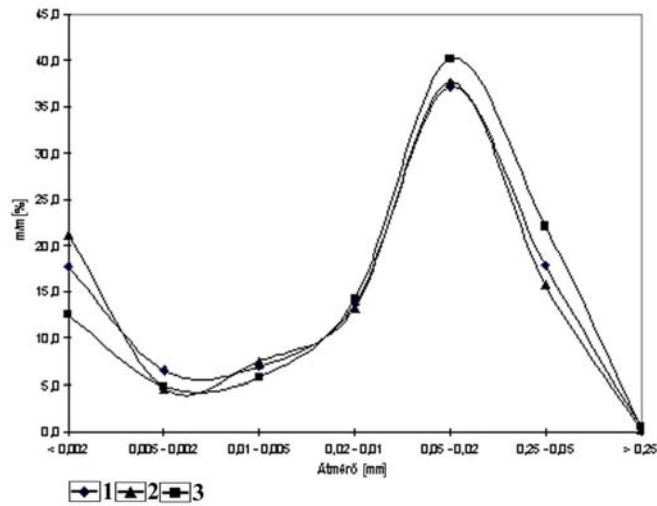
I. táblázat
Table I.

A fedőüledék minták tömegszázalékos mésztartalma
Lime content of the cover deposit in mass percentage

Mintavételi hely	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Mélység	CaCO ₃ %											
0 cm	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
50 cm	7,6	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
100 cm	34,0	0,0	0,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	9,6
150 cm	10,0	14,0	18,0	21,1	0,2	0,2	16,2	18,1	16,1	14,4	18,5	19,3
200 cm	33,0	23,2	18,5	33,0		6,9	17,1	29,0	14,0	17,6	18,4	18,5

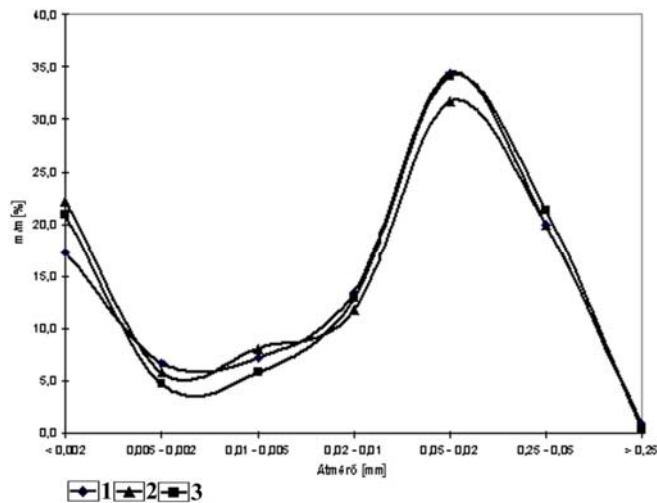


2. ábra: A szemcseeloszlás változása az I. mintavételi helyen
Jelmagyarázat: 1. felszín, 2. 100cm, 3. 200cm
Fig. 2: The grain size distribution of the cover deposit on the station I.
Legend: 1. surface, 2. 100cm, 3. 200cm

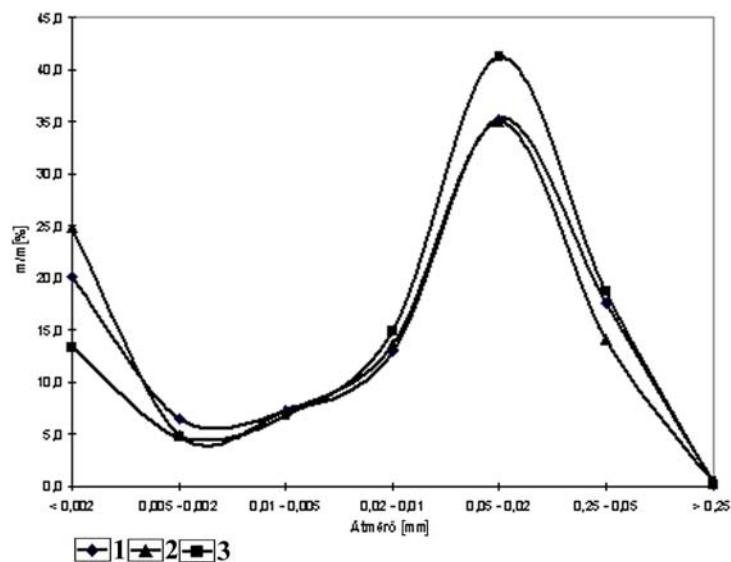


3. ábra: A szemcseeloszlás változása a IV. mintavételi helyen
 Jelmagyarázat: 1. felszín, 2. 100cm, 3. 200cm
 Fig. 3: The grain size distribution of the cover deposit on the station IV.
 Legend: 1. surface, 2. 100cm, 3. 100cm

Az I-31 jelű fedett karsztos formánál a felszínen szintén a kisebb, mélyebben pedig a nagyobb átmérőjű szemcsék jellemzőbbek (4. ábra). Ez a különbség a fedett karsztos formától távolodva is megmarad (5. ábra).



4. ábra: A szemcseeloszlás változása az V. mintavételi helyen
 Jelmagyarázat: 1. felszín, 2. 100cm, 3. 150cm
 Fig. 4: The grain size distribution of the cover deposit on the station V.
 Legend: 1. surface, 2. 100cm, 3. 150cm



5. ábra: A szemcseeloszlás változása a VIII. mintavételi helyen
 Jelmagyarázat: 1. felszín, 2. 100cm, 3. 200cm
 Fig. 5: The grain size distribution of the cover deposit on the station VIII.
 Legend: 1. surface, 2. 100cm, 3. 200cm

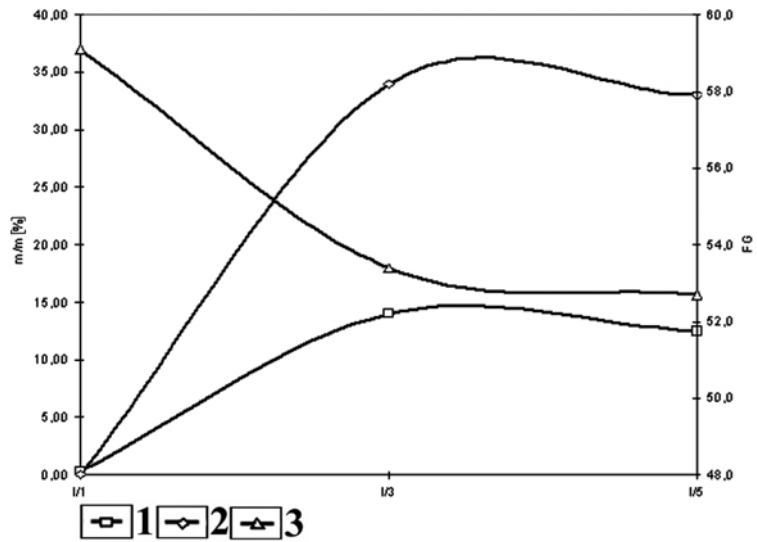
A különböző mintavételi pontok és a különböző rétegek összehasonlítására jól használható a finomsági érték – FG – vizsgálata. (PÉCSI 1993) Értéke az egyes szemnagysági tartományok tömegszázaléka alapján számítható (II. táblázat).

A különböző mintavételi pontok esetén hasonlóak a tapasztalataink. A finomsági fok értéke az esetek nagy részében lefelé haladva csökken, ez a durvább frakció nagyobb arányával magyarázható (6-7. ábra).

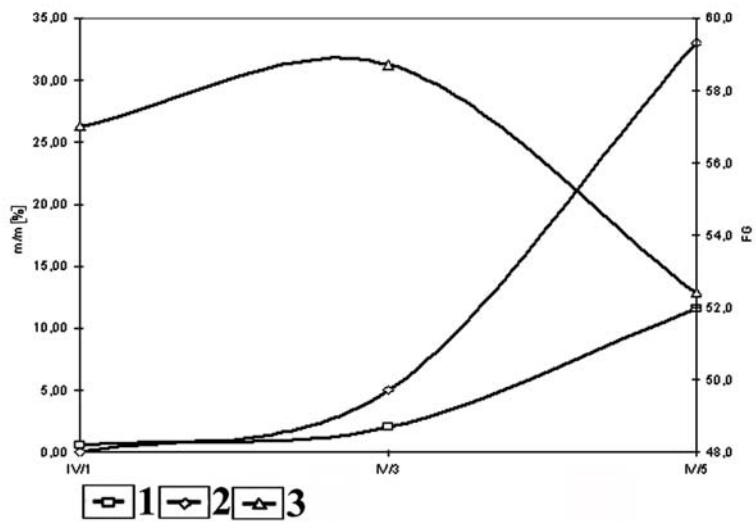
II. Táblázat
 Table II.

A finomsági érték számítása
 Calculation of the degree of fineness

Szemcsefrakció (mm)	Részesezés (m/m %)	Részek összessége (m/m %)	Finomsági érték (FG)
< 0,002	22,3	22,3	
0,005 - 0,002	5,8	28,1	
0,01 - 0,005	7,4	35,5	
0,02 - 0,01	16,7	52,2	
0,05 - 0,02	24,1	76,3	
0,25 - 0,05	23,2	99,5	
> 0,25	0,5	100,0	
Össz.	100,0	413,9	59,1



6. ábra.: A finomsági érték változás az I. mintavétel helyen
 Jelmagyarázat: 1. összes kalcium, 2. szénsavas mész, 3. FG
 Fig. 6: Modification the grain sizes of the samples I.
 Legend: 1. total Ca^{2+} -content, 2. Total limestone-content, 3. FG



7. ábra.: A finomsági érték változás a IV. mintavétel helyen
 Jelmagyarázat: 1. összes kalcium, 2. szénsavas mész, 3. FG
 Fig. 7: Modification the grain sizes of the samples IV.
 Legend: 1. total Ca^{2+} -content, 2. total limestone-content, 3. FG

4. Következtetések

Vizsgálataink alapján a fedő anyagának kalciumion-tartalma és mésztartalma szorosan összefügg. A kalcium nagyjából kalcium-karbonátban kötve található.

A felső 1 méteres rétegben a mésztartalom minimális, sok esetben gyakorlatilag nem mutatható ki, ezért ebben a mélységben a fedő erősen kilúgozottnak minősíthető. A mélyedéshez közeledve növekszik az áramló víz mennyisége, és ez fokozza a kioldódást. Mélyebben a szénsavas mésztömegszázalékos értéke meghaladja a 30 %-ot.

A felszínhez közelebb a kisebb átmérőjű szemcsék nagyobb aránya a mésztartalomnak a szemcsékről leoldódásával indokolható. Ennek hatására a szemcsék átmérője kisebb, ami miatt a szemcsék tapadásának mértéke és így a vízzáró jelleg megnövekszik. A finomabb frakció felszínközeli feldúsulása vízzáró réteg kialakulására utal: a csapadékvíz főleg a felszínen folyik le.

A karsztos mélyedés irányába - a mésztartalom fokozódó kioldódása miatt - nő a fedőüledék vízzáró jellege. Miután a már létrejött mélyedés a felszíni vízfolyás irányát módosította, a fedett karsztos forma elősegíti saját fejlődését.

A fedőüledék karsztos formákra gyakorolt hatásának pontosabb megismeréséért további vizsgálatok elvégzése célszerű a vizsgálati területen, és összehasonlításképpen más fedett karsztos területeken is.

IRODALOM

KÁDÁR I. (1998): A szennyezett talajok vizsgálatáról - Környezetvédelmi Minisztérium, Budapest

PÉCSI M. (1993): Negyedkor és löszkutatás – Akadémiai Kiadó, Budapest, 375 p.

VERESS M. (2005): Adalékok a Táblavölgyi-dűlő (Tési-fennsík) fedett karsztosodásához – Karsztfejlődés X. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 267-291.

VERESS M. (1999) Az Északi-Bakony fedett karsztja – Bakonyi Természet-tudományi Múzeum, Zirc 160 p.

GEODIVERZITÁS A KARSZTOKON

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

SZTE Klimatológiai és Tájföldrajzi Tanszék
6722.Szeged, Egyetem u 2. keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: The new principle of geodiversity means, in terms of geology, the diversity of rocks, minerals and fossils. In geomorphology it is understood as the diversity of geomorphological forms and processes. Most researchers also include the different types of soils in this notion. The idea of sustainability and the conservation of biodiversity was the main reason for the creation of this definition since changes in the natural environment (the geosphere as a habitat) result in changes (mainly a decrease) in biodiversity. Karsts are especially sensitive areas of the geosphere and changes due to the human impact result in a decrease of biodiversity. The environmental damage of karsts results in a decrease in geodiversity. Main aim of studies is necessity of conservation of karsts diversity.

1. Bevezetés

A geodiverzitás, mint új fogalom geológiai értelemben a kőzetek, ásványok és fossziliák sokféleségét jelenti. A geomorfológiában a formák és folyamatok sokszínűségét értjük alatta. A kutatók többsége ide sorolja a talajok és a vizek különböző típusait is. A geodiverzitás fogalmának kialakulását a biodiverzitás fenntartásának szükségessége hívta életre. A természetes környezet (a geoszféra, mint élőhely) antropogén hatásra bekövetkező megváltozása a biodiverzitás változását (általában a csökkenését) hozza magával. A karsztok a geoszféra környezet-érzékeny területei, s elsősorban a természetellenes beavatkozások a karsztok geodiverzitásának csökkenését eredményezik. A tanulmány a fentiek figyelembevételével foglalkozik a karsztok diverzitásának néhány aspektusával és megőrzésük szükségességével.

2. A geodiverzitás fogalmának kialakulása

Az 1993-ban Rio de Janeioban tartott „*Environment and Development*” konferencia után előtérbe került a nemzetközi szakkörökben biodiverzitás megőrzésének kérdése. A biológia a bioszféra különböző szintjein vizsgálja a biodiverzitást. Általában beszélhetünk genetikai, faji és ökoszisztéma-diverzitásról. 2001-ben, a Göteborgban elfogadott EU fenntartható fejlődési stratégia már megcélozta a biodiverzitás csökkenésének megállítását 2010-re. Az élet fejlődése szoros kapcsolatban van az abiotikus tényezők állapotával, tehát az ökoszisztéma-kutatásnak számításba kell venni az abiotikus

alapokat, amelyen az élet fejlődik. A geodiverzitás tehát a biodiverzitás fennmaradásának feltétele. A geoszféra is több szinten változik. A változás lehet planetáris (napkitörés, meteorit hullás), belső erők hatására végbemenő (lemezmozgások, vulkáni folyamatok), külső erők által kiváltott (erózió), s az utóbbi évszázadokban elsősorban az antropogén hatásra bekövetkező (légszennyezés, kemikáliák, peszticidek stb.) (KOZŁOWSKI 2001). Mivel ezek a hatások a biodiverzitás csökkenését vonhatják maguk után, kívánatos a természeti folyamatok által indukált geodiverzitás megőrzésére is nagyobb gondot fordítani. A geodiverzitás vizsgálata a tájkutatásnak fontos része.

Azok a feltételek, amelyek a földrajzi tájban biztosítják az élővilág tájra jellemző biodiverzitásának kialakulását, a táj abiotikus elemeinek integrált működése folytán jönnek létre. Ez a tény sarkallta a geológusokat és geográfusokat arra, hogy megvizsgálják a geodiverzitást a tájban. A fogalmat már a 90-es években SHARPLES (1995), DIXON – DUHING (1996) és KIERNAN (1997) használta rámutatva arra, hogy a biodiverzitással párhuzamosan az abiotikus környezet is nagy diverzitást mutat. A természet két komponensét, az élő- és élettelen világot holisztikus szemlélettel kell vizsgálni a hagyományos biocentrikus szemlélet helyett, mivel az élővilág fejlődése, fennmaradása szorosan kapcsolódik az abiotikus tényezőkhez.

Először a geológusok foglalkoztak a geodiverzitás meghatározásával, abból kiindulva, hogy a kőzetek megjelenése, kialakulásuk és fejlődésük folyamata a geológiai sokszínűséget reprezentálják (BUREK - POTTER 2002). Napjainkra kibővült a fogalom, s a geodiverzitás magába foglalja a geológiai felépítés (kőzetek, ásványok, fosszíliák stb.), a geomorfológiai típusok és folyamatok (felszínformák, fizikai földrajzi folyamatok), valamint a talajtípusok (minőség, jellemzők) sokféleségét.

Ausztráliában és Tasmániában terjedt el először a geodiverzitás fogalmának használata, ami hamarosan megjelent Nagy Britanniában (GRAY 2004, 2005) és az Egyesült Államokban is. Ausztráliában a Nemzeti Örökségi Charta része. A geodiverzitás megfogalmazásakor GRAY (2005) egy periglaciális tájat vett alapul. A George Wright Fórum 2005-ben már sokféle geodiverzitást mutatott be, ahol a fizikai és biológiai folyamatokat egységként kezelték. A geodiverzitás megőrzése a biodiverzitáshoz hasonlóan fontos, mert élőhelyvédelmet jelent, és olyan értékeket képvisel, amit az emberi tevékenység állandóan veszélyeztet. KOZŁOWSKI és társai (2004) szerint „a geodiverzitás a földfelszín természetes változatossága, ami megnyilvánul a geológiai, geomorfológiai megjelenésben, a talajok és a felszíni vizek, valamint más rendszerek (a külső és belső erők által) és a humán aktivitás által kialakított folyamatok sokféleségében”. Ez a megfogalmazás már az emberi tevékenység hatására végbement folyamatokat és a táj sokszínűségét

is a geodiverzitás fontos részének tartja. Ilyen változás például a bányászat hatására kialakult és elhagyott kőbányák, vagy a meddőhányók. Hasonlóképpen a települési környezet, a mező- és erdőgazdasági hasznosítás a tájak diverzitását növeli. Ez a diverzitás lehet pozitív változás eredménye (pl. erdő telepítés), de eredményezheti a természetes diverzitás csökkenését is (pl. autópályák élőhely zavarásai). A geodiverzitás minősítésére 7 osztályt különítettek el, ezek: a nagyon magas-, a magas-, a közepes-, az alacsony és a nagyon alacsony geodiverzitás.

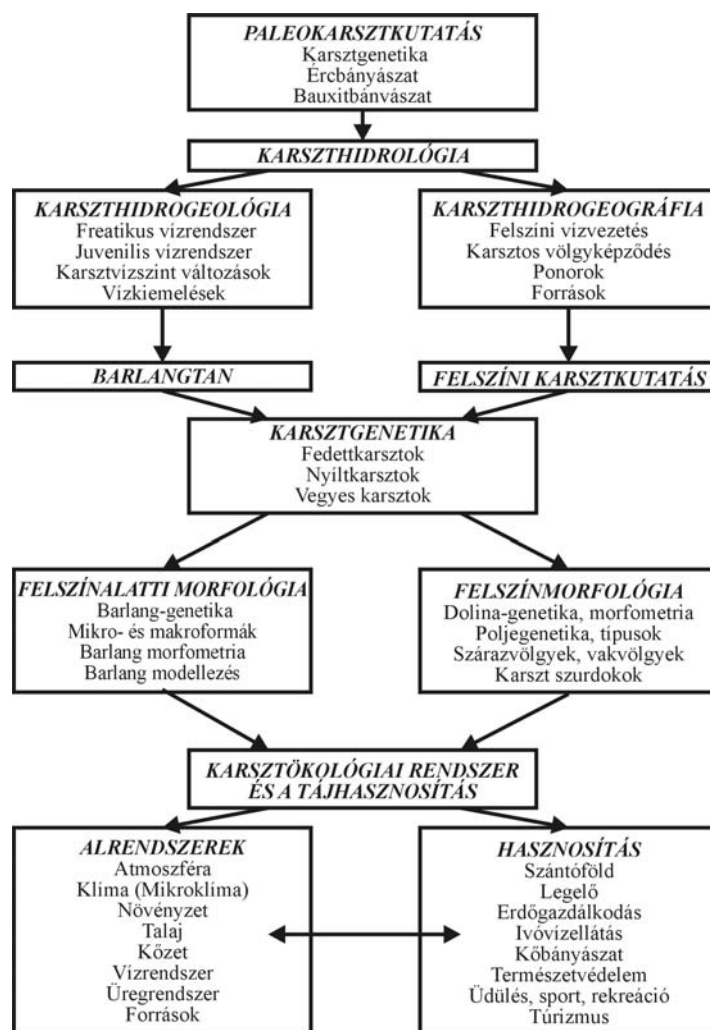
A geodiverzitás megőrzését *HARMON-PUTNEY* (2003), illetve *GRAY* (2004) 8 főelemre koncentrálták, ezek: a kőzetek, ásványok, fossziliák, felszínformák, tájak, folyamatok, talajok és egyéb geoértékek. Természetesen a geoértékek különböző érzékenységek. Közöttük a karsztos kőzetek, formák és folyamatok különösképpen érzékenyek (*BÁRÁNY-KEVEI* (2006)), ezért kiemelten fontosnak tartom a karsztokon a geodiverzitás feltárását és megőrzését a jövőben.

3. A karsztok diverzitása

A karsztok különleges érzékenysége a háromdimenziós határfelületnek köszönhető. A felszíni folyamatok mellett igen intenzív felszínalatti folyamatok is lejátszódnak ebben a rendszerben. Ennek eredményeként igen nagy a karsztok diverzitása. A karsztok kutatása is sokirányú, mivel a rendszer nagyon összetett (*I. ábra*).

Kiemelve a sémából a karsztökológiai rendszer és a tájhasznosítás kapcsolatának vizsgálatát, már ehhez is sokféle folyamatot és formát kell feltárni. A karsztökológiai rendszer (*KEVEINÉ BÁRÁNY* 1998) abiogén és biogén tényezőkből tevődik össze. Az abiogén tényezők (klíma, kőzet, talaj, víz) meghatározzák a biogén tényezők (flóra és fauna, valamint a lebontó mikroszervezetek) és folyamatok jellemzőit. *JAKUCS* (1980) több mint 25 éve megfogalmazta, hogy a karszt biológiai produktum. A rendszer működését az élő és élettelen faktorok kölcsönhatása jellemzi. A kőzet vízáteresztése miatt a talajon keresztül a szivárgó vízzel nagyon gyorsan bekerülnek a rendszerbe a környezetből a káros anyagok (savas esők, műtrágyák, rovarirtók stb.).

Megváltozik a talaj (pH-változás, mikrobiális összetétel változása, fém-szennyezések), az ezen keresztül szivárgó víz, majd a karsztvíz minősége és a cseppkő-képződmények állapota.



1. ábra: A karsztutatók rendszere
 Fig.1: The system of karst research

A karsztok geodiverzitásának néhány sajátossága

- a geodiverzitást növeli a tájhasználat sokfélesége, legjelentősebb közöttük a rekreációs és turisztikai hasznosítás (látványérték, üdülőhelyi érték stb.) (1. 2. kép).



1. kép. Predjama Szlovénia)
Picture 1: Predjama (Slovenia)



2. kép. Rinnen karrok Mallorcán
Picture 2: Rinnen karren in Mallorca

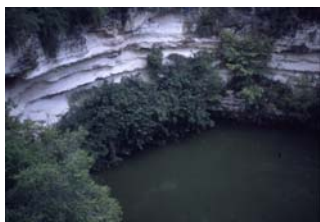
- Sok olyan forma található itt ami esztétikai értéként nyújtanak élményt, inspirálják pl. az ökoturizmus kialakítását a tájban: kopár karsztok, mészkő-járdák, karrmezők, poljék, dolinák, dolina-sorok, szurdok völgyek, barlangok és barlangi képződmények stb.(3-8.kép).



3. kép. Vintgar szurdok (Szlovénia)
Picture 3: Canyon of Vintgar (Slovenia)



4. kép. Tetaráták a Skociáni barlangban (Szlovénia)
Picture 4: Rimstone bars in Skocian cave (Slovenia)



5. kép. Cenote a Yucatan félszigeten (Mexikó)
Picture 5: Cenote in Yucatan (Mexico)



6. kép. Dolina Mallorcán
Picture 6: Doline in Mallorca



7. kép. Mészköjárda (Great Asby Scars, Anglia)
 Picture 7: Limestone pavement
 (Great Asby Scars, England)



8. kép. Planina polje (Szlovénia)
 Picture 8: Planina polje (Slovenia)

- Kulturális atropogén értékek között a karsztokon jelentősek az archeológiai leletek. Azok a maradványok, amelyek pl. az ősember lakóhely maradványai, a különböző kultúrrétegek, amelyek a barlangokban található ősi kultúrák rekonstrukciójára alkalmasak (pl. a bükki kultúra emlékei a bükki száraz barlangokban).
- Gazdasági értékek: az egyházi célra hasznosított barlangok, amelyek kegyhelyként vagy szertartások helyeiként szolgálnak (Gargano félsziget Mont Saint Angelo szentély, Monserrati kolostor stb.), de a korábban említett turisztikai hasznosítás, a karsztvíz, mint ivóvíz, a melegvizes karsztok, mint fürdőhelyek, kőbányászat, bauxit bányászat, mezőgazdaság, erdőgazdálkodás, pisztráng tenyésztés stb. is gazdasági érték.



9. kép. Kőbánya Beremenden (Magyarország)
 Picture 9: Quarry in Beremend (Hungary)



10. Olajfa ligeterdő mészkő teraszon (Mallorca)
 Picture 10: Olive forest on limestone terraces (Mallorca)

A geodiverzitást veszélyeztetik a káros környezeti hatások. Ezek a hatások pl. a vízszennyezés, a légszennyezés, talajszennyezés, zajszennyezés, de általában a rekreációs és urbanizációs aktivitás pl. eutrofizálódás is.



11. kép. Az Aggteleki-tó 1979-ben
Picture 11: Aggtelek lake in 1979
(Hungary)



12. kép. Az Aggteleki-tó 1994-ben
Picture 12: Aggtelek lake in 1994
(Hungary)

A másfél évtizedes kommunális szennyezés hatására jelentős mesterséges eutrofizáció következett be az Aggteleki-tó vizében (11, 12. kép). Ez a folyamat is a geodiverzitást csökkenti a feltöltődés révén.

Természetesen a karsztok diverzitásából ebben a tanulmányban területi korlátok miatt csak néhányat mutathattam be. Geomorfológiai sokféleségként sorolhatnám a karrok számtalan típusát, mind genetikai mind formai eltéréseik alapján (VERESS 2004, 2006), vagy a polje típusokat (GAMS 1977), a dolina típusokat (BÁRÁNY-JAKUCS 1989), a barlangi képződményeket, a forrástípusokat stb. A geodiverzitás értékelése különböző léptékben végezhető el. A lépték a formagazdagság függvénye is lehet. Van, ahol kisebb, van, ahol a nagyobb lépték indokolt. Lengyelországban már készült geodiverzitás atlasz is (KOZŁOWSKI 2001).

Ezzel a tanulmánnyal az volt a célom, hogy felhívjam a figyelmet a geodiverzitás feltárásának fontosságára. A geográfusoknak, közöttük a karsztkutatóknak feladata a jövőben a biodiverzitást is meghatározó geodiverzitás felmérése, védelmének és konzerválásának biztosítása.

4. Összegzés

A karsztokon a felszíni és felszín alatti nagy kiterjedés (formák és folyamatok) miatt nagy a geodiverzitás.

A karsztos kőzetek sokfélesége (mészkö, dolomit, gipsz, kősó stb.), a genetikai tényezők különbözősége (oldás intenzitás, beszakadás, tektonika, klíma stb), a kőzet helyzete (fedett, fedetlen, rejtett nyílt, kopár), a geográfiai helyzet (magashegységi, mediterrán, trópusi stb.) más-más típusú karsztok kialakulását eredményezi.

Az ember évezredek óta tartó beavatkozása a karsztokon is ott hagyta nyomait, ezért a már átalakult karsztok vizsgálata is fontos. Meg kell határozni a hemeróbia (az emberi tevékenység hatásának mértéke) fokát és

javaslatot kell tenni a fenntarthatóság biztosítására a karsztokon.

Mindenképpen szükséges a jövőben rendszerezni a formákat és folyamatokat, „*feltározás*” után a fejlődés irányát meg kell határozni, s a tájhasználat és tervezés számára összegezni kell a védelmi feladatokat.

IRODALOM

BÁRÁNY-KEVEI, I. - JAKUCS, L. (1984): Szempontok a karsztok felszíni formáinak rendszerezéséhez, különös tekintettel a dolinák típusaira - Földrajzi Értesítő. 33. évf. 3. sz. p.259-265

BÁRÁNY-KEVEI, I. (2006): Environmental sensitivity on Hungarian karsts - Geophysical Research Abstracts, Vol. 8. European Geosciences Union 2006.CD.

BUREK, C.V. - POTTER, J. A. (2002): Minding the LGAPs – a different approach to the conservation of local geological sites in England? *Geoscientist*, 12(9), p.16-17.

DIXON, G. – DUHING, 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.

FORD, D. - WILLIAMS, P. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology - Chapman & Hall. 601 p.

GAMS, I. (1977): Towards the terminology of the polje - Proceed. of Int. Speleol. Congress, Sheffield. p. 201-202.

GRAY, M. (2004): Geodiversity: Valuing and Conserving Abiotic Nature Chichester, U.K.: John Wiley and Sons.

GRAY, M. (2005): Geodiversity and Geoconservation: What? Why, and How?. *Geodiversity and Geoconservation* (Szerk.: SANTUCCI, L.V.) pp.4-12.

HARMON, D. - PUTNEY, A. D. (szerk.) (2003): The Full Value of Parks: From Economics to the Intangible. Lanham, Md.: Rowman and Littlefield.

JAKUCS, L. (1980): A karszt biológiai produktum. - Földrajzi Közlemények 28. 4. p. 331-339.

KIERNAN, K. (1997): Landform classification for geoconservation - In: Eberhard, R., (szerk.), 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, p. 21-34.

- KOZLOWSKI, S.* (2004): Geodiversity. The concept and scope of geodiversity - *Prezglad Geologiczny*, vol.52, no. 8/2. p.833-837.
- SHARPLES, C.* (1995): Geoconservation in forest management - principles and procedures; *Tasforests*, Vol. 7, p. 37-50, Forestry Tasmania, Hobart
- VERESS M.* (2004): Különböző kőzetek karrformái és pusztulása karrosodással - *Karsztfelődés IX*. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 141-156.
- VERESS M.* (2006): Karrformák I-II. - *Karszt és Barlang* (megjelenés alatt).
- VINCENT L. -SANTUCCI.* (2005): Historical Perspectives on Biodiversity and Geodiversity - *Geodiversity and Geoconservation*. Vol 22. No.3.p.29 – 34.

**A TALAJTULAJDONSÁGOK ÉS A FAÁLLOMÁNY KAPCSOLATA
A HARAGISTYA-LÓFEJ ERDŐREZERVÁTUM TERÜLETÉN
(AGGTELEKI KARSZT)¹**

TANÁCS ESZTER¹ -BARTA KÁROLY² -JÁRMI RÓBERT³ -KISS MÁR-
TON³ -SAMU ANDREA⁴ -KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA¹

¹SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
Pf 653 nadragulya@geo.u-szeged.hu

²SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék 6722 Szeged,
Egyetem u. 2. barta@earth.geo.u-szeged.hu

³SZTE III geográfus hallgató

⁴SZTE V környezettudomány hallgató

Abstract: In this study we look at the soil type distribution in our study area and examine how soil qualities vary on an E-W slope. We also look at how soil characteristics affect tree species composition and diversity. 11 soil profiles, 9 of these situated on an E-W slope, and the surrounding trees were examined along with soil data from our earlier measurements. In the comparison chi-square tests and analysis of variance were applied. We found that soil characteristics are mainly defined by the bedrock and the rate of erosion or accumulation rather than their position on the slope. Most of the brown forest soils in the area are not typical; their development was disturbed by slope movements. Species composition on the different soil types differs significantly; species diversity is highest on brown rendzina soils while there is no significant difference between the expected values of black rendzina soils and brown forest soils.

1. Bevezetés

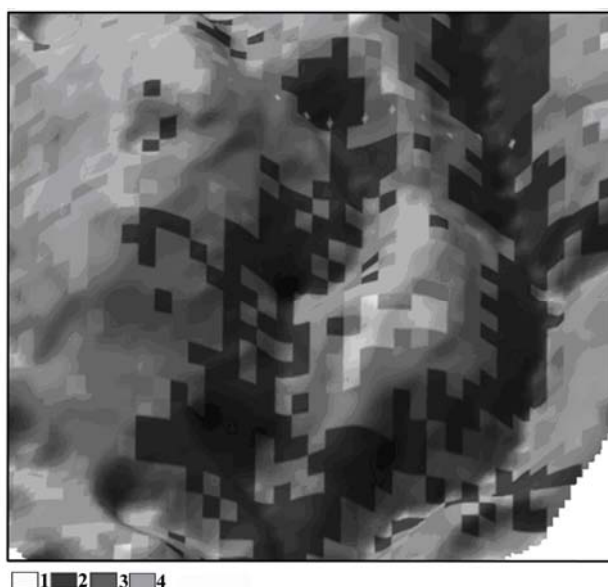
A vegetáció, valamint a talajok jelentőségét a karsztok felszínének alakításában már évtizedekkel ezelőtt felismerték (JAKUCS 1962, ZÁMBÓ 1986). A kétféle tényező között is fennáll egy erős kapcsolat, hiszen a talaj jellemzői meghatározzák a rajta megtelepedő növények típusát, míg a növények élettevékenységük során visszahatnak a talaj minőségére (CSESZNÁK 1964, KEVEI-BÁRÁNY 2004).

A faállomány összetételi és strukturális jellemzőit napjainkban elsősorban az emberi tevékenység, konkrétan az erdészeti kezelés határozza meg. Felmerül ugyanakkor a kérdés, hogy emberi beavatkozás hiányában hogyan és milyen mértékben határozná meg a termőhely ezeket a jellemzőket. A karsztterületek fenntartható kezelésének szempontjából ez nem elhanyagolható, mivel a karsztformák védelmében fokozottan jelentkezik az igény a termőhelynek megfelelő, természeteshez közelálló, ugyanakkor az

¹ A kutatás a T048356. sz. OTKA-pályázat támogatásával készült.

erdőgazdaság számára hozam szempontjából optimális állományok kialakítására. Hazánk legnagyobb összefüggő hegyvidéki erdőségeinek egy jelentős része karsztosodó kőzeteken található.

A mintaterület faállománya kis területen belül nagy változékonyságot mutat mind faji összetételében, mind szerkezetében. Ez a változatosság jóval kisebb léptékű, mint az erdészeti kezelés egysége, tehát nem írható csak és kizárólag az eltérő hasznosítás-történet rovására.



1. ábra Növényzeti típusok egy 2000-es Landsat-kép osztályozása alapján
Jelmagyarázat: 1. tisztás, 2. üde, büккеleves erdő, 3. gyertyános-kocsánytalan tölgyes, 4. száraz, melegkedvelő tölgyes

Fig. 1: Vegetation types – based on the classification of a Landsat image from 2000
Legend: 1. clearing, 2. mixed beech forest, 3. oak-hornbeam forest, 4. dry termophilous forest

A Haragistya fennsík délkeleti részén érzékelhető nagymértékű Ny-K-i irányú változatosságot az 1. ábra mutatja be. A képen egy 2000-es Landsat műholdfelvétel irányított osztályozása látható, melyet ráfeszítettünk a terület 10 m-es felbontású domborzatmodelljére. Az osztályozással szétválasztott típusok láthatóan kötődnek a domborzati formákhoz, ugyanakkor rövid lejtőkről van szó, tehát sem a tengerszint feletti magasságban, sem a besugárzás várható időtartamában nincsenek nagyon jelentős eltérések. Érdekes, és csak hosszú távon megválaszolható kérdés, hogy a jelenleg eltérő képet mutató állományok további fejlődése is eltérő lesz, vagyis a lejtőn elfoglalt helyzet függvényében elkülöníthetők eltérő fejlődési sorok, vagy pedig a jelenlegi változatosság a korábbi kezelés eredménye, és a későbbi-

ekben a fejlődés során a változatosság csökkenni fog. A kérdés megválaszolásához az első lépés a különböző talajtípusok és a faállomány kapcsolatának vizsgálata, hiszen a talaj maga is egyfajta összefoglalója a termőhelyi sajátosságoknak.

2. Célkitűzés

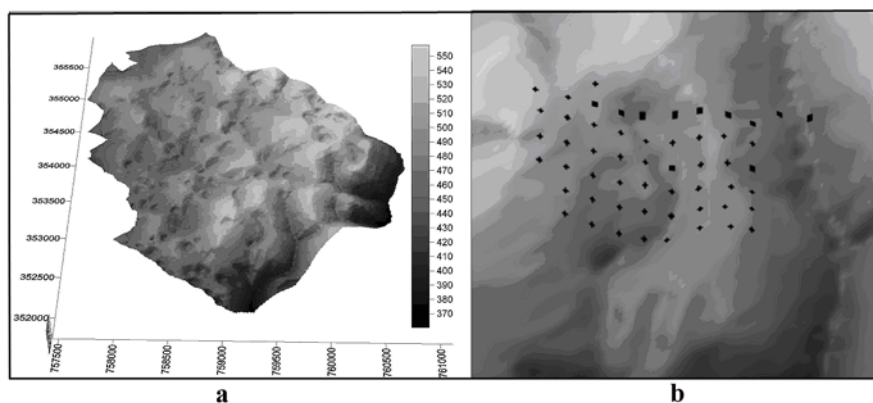
E tanulmányban arra a kérdésre keressük a választ, hogy mintaterületünkön a talajtulajdonságok mennyire befolyásolják a faállomány faji összetételét és változatosságát. A talajtulajdonságok és a faállomány kapcsolatának jellemzésére 7+4 talajszelvényen, illetve azok környezetében elvégzett vizsgálat alapján tettünk kísérletet. A jelenlegi méréseket kiegészítettük korábbi méréseink (*TANÁCS-BARTA* 2006) eredményeivel.

Az elemzés során a következő kérdéseket vizsgáltuk.

1. Hogyan változnak a mérhető talajtulajdonságok jellemzői a lejtő mentén?
2. Hogyan alakul a faállomány fajösszetétele és a faji diverzitása az egyes genetikai talajtípusokon?

3. A vizsgálati terület

A Haragistya karsztplató az Aggteleki Nemzeti Parknak az országhatár által körbeölelt északnyugati részében található. A terület a nagyobb részben Szlovákiához tartozó Szilicei-fennsík része, 400-600 m tengerszint feletti magasságon, igen változatos mikrodomborzattal (*2a ábra*).



2. ábra: A Haragistya domborzata (a) és a mintapontok (b) (négyzet: szelvény, kereszt: fúrás)

Fig. 2: The elevation of the Haragistya plateau (a) and the sampling points (b) (square: profile, cross: drilling)

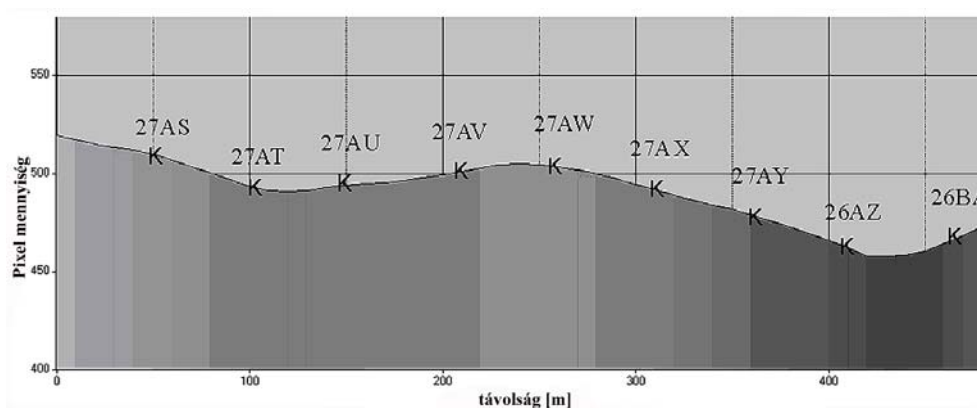
Mintaterületünk a fennsík DK-i részén, a Haragistya-Lófej erdőrezervátum védőzónájában helyezkedik el. A vizsgált területen az alapkőzet a Wettersteini Formációba tartozik, jellemzően dolomit, illetve DNY-on kisebb foltban mészkő. A negatív formákban a talajképződés alapját a korábbi földtörténeti időszakok során felhalmozódott, máig vitatott eredetű vörösgyag képezi. A terület keleti részén egy nagyobb, É-D-i irányú, száraz, átöröklött karsztvölgy található (Hosszú-völgy), tőle Ny-ra párhuzamosan egy kisebb, töbrökben elvégződő vakvölgy fut. A kettő között egy kisebb kiemelkedés (Káposztás-bérc), és az arról délre lefutó hát adja a mintaterület gerincét. A jellemző talajok fekete és barna rendzinák; a lejtőpihenőkben, vápokban és kisebb mélyedésekben vörösgyagos rendzinát találunk. A völgyfőkben, völgytalpak szélein mélyebb szelvényű barna erdőtalajok is kialakultak. A vegetáció mozaikos, a gerinceken, délies kitettséű lejtőkön száraz, melegkedvelő tölgyes jellemző, a mélyedésekben, völgyekben bükkös, vagy büккеlegyes tölgyes, a kettő között pedig gyertyános-tölgyes képez átmeneti zónát. A gerinceken néhány, fokozatosan beerdősülő tisztást, a töbrök, völgyek alján kisebb foltokban rezgőnyarat és nyírt is találunk. Üzemtervi adatok alapján a mintaterületet lefedő erdőrészetek kora 60-90 év között mozog, felújításuk nagyobbrészt természetes úton, sarjról történt. Az erdőrészetek egy részében az 1930-as évek óta nincs adat beavatkozásról, a terület nagy részén az 1960-as években végeztek utoljára gyérítéseket. 1986-89 között kisebb foltokban volt még kitermelés, és egyetlen erdőrészetben 1997-ben az Aggteleki Nemzeti Park még engedélyezett gyérítést.

4. Adat és módszer

4.1. A mintavétel

A faállomány felmérése egy 50*50 m-es háló rácspontjaiban, 10 m-sugarú mintakörökben történt. A felvételezésbe a mintakörön belül eső 5 cm-nél nagyobb átmérőjű, vagy 5 m-nél magasabb faegyedek kerültek be. A terepi mérések során, valószínűleg a terület domborzatából fakadóan, a fajösszetételben a legnagyobb térbeli változatosságot NY-K-i irányban tapasztaltuk. Így a talajszelvényeink elhelyezését is ez határozta meg; a cél az volt, hogy a völgyek aljától a hátaikig minden domborzati típus képviselve legyen. A szelvényeket minden esetben a faállomány-szerkezeti felmérés állandósított mintapontjaiban ástuk meg. 7 talajszelvény egyenes vonalban, egymástól 50 m-es távolságban helyezkedik el; a Hosszú-völgyi két szelvényt (26BA ÉS 26AZ) egy sorral (50 m-rel) északabbra ástuk (3. *ábra*). Az utolsó két szelvény a korábbi vizsgálatok által feltárt egyéb talajtípusok jobb megismeré-

sére szolgált, így a transzektől függetlenül helyezkednek el. Az egyik (29AV) az aszóvölgy talapzatán, lejtőhordalékon képződött barna erdőtalajt, a másik (29AY) pedig egy kisebb vápa tető-közeli részén, egy vörösayagos lerakódáson képződött vörös rendzinát képvisel. További 44 ponton Pürkhauer fúróval talajtípust és mélységet is vizsgáltunk. (2b. ábra) A 11 talajszelvény esetében a talaj minden szintjéből vettünk bolygatott mintát – kivéve azokat a rendzinákat, ahol a C-szint már üde mészkő (vagy dolomit) volt A mélyebb szelvényekből (ABET-ek, lejtőhordalék talajok, vörösayagos rendzina, stb.) – ahol a kőtartalom ezt lehetővé tette – 100 cm³-es bolygatatlan mintavételezés is történt.



3. ábra: A transzekt
Fig. 3: The transect

4.2. Laboratóriumi mérési módszerek

A 11 szelvényből származó mintákon laborban vizsgáltuk a vizes és KCl-os pH-t, szén-savas mésztartalmat, összes N-tartalmat és a humusztartalmat. Ez a többszintű talajok esetében kiegészült a vízgazdálkodási jellemzők és az Arany-féle kötöttség vizsgálatával. A pH méréséhez Radelkis OP 211/2 kombinált elektródot használtunk, a szén-savas mésztartalom meghatározásához Scheibler-féle kalcimétert. A humusztartalom mérése Helios γ spektrofotométerrel, az MSZ 21470/52-83 szabvány szerint történt, az összes N mérése Kjeldahl-féle feltárással. A vízgazdálkodási jellemzők közül a telített talajok vízáteresztő képességének (K-tényező) meghatározását az MSZ-08-0205-78 szabvány szerint állandó, illetve csökkenő víznyomás módszerrel végeztük. A bolygatatlan talajmintákon tömegmérés (gravimetria) segítségével meghatároztuk az egyes talajszintek térfogattömegét, minimális és maximális vízkapacitását, illetve porozitását.

4.3. Elemzési módszerek

A talajtulajdonságok változásait a lejtő mentén a szelvények „A” szintjeiben mért értékei alapján vizsgáltuk. A talajtípusok térbeli értékelésénél, illetve egyéb elemzéseknél a jelenlegi vizsgálatba bevont 11 szelvényen kívül a korábban ásott szelvényeinket, kutatófúrásainkat, illetve a Pürkhauer-féle szűrőbotozásunk eredményeit is felhasználtuk. A genetikai talajtípusok és az adott ponton jellemző fajösszetétel kapcsolatát 71 pont adatai alapján, χ^2 próba segítségével jellemeztük. A faji diverzitást leíró Shannon Index középértékeinek alakulását varianciánális (one-way ANOVA) segítségével vizsgáltuk az egyes talajtípusokon.

A térbeli ábrázolásokhoz a Surfer 8. és az ArcView 3.3 térinformatikai szoftvereket, a statisztikai elemzéshez az SPSS 11 programot használtuk fel.

5. Eredmények és megvitatásuk

5.1.1. A talajtípusok elhelyezkedése a lejtő mentén

Méréseink alapján területünkön a barna rendzinák képviselik a legáltalánosabban elterjedt talajtípust (lejtők, völgyoldalak, gerincek), wettersteini mészkövön vagy dolomiton találhatóak, vastagságuk változó, jellemzően 20-60 cm közötti értéket mutatnak. A barna rendzinát a színén kívül számos tulajdonsága markánsan megkülönbözteti a fekete rendzinától, például a humusztartalom, vastagság, szerkezet, vagy az AC szintek közötti átmenet jellege. A fekete rendzina a területen foltszerű elterjedést mutató típus (tetőhelyzetben, gerinceken, lejtőpihenőkön jellemző). Wettersteini mészkövön képződött, mélysége sehol nem haladja meg a 20-30 cm-t. A vörösgyagyas rendzinák még ennél is jelentéktelenebb kiterjedésűek, a területen csak néhány kisebb foltban jelennek meg (nyergek, egyes völgyfők). Alapkőzetük korábbi humid klímán kialakult agyagos málladék, melynek eredete máig vitatott. Az agyagbemosódásos barna erdőtalajoktól (továbbiakban ABET-ek) élesen elkülönülő típusról van szó, színe jellemzően élénkebb, a szelvény maga erősen homogén, vízgazdálkodási paramétereiben és pH-jában is jelentős eltéréseket mutat. A kémhatása jellemzően savanyú. Az ABET-ek típusos kifejlődése nem jellemző, előfordulásuk csak a völgyfők és a völgytalpak egyes szakaszaira korlátozódik, alapkőzetét különböző eredetű agyagos málladékok képezik. Szelvényeik általában 100-120 cm mélyek. Ezzel szemben a völgytalpakon és a lejtők alsó szakaszain a lejtőhordalék talajok általánosan elterjedtek, vastagságuk akár a 2 m-t is elérheti. Ez utóbbi két

típus sajátos keveredése, illetve jellemző folyamataik együttes jelenléte néhány szelvénynél nagyon szépen megfigyelhető (pl. 29AV, 26BA – 4. ábra).

Ezen szelvényekben az ABET-re jellemző folyamatokkal szemben – bár van agyagvándorlás – jóval nagyobb szerepet játszhatott a jelenlegi talaj kialakulásában a lejtőhatás, azaz a völgyoldalokról talajfolyások és lejtőleöblítés formájában a szelvényt folyamatosan vagy periodikusan gyarapító anyagáthalmozás. Erre a következő bizonyítékokat látjuk:

- jelentős kőzettartalom 100-130 cm-ig, mely alatta 0-ra csökken,
- egyenletes vízáteresztőképesség az egész szelvényben,
- magas karbonáttartalom kb. 1 m-ig (alatta viszont alacsony értékek).

A jelentős mértékű anyagáthalmozás idejének megállapítására további vizsgálatok szükségesek, de feltehetően a történelmi időkben bekövetkezett antropogén hatásokkal (művelés, erdőirtás) függhetnek össze. A fiatal eredetet éppen a fent említett három bélyeg markáns volta támasztja alá (5. ábra).

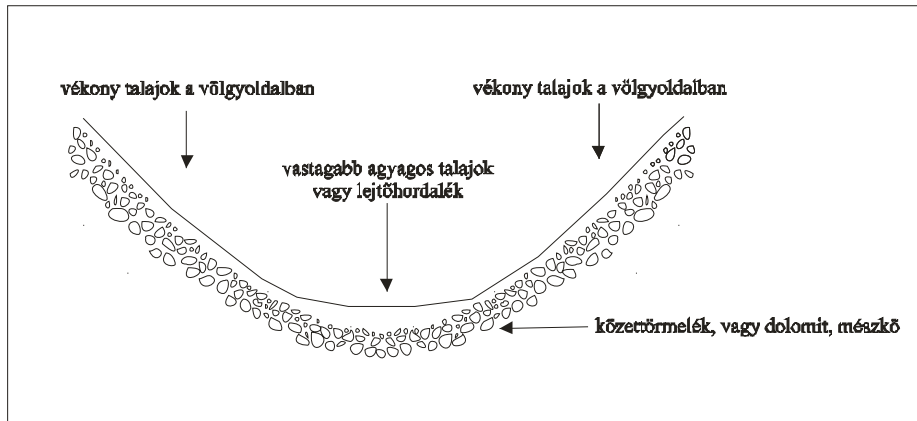


4. ábra: 29AV szelvény
Fig. 4: Profile 29AV

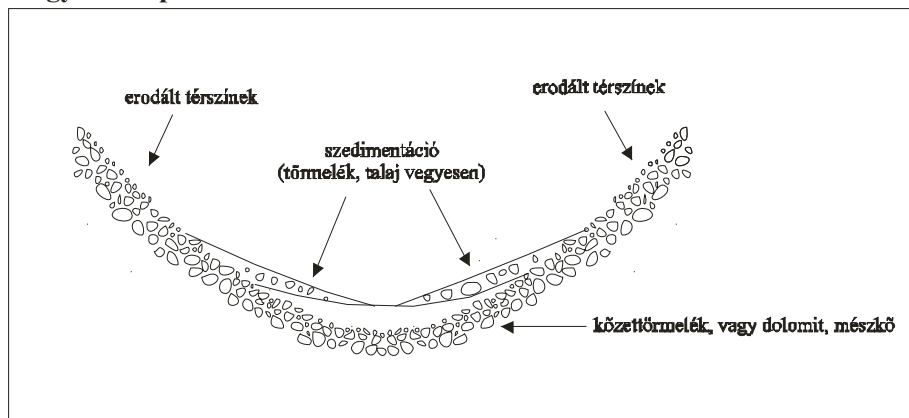
Természetesen az elmúlt néhány száz év elegendő volt arra, hogy a kilúgozódás és az agyagvándorlás jelei is egyértelműen megfigyelhetőek legyenek:

- durva vázrészecskék aránya és a karbonáttartalom növekedése 100-130 cm-ig, mellyel együtt az is jól megfigyelhető, hogy a feltalaj kőzetdarabjait lefelé megnyúlt mállott karbonátpor veszi körül,
- a szín- és humusztartalom változása a szelvényekben,

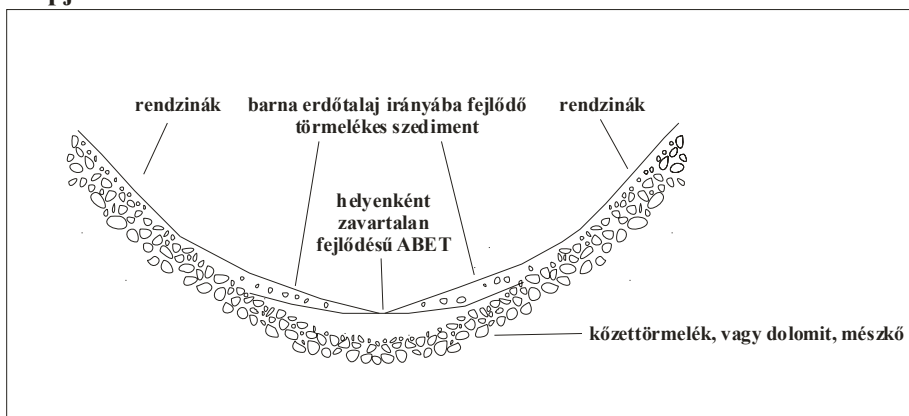
- agyaghártyák az 50-100 cm-es mélységekben.
Lepusztulás előtt



Nagyfokú lepusztulás



Napjainkban



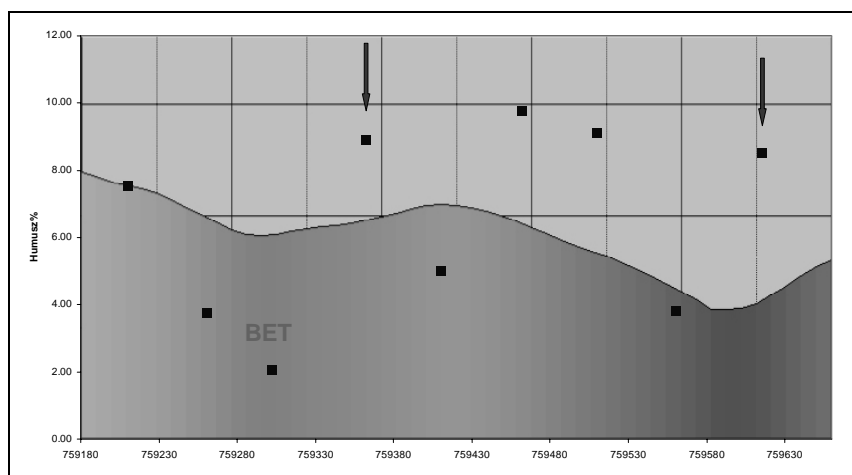
5. ábra: A talajtípusok kialakulása a völgyekben
Fig. 5: The formation of soils in the valleys

5.1.2. Transzekt menti változások

Döntően csak a völgytalp és a völgyoldal között látni lényeges különbséget, a lejtő mentén a szelvények alapvetően egyformák, sokkal nagyobb különbség adódik az alapkőzetbeli eltérésekből: a mészkőtérzíneken max. 20-30 cm vastag, kompakt szálkőzeten kialakult vékony rendzinákat találunk, míg a dolomiton/dolomitporon 50-80 cm-es vastagságot elérő, fokozatos átmenettel rendelkező, sőt helyenként szintekre osztható talajokat írhatunk le.

5.2. Hogyan változnak a mérhető talajtulajdonságok a lejtő mentén?

A szénsavas mésztartalom és a humusz % (6. ábra) esetében hasonló tendenciákat tapasztalunk a lejtő mentén: a legmagasabb értékeket az egyes lejtőn elhelyezkedő rendzina talajok mutatják, majd a lejtőhordalék talajok. Azok a pontok, ahol anyag-elmozdulás valószínűsíthető (26AZ, 27AW), alacsonyabb értékekkel jellemezhetőek, míg a legalacsonyabb értékeket a völgy alján kifejlődött barna erdőtalaj (27AU pont) 'A' szintjének esetében kaptuk.

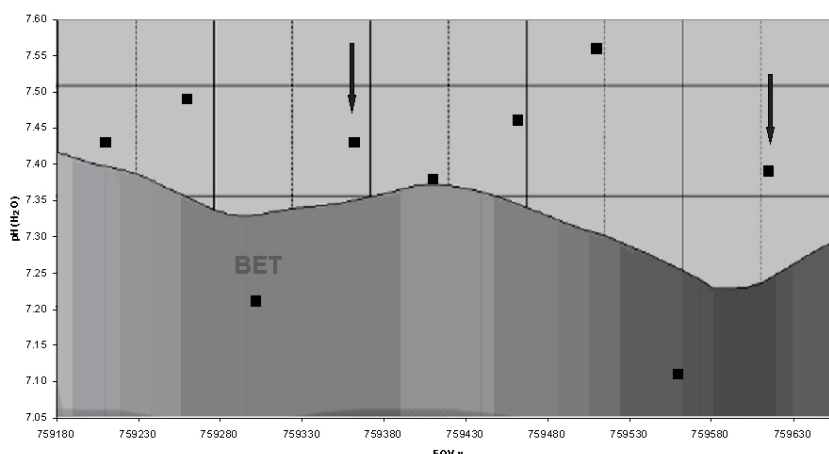


6. ábra: A humusz % alakulása a lejtő mentén
Fig. 6: Organic matter along the slope

A talaj összes nitrogéntartalma összefügg a szervesanyag-tartalommal, így értéke a lejtő mentén a humuszhoz hasonlóan változik. Ebből az értékből nem lehet következtetni a növények számára valóban felvehető N mennyiségére, mivel annak alakulását sok tényező befolyásolja. Többek között éppen az adott ponton jellemző fajösszetétel, valamint a mérést meg-

előző időszak csapadékviszonyai. Ugyanakkor az általunk mért összes N-tartalom alakulása a lejtőn éppen ellentétes a *TATENO-TAKEDA* (2003) által a felvehető N-tartalom esetében kimutatott tendenciával.

A teljes egészében dolomitos alapkőzetben elhelyezkedő transzektben a vizes pH ($\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$) értékeiben nincsenek komoly különbségek, mind-egyik szelvény esetében elsősorban a semleges tartományban, 7 körül mozognak (7. ábra). A kisebb eltérések arra utalnak, hogy ez a tulajdonság nem elsősorban a lejtőn való elhelyezkedéstől, hanem inkább az erózió mértékétől és jellegétől függően változik. Ez nem is meglepő, hiszen a pH értéke erősen függ a szénsavas mésztartalomtól. Jelentősebb eltérést csak a két nem-dolomitos alapkőzetű szelvény esetében találunk. Ez arra utal, hogy a szénsavas mésztartalom mennyiségének meghatározásával az alapkőzet jellege a mikroformáknál is jelentősebben befolyásolhatja a vizes pH értékét. A negatív formákban felhalmozódott agyagos üledék jelenléte (még akkor is, ha több m-es ráhordódás van) negatív irányban tolja el a jellemző pH értékeket.



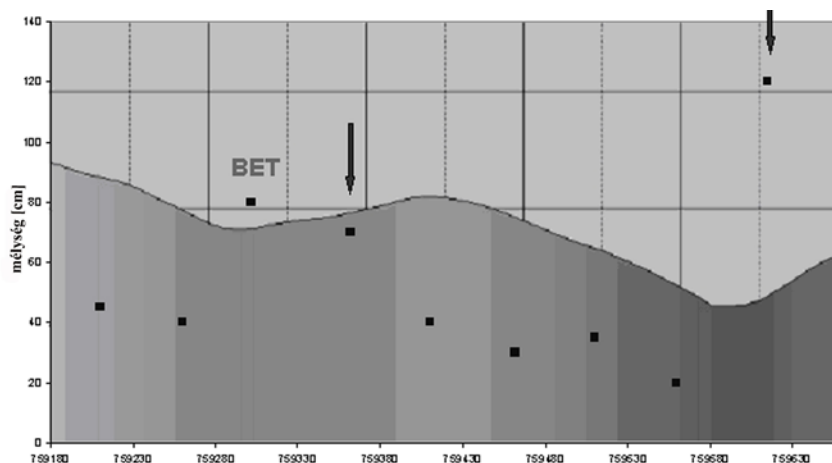
7. ábra: A $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$ alakulása a lejtő mentén
Fig. 7: $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$ along the slope

A KCl-os pH esetében hasonló eredményeket kaptunk, talán még markánsabban jelentkeznek a vizes pH esetében tapasztaltak. A 27AU szelvény kiugróan alacsony értéket produkál.

A kétféle pH-érték különbsége, amely a savanyodási hajlamra utal, a lejtőhordalék talajok esetében a legkisebb, míg a 27AU pontban (völgyfő alja) a legmagasabb. Ez annyiban meglepő, hogy a pont nem meredek lejtőn helyezkedik el, viszont a szelvény alján lévő agyagosabb szintek miatt itt a víz mozgása valószínűleg nem csak vertikális, hanem oldalirányban is meg-

van. Ez a szelvény több szempontból is érdekes, hiszen itt az egyes szintek pH értékei között sincsen jelentős különbség, ami részben ráhordódást, részben pedig jelentős kilúgzást jelent.

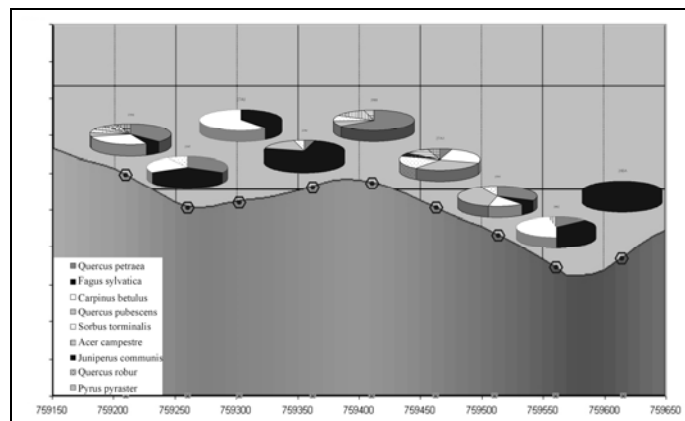
A talajmélység esetében a többi tulajdonságnál markánsabban jelentkezik a völgyek hatása (8. ábra), ugyanakkor a lejtőn ásott szelvényeknél (26AZ, 27AY, 27AX) jól kijön az erózió-akkumuláció hatása is. Ez is mutatja, hogy mekkora szerepe lehet olyan mikroformáknak, amelyek az 1:10000-es felbontású topográfiai térképen, illetve az ebből készített 10 m-es felbontású DEM-en nem jelentkeznék. Erdészeti szempontból a talajmélység egy igen fontos jellemző, régóta ismert jelentős befolyása a fmagasságra. Korábbi méréseink alapján kimutattuk (TANÁCS-BARTA 2006), hogy értékét adott pontban leginkább a ponthoz rendelhető vízgyűjtő terület mérete (illetve több hasonló, döntően erózióval kapcsolatos domborzati paraméter) befolyásolja.



8. ábra: A talajmélység alakulása a lejtő mentén
Fig. 8: Soil depth along the slope

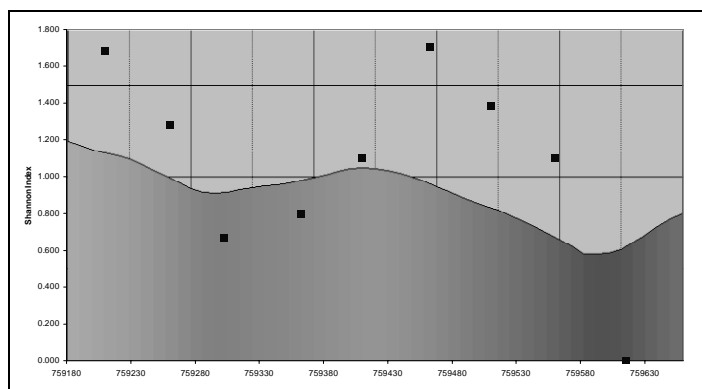
5.3. Követi-e a faállomány faji összetétele és változatossága a talajtulajdonságok változásait a lejtő mentén?

A Landsat-felvételből készített térképen (1. ábra) látható fajösszetétel-különbségeket a terepi mérések adatai is igazolják (9. ábra). A két völgyben jellemző az árnyéktűrő fajok (bükk és gyertyán) dominanciája, míg a lejtőn nyíltabb, fényben gazdagabb tölgyeseket találunk, jellemzően több elegyfajjal. Néhány faj (barkócaberkenye, mezei juhar) a lejtő szinte teljes hosszában megtalálható.



9. ábra: A fajösszetétel alakulása a lejtő mentén
 Fig. 9: Species composition along the slope

Az élő fákra számított, faji diverzitást jellemző Shannon Index elég egyértelműen követi a lejtő futását, kivéve a gerinc táján elhelyezkedő 27AW pontot, ahol értéke csökken. A 26BA ponton a diverzitás nulla, mivel a 10 m sugarú körön belül az élő faegyedeket mindössze 3 db bükk képviseli.

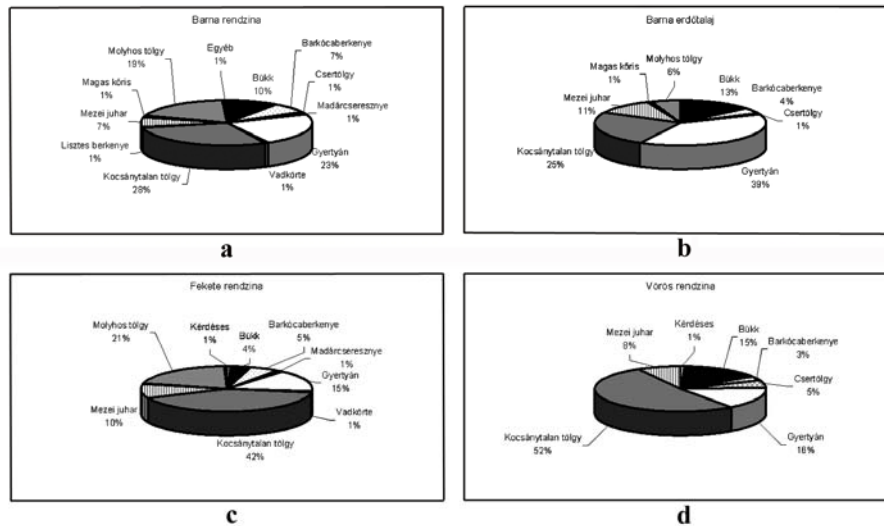


10. ábra: A Shannon Index alakulása a lejtő mentén
 Fig. 10: Shannon Index along the slope

5.4. Kimutatható-e szignifikáns eltérés a faji összetételben, és egyéb tulajdonságokban az egyes genetikai talajtípusokon?

A genetikai talajtípusok és az adott ponton jellemző fajösszetétel χ^2 próba segítségével történő összevetése azt az eredményt adta, hogy az egyes talaj-

típusokon jellemző fajösszetétel szignifikánsan eltér, de a két tulajdonság közötti kapcsolat gyenge (0.05 szignifikanciaszinten, a kontingencia koefficiens értéke 0.299). A főbb talajtípusokon jellemző fajösszetétel alakulását a 11. ábra mutatja.



11 a-d. ábra: A fajösszetétel alakulása a genetikai talajtípusokban
Fig. 11a-d: Species composition on the different soil types

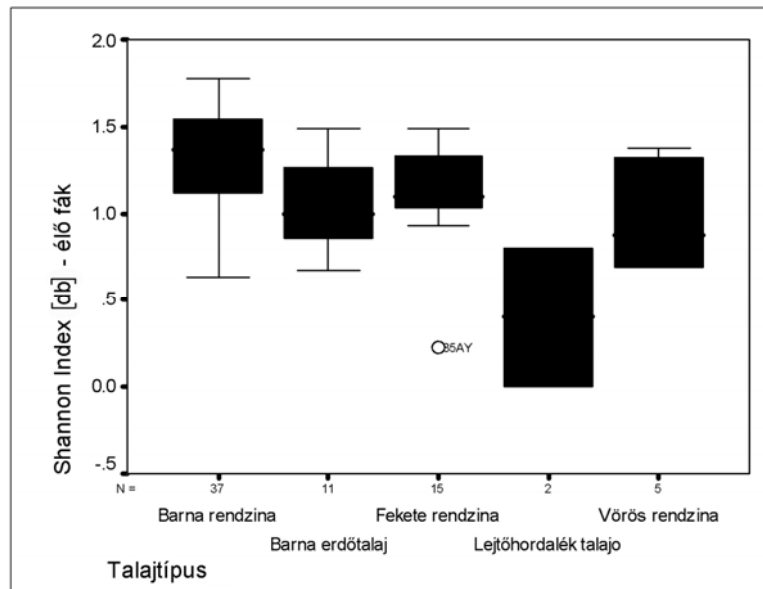
A legfeltűnőbb a kocsánytalan tölgy igen magas aránya a vörösgyagyas rendzinán (11d. ábra). Ez a magas arány még markánsabban jelentkezik a körlappal súlyozott relatív gyakoriság vizsgálata esetén, mivel a kocsánytalan tölgy esetében a kétféleképpen számított relatív gyakoriság értékei ezen a talajtípuson mutatják a legnagyobb különbséget. Tehát nem csak több kocsánytalan tölgygel találkozunk, hanem nagyobb méretű egyedekkel is, ami arra utal, hogy ez a talaj erősen kedvez a fajnak. Az, hogy a vizsgált néhány ilyen pont eltérő erdészeti kezelésben részesült volna, valószínűtlen, mivel igen kis kiterjedésű (néhány 100 m²-es) foltokról van szó.

A molyhos tölgy jelentősebb arányban a szélsőségesebb vízháztartású talajokon jelenik meg, elsősorban a fekete és a barna rendzinán (11a, 11c. ábra). A savanyú vörösgyagyas rendzináról hiányzik. A vizsgált terület a faj elterjedésének északi határán található, ahol a molyhos tölgy már csak a délies kitétségű, sekély talajú helyeken képes állományalkotó szerepet betölteni, a kedvezőbb termőhelyekről az egyéb fajok kiszorítják (GENCSIVANCSURA 1992).

A gyertyán a terület leggyakoribb faja, mindegyik típusban körülbelül egyforma arányban van jelen, kivéve a barna erdőtalajokat, ahol aránya

magasabb. Erre magyarázatul szolgálhat az, hogy a gerinceken, hegyoldalakon jellemző korábbi szántóföldi művelés, illetve legeltetés a völgyek erdőit valószínűleg kevésbé érintette, vagyis ezeken a helyeken hosszabb idő óta állandó lehetett az erdőborítás. A világháború előtt jellemző erdőhasználatok azonban általában a gyertyán térhódításának kedveztek, így e faj magas aránya a korábbi emberi hatást tükrözheti.

A bükk aránya, bár a jobb vízháztartású talajok felé haladva láthatóan nő, a fekete rendzinát kivéve nem mutat jelentős különbségeket (11 a-d ábra). Utóbbi esetében viszont meglepő, hogy bár aránya kisebb, mint a többi típus esetében, nem annyira kicsi, mint ahogy ettől a fajtól várnánk, hiszen a bükk a vegetációs idő alatt egyenletes vízellátottságot kíván (GENCSI-VANCSURA 1992).

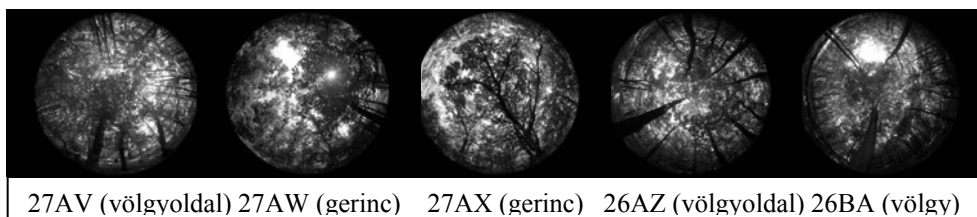


12. ábra: A Shannon Index alakulása az egyes talajtípusokban
Fig. 12: Shannon Index on the different soil types

A Shannon Index talajtípusonkénti varianciaanalízise során a lejtőhordalék talajokat és a vörös rendzinát nem vizsgáltuk, a típusba eső mintapontok alacsony száma miatt. A fekete rendzina és a barna erdőtalaj jellemző értékei nem különböznek egymástól jelentősen, viszont a barna rendzina értékei mindkettőnél szignifikánsan magasabbak (12. ábra). Erre a magyarázat a következő lehet. A barna erdőtalajok képviselik a területen a legkedvezőbb termőhelyet, viszont a fajösszetételből látható, hogy ezen a típuson az árnyéktűrő (és ezzel együtt erősen árnyékoló) fajok (elsősorban a gyer-

tyán és a bükk) aránya magas. Ebből következően a minimumfaktor ezeken a helyeken feltételezhetően a fény. A szelvények környezetében készített halszem-optikás képek (13. ábra) a fényviszonyok alakulását mutatják a lejtő mentén. *TATENO-TAKEDA* (2003) Japánban egy északnyugati kitettséű lejtőn vizsgálták a faállomány alakulását a rendelkezésre álló fény és a felvehető N viszonylatában. Következtetéseik szerint a felújulást meghatározó tényezők a lejtő alsó és felső részein eltérőek; a felső szakaszon a felvehető N mennyisége, az alsón a fény képviseli a minimumtényezőt. *BERKI* (1993) északi-középhegységi vizsgálatai szerint is a vízhiány mellett elsősorban a felvehető N párhuzamosan kialakuló hiánya az, ami korlátozza a fák túlélési esélyeit.

Ebből következik, hogy az igen szélsőséges vízháztartással jellemezhető fekete rendzinán feltehetően az időszakos vízhiány mellett latens N-hiánnyal is számolni kell, hiába magas az összes N-tartalom. Így ezen a talajtípuson kevesebb faj egyedei találhatóak meg nagyobb számban, olyanok, amelyek alkalmazkodni tudtak a szélsőséges viszonyokhoz. Az átmenetet képviselő barna rendzinán viszont, ahol jelenleg egyik korlátozó tényező hatása sem érvényesül kizárólagosan, a faji változatosság nagyobb.



13. ábra: Fényviszonyok a lejtő mentén
Fig. 13: Light conditions along the slope

6. Összefoglalás

A talajtípusok eloszlásának és a talajtulajdonságok lejtőn való változásának vizsgálata alapján elmondható, hogy a mintaterületen ezeket alapvetően az alapkőzet jellege és az erózió-akkumuláció mértéke befolyásolja, a domborzat az utóbbiakon keresztül közvetve játszik szerepet. Így még egy látszólag homogén lejtőn sem elsősorban a lejtő aljától való távolság a meghatározó, hanem a mikroformáknak megfelelően alakulnak ki különbségek az egyes talajparaméterek értékei között.

Ebből következően a lejtőn, dolomit alapkőzeten a faállomány faji összetételében NY-K-i irányban tapasztalható „övezetességet” nem elsősorban a talajparaméterek lejtő menti változása okozza. A talajtulajdonságok

inkább csak behatárolják a megjelenő fajok körét, valamint szélsőséges esetekben (rossz vízháztartású, savanyú kémhatású, vagy erősen kötött talajokon) korlátot szabnak elterjedésüknek. Ebből viszont arra következtethetünk, hogy a jelenlegi állapot hosszútávon még változhat, hiszen azokon a területeken, ahol jelenleg a víz, illetve a tápanyagok hiánya nem képvisel időszakosan korlátozó tényezőt, az árnyéktűrő fajok térnyerése nem kizárható.

IRODALOM

- BERKI I* (1993): Az északi-középhegységi kocsánytalan tölgy-pusztulás néhány okának vizsgálata - Kandidátusi értekezés, Kézirat, Debrecen
- CSESZNÁK E.* (1979): A klíma, a genetikai talajtípusok és az erdőtársulások összefüggései középhegységben - Erdészeti és Faipari Egyetem Tudományos Közleményei 1-2 p 49-63
- GENCSI L.-VANCSURA R.* (1992): Erdészeti növénytan II. (Dendrológia) - Mezőgazda Kiadó Budapest 1992
- JAKUCS P.* (1962) A domborzat és a növényzet kapcsolatáról - Földrajzi értesítő 11 p 203-217
- KEVEI-BÁRÁNY I.* (2004): A karsztökológiai rendszer szerkezete és működése - Karsztfejlődés IX. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p 65-74
- TANÁCS E.-BARTA K.*(2006): Talajvizsgálatok a Haragistya-Lófej erdőrezervátum területén. - Karsztfejlődés XI. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p 235-251
- TATENO R.-TAKEDA H* (2003): Forest structure and tree species distribution in relation to topography-mediated heterogeneity of soil nitrogen and light at the forest floor - Ecological Research 18. p 559–571
- ZÁMBÓ L.* (1986) A talaj-hatás karsztmorfológiai jelentősége - Kandidátusi értekezés, Kézirat, Budapest

**A FELSZÍNBORÍTÁS VÁLTOZÁSAINAK VIZSGÁLATA A
BÜKK-FENNSÍKON LÉGI-, ÉS MŰHOLDFELVÉTELEK
FELHASZNÁLÁSÁVAL¹**

ZBORAY ZOLTÁN – KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

SZTE, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u.2.
zzboray@geo.u-szeged.hu, keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: We present a study about the changes of the land cover in the Bükk-fennik (Bükk-Plateau) from 1965 to 2004. Investigations of the karst landscape supported by many remote sensing and image processing applications, which co-operate with orthorectified aerial-, and satellite images and stereo-photogrammetry technics. The time-series (ortho)image is one of the best way to detect changes in the land cover. Beyond the visual interpretations, our change detection investigations focus on changes of the land use compositions and locations based on supervised classification of the RGB (natural color) and Landsat satellite imagery, and also the changes of the sky view factor at the dolines area derived from digital surface models where the microclimate influences growth.

Bevezetés

A Bükk-hegység fennsíki területein a domborzat megjelenéséhez hasonlóan a felszínborításban is nagy változatosságot tapasztalhatunk. A nagyrészt erdős területen a felszínborítás jelen állapota az elmúlt évszázadok erdőhasználatára és erdőgazdálkodására következtében alakult ki. A legutóbbi évtizedekben a Bükki Nemzeti Park megalakulásával előtérbe kerültek az ökológiai szempontok, melynek kiemelt célja az eredetihez közel álló természeti táj fenntartása, a sérült részeken az eredeti vagy a kívánt állapot helyreállítása, valamint az erdőgazdálkodás és a természetvédelem közös feladatainak összehangolása (JÁRÁSI 2002).

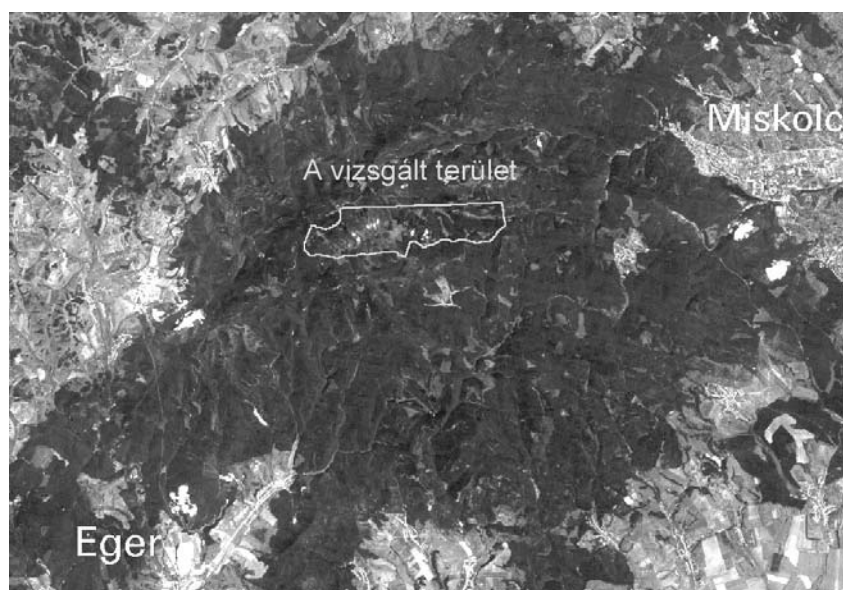
Felszínborítás alatt a Föld felszínének időben 1 évnél hosszabb periódussal változó, megfigyelhető fizikai jellemzőit értjük (BÜTTNER 2004). A karsztos területeken a felszínborítás változásai kiemelt figyelmet érdemelnek, mert e folyamatok szoros összefüggésben vannak a terület vízháztartásával, az ökológia viszonyokkal, a talaj állapotával, összességében a karsztökológiai rendszerrel, melyben – a rendszer érzékenysége miatt – bárhol bekövetkező változások a rendszer egészére lesznek hatással (KEVEINÉ BÁRÁNY 2004).

A változások jól nyomon követhetők térinformatikai eszközök alkalmazásával, melyre magyarországi karsztokon – az Aggteleki Nemzeti

¹ Készült a T048356 sz. OTKA támogatásával.

Park területére – *MARI* (2002) mutatott be példát. Nagy kiterjedésű, egész Európára kiterjedő felszínborítás vizsgálatok a CORINE program keretében zajlanak, az ezzel kapcsolatos elemzések leginkább a területhasznosítás változásaira koncentrálnak (*BÜTTNER* 2004). Időben hosszabb távra visszatekintve katonai felmérések alapján már a XVIII. századtól kezdve rendelkezésre állnak térképi információk, ez alapján *NAGY* (2004) szintén az Aggteleki Nemzeti Park területére vizsgálta a területhasznosítás változásait, melyben a szántók, szőlők és gyümölcsösök visszaszorulására, ezzel párhuzamosan viszont a száraz gyepek, a cserjések, és a lombos erdők területének számottevő növekedésére következtetett. Jelen munkában a Bükk-fennsík karsztos területén vizsgáltuk a felszínborítás változásait az elmúlt közel fél évszázad távlatában légi-, és műholdfelvételek felhasználásával.

A vizsgált terület felszínborításának jellemzése



1. ábra: A vizsgált terület elhelyezkedése LANDSAT műholdfelvételen
Fig.1: Location of the investigation area on the LANDSAT satellite imagery

A mintaterület kiválasztásánál fontos szempont volt a Bükk-fennsík területére már korábban bemutatott térinformatikai adatbázis, mely a Lústa-völgy – Nagymező – Fekete-sár-rét vonalát követi, és mintegy 1500 hektáros területet ölel fel (*1. ábra*). A terület igen nagy dolinasűrűséggel jellemezhető, 1500 hektáros területen 275 dolina található (*ZBORAY – KEVEINÉ BÁRÁNY* 2004).

A 700-950 m magas Nagy-fennsíkon az ország legnagyobb, legszebben fejlett hegyi (montán) bükkösei élnek. A világosszürke, sima törzsű bükk tiszta állományába csak ritkán elegyedik egy-egy magas kőris vagy hegyi juhar.

A bükkösök irtása a XVIII. század második felében kezdődött. A Nagymezőn egy-egy magányosan álló idős faóriás ennek az egykori erdőnek az emlékét őrzi (*1. kép*). Az irtások nyomán alakultak ki a hegyi rétek, melyek nagy területeken egybeesnek a dolinákkal. Itt a derült, szélcsendes éjszakákon még a meleg nyári napok után sem ritka a fagypont körüli hőmérséklet, alkonyat tájékán a fagy. A szélsőséges mikroklíma, valamint a dolinák területén jelentkező igen élénk relief megnehezíti, vagy sok esetben nem is teszi lehetővé a fás növényzet újbóli megtelepedését (*KEVEINÉ BÁRÁNY* 1981).



1. kép: Idős faóriások a Nagymezőn, háttérben a telepített fenyvesek (a szerző felvétele)
Picture 1: Old trees on the Nagymező (Bükk-Plateau), and spruce plantation in the upstage

A nyár elején színpompás hegyi kaszálórét, szőrfüves gyepek – melyeket több-kevesebb rendszerességgel kaszáltak és legeltettek – számos növényritkaságnak adnak otthont. A rétek egy része lehetséges, hogy természetes eredetű, ez magyarázhatja hidegkedvelő maradványfajokban való gazdagságukat (*NÉMETH – SEREGÉLYES* 1981). A ritkaságok közt említ-

hető a Nagy-mező egyik többrében meghúzódó, kárpáti jellegű északi pofóka vagy sárkányfű, amely hazánkban csak itt él.

A Bükk hegységben a boróka és a tiszafa kivételével az összes fenyőfa mesterségesen telepített. Többségükkel a Nagy-fennsík irtásait kísérelték meg újra fásítani. A nagyobb területekre kiterjedő fenyvesítés programja az 1950-es évek elején fogalmazódott meg, amikor is szállóige lett az erdőben és fában való szegénységünk (*JÁRÁSI* 2002).

A fenyő a Bükk-fennsíkon tájidegen, telepítése ökológiai szempontokból is igen káros. Mivel szerkezete, anyag-, és energiaforgalma gyökeresen különbözik a megelőző lomboserdőtől, az eredeti növény-, és állatvilág teljesen elszegényedik, túlnyomó része kipusztul. A rengeteg lehulló tűlomb nem képes elbomlani, mert hiányzik az ehhez szükséges baktériumflóra és gerinctelen fauna, vagy legalább is nem elég hatékony ezen a klímán, így megakad a talaj tápanyag-visszapótlása. A fenyőerdőben – a megváltozott aljnövényzet és a savanyú humuszanyagok következtében – megnő a talajok kilúgozódása, ami negatív hatással van a karszt fejlődésére (*KEVEINÉ BÁRÁNY* 2003).

A Bükki Nemzeti Park törekszik a tájidegen fenyők (elsősorban lucfenyő) visszaszorítására, a fenyvesek átalakítására, a gazdasági és természetvédelmi szempontból is célszerűbb ősi bükkösök visszatelepítésére.

Módszerek

A vizsgálathoz a katonai térképészeti archívumában található légifelvételeket használtuk (*I. táblázat*). A légifelvételek fotogrammetriai feldolgozása során korrigáltuk a centrális vetítés és a domborzat okozta torzításokat, ezzel a térképek geometriájával teljesen megegyező digitális adatokat, ortofotókat állítottunk elő. Az ortofotók lehetőséget adnak arra, hogy az egyes időpontok felvételeit azonos nagyságú ablakokban, azonos méretarányban és felbontásban elemezhessük, a felvételek képi tartalmát közvetlenül összehasonlíthassuk (*ZBORAY* 2006).

A vizuális interpretáción túl az 1992-es lombtalan színes felvételeken alkalmaztuk a felügyelt osztályozást, ami lehetőséget adott a főbb felszínborítási kategóriák területarányainak meghatározására, ismert felszínborítási területek – tanulóterületek – kijelölése alapján. E módszer segítségével elemeztük a területről rendelkezésre álló LANDSAT műholdfelvételeket is.

A felszínborítás vertikális kiterjedésének változásait az égboltláthatósággal vizsgáltuk, amihez digitális felületmodelleket használtunk. A felületmodellekből származtatott adatoknak legfőbb előnye, hogy grafikusan

ábrázolja a vizsgált területen az erdőmagasságot, ami átlagos famagasság vizsgálatokhoz, statisztikai elemzésekhez jól használható (TANÁCS 2006).

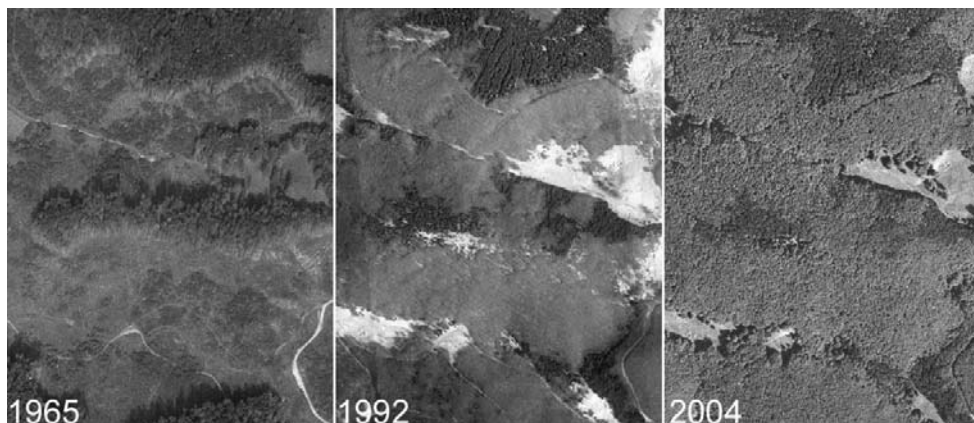
1.táblázat
Table I.

Az idősoros vizsgálat légifelvételeinek jellemzői
Descriptions of the time-series aerial images (date, scale, resolution, canopy, colour depth)

<i>A légifelmérés ideje</i>	<i>Méretarány</i>	<i>Felbontás</i>	<i>Lombkorona</i>	<i>Színmélység</i>
1965. június 7.	1:20000	0,25 m	lombos	fekete-fehér, 8 bit
1992. április 2.	1:5000	0,1 m	lombtalan	színes, 24 bit
2004. július 14.	1:30000	0,5 m	lombos	színes, 24 bit

A felszínborítás változásainak bemutatása archív és jelenkori légifelvételek összehasonlításával

Időrendi sorrendben a legrégebbi az 1965 nyarán készült légifelvétel sorozat. Ebben az időszakban az alacsonyan megállapított vágásérettségi kor, valamint az évszázadokon keresztül legeltetett és a nagyobb fűtermés érdekében többször felgyújtott, vadkárosított erdőrészek faanyagának gyenge minősége miatt nagy területeken írtak elő véghasználatot (JÁRÁSI 2002), ami a fennsíki területeket is érintette (2. ábra).

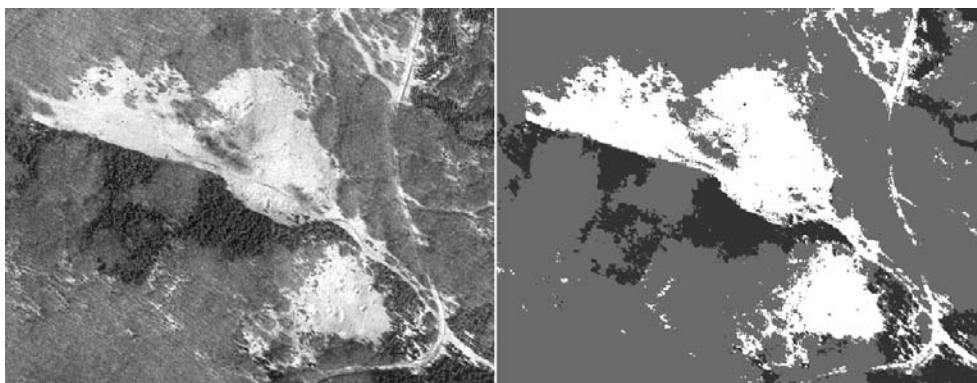


2. ábra: Az idősoros vizsgálat légifelvételei (ortofotók), azonos területen
Fig.2: Time-series aerial (ortho)images of the same area

A rendelkezés végrehajtását az 1965-ös felvételek folyamatában rögzítették. A felvételeken látható, hogy az idős bükkösök egy részét (a gerincekről) még nem vágták ki, a körülötte lévő területekről (a hegyoldalakon, és a völgyben) azonban már igen. A kivágott fák helyén az újulat foltokban

már látható. Később a megmaradt idős fákat is kivágták, majd nagy területeken – a korábban már vázolt okok miatt – fenyvesítés kezdődött.

Az 1992-es légifelvétel sorozaton különböztethető meg legjobban a felszínborítás három fő típusa, a fenyő, a lombhullató erdő, és az erdőborítás nélküli nyílt területek. Színes megjelenítésben a különbségek még szembe-tűnőbbek. Mivel lombtalan időszakban készültek a felvételek, a zöld szín a fenyő (vörös-, és lucfenyő), a barna árnyalatai a lombhullató erdők, míg a fehérhez közeli színek a nyílt területekre utalnak. A színbeli elkülönülés igen markáns, ami lehetővé teszi a felszínborítási kategóriák osztályozását tanulóterületek segítségével (3. ábra).



3. ábra: Felügyelt osztályozás nagyméretarányú lombtalan légifelvételeken a fenyő, lombhullató erdő, és a nyílt területek esetén (sorrendben fekete, szürke, fehér színnel)

Fig.3: Supervised classification of the large scale aerial images, class names: pine trees (with black color), deciduous trees (with grey color), open area (with white color)

Az osztályozáshoz a LEICA ERDAS IMAGINE 9.1 képfeldolgozó szoftvert használtuk. Az egyes kategóriákon belül – ahol biztosak lehettünk a felszínborítás típusában – tanulóterületeket jelöltünk ki. A szoftver minden egyes pixelhez megkeresi a tanulóterületekhez legközelebb eső kategóriát, és ez alapján létrehozza az osztályozott képet. A térinformatikai feldolgozás előnye, hogy a pixelszámokhoz területnagyság rendelhető, így meghatározható a három fő felszínborítási kategória megközelítő területaránya. Megjegyzendő, hogy az osztályozáshoz hasonlóan sokszor a valóságban is keverednek a felszínborítási kategóriák, ezért nem lehet éles határt húzni – és pontos területarányokat megadni – az egyes osztályok között.

Az osztályozás eredményeképpen a mintaterületen a fenyő területaránya 16 %. A Nemzeti Park tervei szerint a fenyő előfordulási arányát – mely a Nemzeti Park egészére nézve 6-8 % – kívánatos lenne – elsősorban a

tervezett 'A' zónákra és a fokozottan védett területeken végzett szerkezetátalakítások után – legalább a felére csökkenteni (CSIKOS 2005).

A nyílt terület nagysága – mely a hegyi rétek és gyepterületek mellett a faállománnyal nem borított tisztásokat, az erdősítések záródáshiányát, a nyiladékokat, valamint az erdei utakat is magában foglalja – együttesen 20 %.

A felszínborítás jelenkori állapotát a 2004-es légifelvétel sorozat mutatja. A Nemzeti Park törekvései a fenyő visszaszorítására az ortofotók összehasonlítása alapján a mintaterületen is követhető. Több területen, mintegy 20 hektárral (16 %-ról 14,5 %-ra) csökkent a fenyő területaránya a mintaterület egészéhez képest. Különösen a turisztikailag igen frekvenciát Nagymező környéki fenyvesekben történtek komolyabb változtatások (4. ábra).

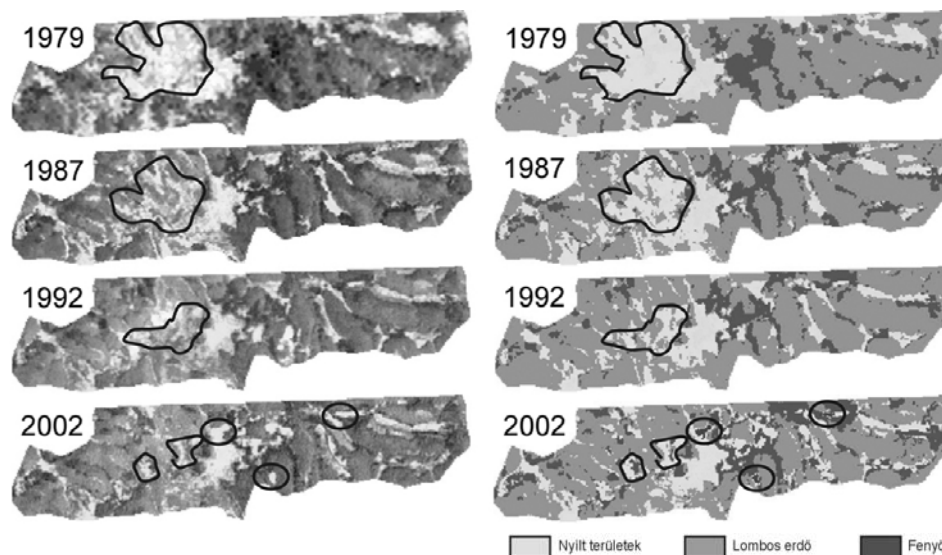


4. ábra: A tájidegen fenyvesek visszaszorítása a Nagymező É-i részén
Fig. 4: Suppressing of the spruce trees in the northing of the Nagymező

LANDSAT műholdfelvételek idősoros vizsgálata

A felszínborítás vizsgálataihoz – különösen nagyobb területek esetén – műholdfelvételeket használnak (BÜTTNER 2004). Bükk-fennsíki mintaterületünk ebben a léptékben mérve igen kicsi, a LANDSAT műholdképek terepi felbontása (25 m) meg sem közelíti a légifelvételekét. Az egyes felszínborítási típusok – a műholdfelvétel pixelein belüli – nagyfokú keveredése miatt statisztikai összevetésük a légifelvételekből interpretált adatokkal megkérdőjelezhető, az irányított osztályozás hibás eredményre vezethet. Mégis úgy ítéltük meg, hogy érdemes bemutatni egy ilyen idősort is, mert a felszínborítás típusainak területarányai – ha közelítőleg is – jól látszanak, a felvételek összevetésével az arányok változásai elemezhetők. A LANDSAT felvételek előnyös tulajdonsága, hogy infra – továbbá termális – sávokat is tartalmaz,

ami a felszínborítás típusainak jobb elkülönítésében segítséget jelenthet (5. ábra).



5. ábra: A mintaterület LANDSAT műholdfelvételeinek idősorai, és osztályozásuk.
Fig.5: Time-series LANDSAT satellite imagery and classification of the study area

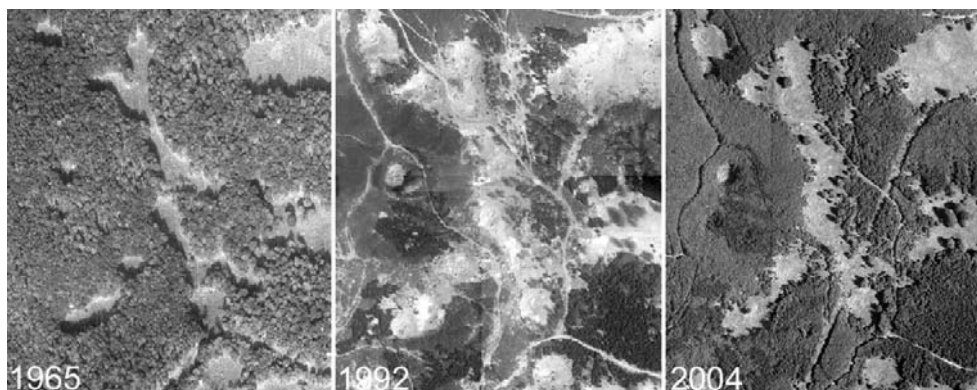
A műholdfelvételek alapján a mintaterület fokozatos visszaerdősülésére következtethetünk. Az 1979-es felvétel jelölt területén – a Nagymezőtől nyugatra – több száz hektáros összefüggő terület erdőborítás nélküli volt, ami az évek során fokozatosan zsugorodott, egyre kisebb területet érintett, míg végül már csak foltokban maradt fenn. A 2002-es állapot alapján következtethetünk arra, hogy a 60-as években nagy területekről kivágott bükkösök felújultak, a terület felszínborításában az erdős területek ismét dominánsak lettek. A 2002-es felvételeken látható a fenyő visszaszorítására tett kísérlet, a három bekarikázott terület a hamis színes felvételen is látszik, de a lényeges eltérés a műholdfelvétel sávokat elemezve jelentkezik. Az osztályozott képen sötét foltként látható, de minden más terület spektrális képétől jelentősen eltér, így könnyen azonosítható, mint kivágott fenyves.

A felszínborítás és a dolinaterületek kapcsolata, égboltláthatósági paraméterek meghatározása digitális felületmodellek alapján

A légifelvételek felhasználásának és fotogrammetriai úton történő feldolgozásának előnye, hogy a képi tartalomból – a sztereó átfedés megléte esetén – lehetőség van a térkiértékelésre, további elsődleges magassági információk

meghatározására. A méréseknek történhetnek manuális, vagy automatikus üzemmódban. A terület felszínére vonatkozó magassági adatok előállítása – mely erdős területen a fák magasságát is tartalmazza – automatikus eljárásokkal készült a BAE SYSTEMS SOCET SET munkaállomásokon (ZBORAY 2007). A felületmodellek formátuma – a digitális domborzatmodellekhez hasonlóan – szabályos rács. A felületmodelleket lombos légifelvételek felhasználásával lehet előállítani, ezt a követelményt az 1965 és 2004. évi légifelvételek teljesítették, az 1992-es sorozat lombtalan felvételein az automatikus mérés a földfelszín magasságát méri a lombkoronaszint helyett. Az égboltláthatóság vizsgálatához a felületmodelleket alapadatként használtuk fel.

A Veres-sár-völgyben lévő dolinasor jól példázza a dolinaterületek és a felszínborítás kapcsolatát (6. ábra). A völgyben lévő dolinák területén a peremektől a dolina mélyebb részei felé haladva – a már említett fagyhatás következtében – erdőborítás nélküli területeket találunk.



6. ábra: A mikroklíma következtében erdőborítás nélküli területek a Veres-sár-völgy dolináiban
 Fig. 6: Dolines without forest through by microclimate in the Veres-sár-valley

A felszínborítás változásainak megítélésében ezért a dolinaterületek környezetét viszonyítási alapnak tekintettük:

1. Amennyiben egy dolina környezetében nagymagasságú, idős bükkösök helyezkednek el, akkor a dolina területéről nézve az égboltláthatóság korlátozott.
2. A környező fák kivágása esetén a megszűnik az árnyékoló hatás, ennek következtében az égboltláthatóság nagyobb lesz.

Az égbolt láthatóságát a Sky View Factor (SVF, értéke: 0 és 1 között lehet) adja meg. Maximális (100 %) az égboltláthatóság abban az esetben, ha a félgömbnek megfelelően a teljes égbolt látható. Ez hegyvidéki területe-

ken sosem fordul elő, a Bükk-fennsíki Nagymező kivételnek számít, bizonyos pontjaiban az égboltláthatóság 94-95 %.

A dolinaterületeken belül a domborzat már önmagában árnyékoló hatással van a környező hegyvonulatok miatt (például egy völgyben lévő dolina esetén), ezen kívül a dolina alakja – mélységi viszonyai, amit a felszín/terület hányadossal lehet jól kifejezni (ZBORAY – KEVEINÉ BÁRÁNY 2005) – is nagyban meghatározza az égbolt láthatóságát.

Az égboltláthatóságot a felületmodelleken számoltuk az ERDAS IMAGINE 9.1 ATCOR modul alkalmazásával.

Az átlagos égboltláthatósági adatokat a dolinaterületekre számítottuk, és az adatokat Excel táblázatba rendeztük (II. táblázat). A dolinaterületeken belül a SVF értékek szintén a mérések átlagai, így az esetleges mérési hiba már a dolinaterületeken belül sem lesz meghatározó (feltételezve, hogy a helyes mérések vannak túlsúlyban), ami a 275 dolina átlagánál már bizonyosan nem lesz számottevő. A jövőben az égboltláthatóság értékeire tervezzük ellenőrző méréseket – halszemobjektívvel felszerelt digitális kamerával (UNGER *et al.* 2006) –, ez a jelen munka időbeni keretei között nem volt megvalósítható.

II. táblázat
Table II.

*Az égboltláthatóság értéke 275 dolina átlaga alapján
Sky view factor (SVF) of the study area based on 275 dolines average SVF*

	<i>A Sky View Faktor (SVF) értéke</i>		
	<i>Domborzat esetén</i>	<i>Felületmodellek esetén</i>	
		<i>1965. évben</i>	<i>2004. évben</i>
Átlag	0,84	0,77	0,75
Szórás	0,03	0,08	0,07
Minimum	0,74	0,56	0,50
Maximum	0,95	0,92	0,94

Az előzetes elgondolást igazolják a táblázat számai, a felszínborítás csökkenti a dolinák területén az égboltláthatóságot. Az SVF értékek alapján a felszínborítás közel változatlan állapotára következtethetnénk. Munkánkban bemutattuk, hogy az időszak kezdetén és utána a felszínborítás tekintetében komoly beavatkozások történtek, amit szakirodalmi hivatkozások, műholdfelvételek és a köztes időpont légifelvételeinek tanulmányozása is alátámaszt. Így valószínűsíthető, hogy a 2004. évre a mintaterületen az erdőborítás a dolinák környezetében közel hasonló – vagy azt kissé meghaladó – mértékűre növekedett, mint az 1965. évben volt. Bízunk benne, hogy a

jövőben végrehajtott légifelmérések és műholdfelvételek adatait jelen vizsgálatunkkal összehasonlítva további növekedésről adhatunk majd számot.

Összefoglalás

A felszínborítás változásainak vizsgálatára a légifelvétel idősorok jól használhatók. Amennyiben a légifelvételekből ortofotókat állítunk elő, a képek egymással összevethetők, a változások térinformatikai adatbázisok meglévő adataival együtt vizsgálhatók. A képi információkon túl, számszerűsíthetjük a változások nagyságrendjét, területi elhelyezkedését. Felügyelt osztályozással, tanulóterületek segítségével vizsgáltuk a felszínborítás főbb típusait, azok arányait összehasonlítottuk a Nemzeti Park területére vonatkozó adatokkal. Különösen a fenyő területi elhelyezkedését elemeztük, mivel a fenyvesek jelenléte ökológiailag tájidegen, területarányának csökkentése indokolt. Az eredmények alapján ezek a folyamatok kedvező irányba mozdultak el. Sztereo-fotogrammetriai módszerrel – a térkiértékelés lehetőségeit kihasználva – vertikális változások is kimutathatók, a mért adatokat felületmodellek tárolják. A felületmodelleket alapadatként használtuk a dolinaterületeken bekövetkezett égboltláthatóság változásainak vizsgálatához. Az égboltláthatóság korlátozott mértéke utal azokra a területekre, ahol a mikroklíma következtében nem lehetséges a fásítás. A vizsgálat alapján a kiinduló és jelen állapot felszínborítása hasonló mértékű. Figyelembe véve a köztes időkben történt nagymértékű beavatkozásokat, a jelen folyamatokban az erdőterületek növekedését, a természetvédelmi szempontokat szem előtt tartó, pozitív irányú tendenciák kibontakozását látjuk.

IRODALOM

- BÜTTNER GY.* (2004): Környezetállapot értékelés távérzékelés segítségével, informatikai vonatkozások. – Környezetállapot értékelés Program Munkacsoport tanulmányok 2003-2004, Kézirat, p. 7-13.
- CSIKOS V.* (2005): A Bükk Nemzeti Park erdeinek jellemzése. – A Bükk Nemzeti Park hivatalos weboldala, www.bnpi.hu
- JÁRÁSI L.* (2002): Kincstári és uradalmi erdőgazdálkodás. – In: *BARÁZ Cs.* (szerk.): A Bükk Nemzeti Park – Bükk Nemzeti Park Igazgatósága, Eger, p. 455-466.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (1981): A dolinák fejlődésének ökológiai szabályozottsága. – Kandidátusi értekezés, Kézirat, p. 47-52.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2003): Tájszerkezet és tájváltozás vizsgálatok karsztos mintaterületen. – Tájökológiai Lapok 1 (2), p. 145-151.

KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2004): A karsztökológiai rendszer szerkezete és működése. – Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 65-76.

MARI L. (2003): Felszínborítás-változás vizsgálata térinformatikai módszerekkel az Aggteleki Nemzeti Park területén. – Karsztfejlődés VIII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 231-243.

NAGY D. (2004): A történeti tájhasználat és felszínborítás rekonstrukciójának lehetőségei archív térképek feldolgozásával. – Környezetállapot értékelés Program Pályázati tanulmányok, Kézirat, p. 22-36.

NÉMETH F. – SEREGÉLYES T. (1981): Ne bánts a virágot - Néhány ritkaság a hazai növényvilágból. – Országos Környezet-, és Természetvédelmi Hivatal, Budapest, 35. p.

TANÁCS E. (2006): Terepmodellből származtatott famagasság térkép felhasználhatóságának vizsgálata karsztos területen. – Tájökológiai Lapok 4 (2), p. 291-300.

UNGER J. – GÁL T. – BALÁZS B. – SÜMEGHY Z. (2006): A városi felszíngeometria és a hőmérséklet területi eloszlása közötti kapcsolat Szegeden. – Táj, környezet és társadalom, SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, Szeged, p. 735-746.

ZBORAY Z. – KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2004): Domborzatértékelés a Bükk-fennsíkon légifelvétel felhasználásával. – Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 207-213.

ZBORAY Z. – KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2005): A dolinák korróziós felszínének meghatározása digitális domborzatmodell alapján. – Karsztfejlődés X. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 221-228.

ZBORAY Z. (2006): A fotogrammetria alkalmazásának lehetőségei a karsztok domborzatának vizsgálatában. – Táj, környezet és társadalom, SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, Szeged, p. 767-773.

URÁNBÁNYÁSZAT A KARSZT SZOMSZÉDSÁGÁBAN

RÓNAKI LÁSZLÓ

Pécs, Hajnóczy J. u. 5/a, rolao@freemail.hu

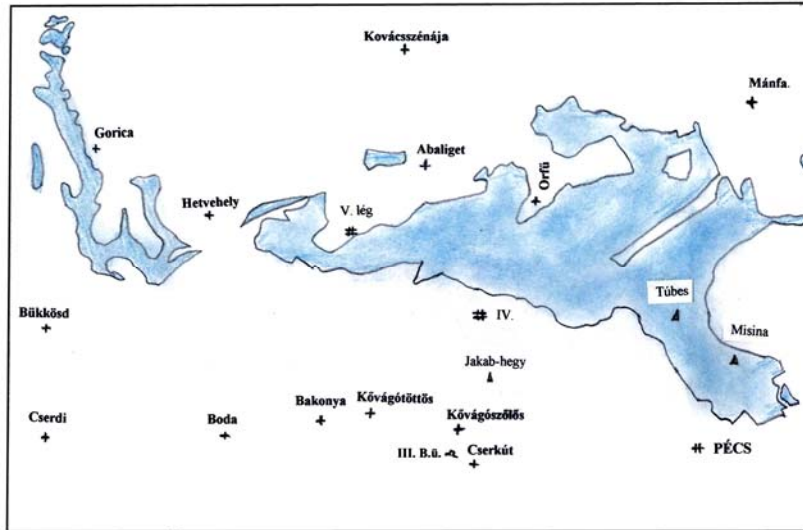
Abstract: The mining establishments of uranium mines in Pécs area exert a depressive effect of local extension in the underlying sandstone of Karstic limestone. This is also extending also to the Karstic water in the karstic limestone area, in the vicinity of one of the exhaust shaft sunk in the limestone area. A moderate water conductivity is characteristic for the ore – bearing sandstone. By the sinking of two shafts even two shafts however water inflow of significant rate occurred. Having the mining abandoned, the deepest mine excavation of country are gradually filling up with contaminated water of abandoned working, and two to the preventive measures, the Karstic water takes over its original level.

Bevezetés

A téma részletes feldolgozását társszerzővel egy bővebb dolgozatban RÓNAKI - ÁDÁM (2006) bányászati szaklapban kívánjuk publikálni, melyet megelőzve szűkített terjedelemmel már közzé tettünk RÓNAKI - ÁDÁM (2007). Itt egyrészt ezektől eltérő adatközléssel csak a legszükségesebb ismereteket rögzítem, másrészt újabb ismereteket kívánok közzé tenni az említett társszerző adataira hivatkozással (ÁDÁM 1987a, 1987b, 1987c.). Az uránércbánya vízföldtani helyzetét áttekintő munkák az érdeklődők számára a megjelent anyagokból ismeretesebbek, így ezek tárgyalása itt szükségtelen KOCH (1984, 1997) NÉMETH (1964a). A Nyugat-mecseki karszt* elterjedését bemutató térképen a témában érintett egy-egy bányalétesítmény is látható az általánosan használt akna és táró jellel (1. ábra).

A Bakonya 10 000 méretarányú térképhez készült idealizált (É-D-i irányú) hidrogeológiai szelvény megtalálható. RÓNAKI (1972b), továbbá a Mecsek környékének hidrogeológiai áttekintéséről az érdeklődők bő tájékoztatást kaphatnak RÓNAKI (1984) munkájában.

* A Nyugati Mecsek karsztos képződményei alatt a Középső-Triász Anizusi és Ladini emeletek mészkő és dolomit képződményeit értjük, melyek dolgozatunkban és az ábrákon több esetben a régi elnevezésekkel szerepelnek. A MÁFI honlapján egyébként megtalálhatók a régi és új litosztatigráfiai elnevezések. Pl: a Misinai Formációcsoport, valamint a Lapsi és Zuhányai Mészkő Formáció karbonátos képződményei. Itt kell megjegyezni, hogy az irodalomjegyzékben hivatkozott korábbi munkákban természetesen a régebbi elnevezések találhatók, ezért is ragaszkodtunk a régi használatához, azonban esetenként utalunk a Magyar Rétegtani Bizottság által meghatározott – de folyamatosan változó – litosztatigráfiai elnevezésekre is.



1. ábra: A Ny-mecseki karsztot alkotó anizuszi mészkő felszíni elterjedése.
Fig. 1: Surface spread of Anizus limestone in Western Mecsek Karstic Region

A Jakab-hegy D-i lejtőin a permii homokkőben (az új meghatározás szerint helyesen: a Kővágószőlősi Homokkő Formációban) az I. sz. bányászattal megindult a bányászkodás. A műrevaló érctelepeket követve egyre mélyebbre hatolva a bányaterek túljutottak a hegy gerincén. A kutatás egyre inkább kiterjedt attól K-re a Pécs-Deindolok területére is. Utóbbi már a Tettye-forrás vízgyűjtő területével határos. Ennek megfelelően a bányahatár Hetvehely - Abaliget - Orfű - Pécs Ny, továbbá a még távlati feltáráshoz megkutatott Magyarürög - Patacs területein került kijelölésre.

Mindezek során kiderül, hogy a Ny-mecseki karszt területnek nagy része érintett. Nem véletlen tehát, hogy a MÉV Kutató-Mélyfúró Üzemének Hidrogeológiai Csoportja évtizedek során vizsgálat tárgyaként kezelte a karsztot. Elsősorban a víznyomjelzésekkel lehatárolt vízgyűjtő területek meghatározása (RÓNAKI 1968a, 1972b, 1973b) volt fontos, majd a karsztvizek, illetve annak fekélyét alkotó kampili lemezes mészkő összlet (új elnevezéssel a Viganvári Mészkő Formáció) vizeinek hidrokémiai és radiológiai vizsgálata is megtörtént. Az uránércből a víz által mobilizált fém urán és bomlástermékeinek a karsztos környezetre gyakorolt megjelenési koncentrációiról külön publikációk készültek (RÓNAKI 1968b, 1972b, 2006). Itt ezek ismertetésének mellőzésével csak a legszükségesebb, a bányászattal kapcsolatos szűk terület vizsgálatára szorítkozunk.

A karszt közvetlen fekélyét a határdolomit réteg (új nevén Rókahegyi Dolomit Formáció) alatt lévő – a karszttól izolált, a karsztvíz szintjénél magasabb helyzetű – régi elnevezéssel kampili lemezes mészkő repedésvizes

összlete alkotja. Vagyis a karsztos mészkőtől merőben eltérő tulajdonságokkal rendelkező karbonátos rétegről van szó, melynek vize csak vegyi összetételében hasonlít a karsztvívéhez (RÓNAKI 2006). Ez alatt vízzárónak minősített gipszes és aleurolit (iszapból képződött finomszemű homokkő) rétegsorok találhatók a Jakabhegyi Homokkő fedőjeként. Korábban a mecseki permii homokkőként ismert formáció kövágószlősi antiklinálisának É-i szárnya alkotja a Jakabhegy (+602 m) kiemelkedő tömegét. Ennek D-i szárnyát képező kibúvásban találták meg az országban elsőként a műrevaló uránércet. Kitermelésére 1955-2000 között bányüzemek működtek. Ennek során nem csak a legmélyebb függőaknák mélyültek, de az ország legmélyebb bányaterét is itt alakították ki. Ez utóbbi a „13/23-as centrális vakakna” zsomp volt, ahol a kőzet hőmérséklete elérte az 58 °C-ot. (Ugyanis a geotermikus gradiens e területen átlagosan 26,5 m/°C-nak bizonyult).

A IV. sz. bányüzem É-i irányban mélyülő érclelencséinek kitermelése a bánya bezárásig a kampili összlet alá jutott. A depressziótól alakított vízszint a korábban perminek nevezett kőzetekben K-Ny-i törésvonalakkal meghatározott ovalitással a legmélyebb vízkiemelések felé közelített. A homokkő összletben folytatott bányaműveletek annak repedésvizeit csapolva a felszíni forrásokra is hatással voltak. Ezek a hegy É-i és D-i lejtőjén részben teljesen elapadtak Érdekes módon a vízmegfigyelő fúrásainkban észlelve „lebegő vízként” helyenként a fejtési terek fölött maradt víztükörrel találkoztunk. (A 2. ábránkon ennek ábrázolásától eltekintettünk.)

Megállapíthattuk tehát, hogy a homokkőnél is megfigyelhető a lokális zónákban a karsztnál korábbról ismert u.n. „lebegő-karszt”-hoz hasonló jelenség (RÓNAKI 1972a), mely a Jakab-hegy hajdani kolostoránál lévő kút és tó változatlanságával a depresszió fölött szembetűnő volt. A karsztnál megfigyelt vízzárónak bizonyult rétegcsoportokhoz hasonló módon a homokkőben előforduló aleurolitok is esetenként elkülönülő repedésvizes „lebegő” szinteket képeztek**.

A IV. szállító akna mélyítése közben (1964) a korábbi évek tapasztalatai szerint igen mérsékelt vízáteresztő képességű homokkőből a területen rendkívül nagy számú vízbetörés volt. Okát a bányamérnökök a közeli karszttal, illetve az abban tárolt karsztvízzel vélték magyarázni. Ezzel szemben a hidrogeológiai viszonyok ismerete a karsztvíz megjelenését nemcsak kétségbe vonta, hanem azt a kapcsolat tisztázását célzó víznyomjelzések

** A Mecsekben lebegő karsztként ismert a Gubacsos-forrás időszakos megjelenése, továbbá a Büdöskút-forrás – itt nem részletezett – bonyolult tektonikai helyzete, vagy annak közelében mélyített Orfű-24. sz. MÉV fúrás sekély vízszint adata. Ugyanis e két objektum között feltárt Spirál-zsombolyban sokkal mélyebben, 100 m-en megismert patakos barlang jelzi az általános karsztvízszintet!

eredményei is kizárták. E víznyomjelzések részletezésére alább még kitérünk. Egy másik akna (az V. üzemi légakna) mélyítése viszont már a karsztosodott triász anizuszi mészkőterületen mélyült az 1979-80-as években. Ennek hatása a karsztvízszintre – annak ellenére, hogy kizárására mindent elkövettek – már kimutatható depressziót eredményezett.

A bányaműveletek a permii homokkő repedésvizeit megcsapolva a hegységben nagy kiterjedésű vízszintcsökkenést okoztak. Mindezek mellett – mint arra már utaltunk – a bányaterek fölött a víz számára „*át nem eresztőnek*” bizonyult rétegek előfordulása miatt lokális lebegő vízszinteket mérünk a mélyfúrásokban.

Az északi területen létesült bányüzemek és azoknak a karszt közeli aknái

Az első karszt közeli aknát a IV.sz. bányüzem kialakítása során mélyítették a Kővágószőlősi Homokkő fedőjéből (a Jakabhegyi Homokkőből) indítva. Magyarországon ez az eddig mélyített legmélyebb függőakna 1146 m-rel.

Az akna 290-430 m mélységben egy rendkívül hosszán (140 m!) harántolt tektonikus zúzott övbe jutott, melyben a kezdeti kisebb hozamú vízmegjelenést követően 1966. VI. 21-én percnként 2683 liternek mért maximális hozamú vízbetörés jelentkezett. Természetesen tamponálási technológiával igyekeztek a mélyítést gátló vizeket kizárni, melynek részletezése egy másik dolgozatunkban (*RÓNAKI-ÁDÁM* 2006) megtalálható.

Mivel az aknamélyítők a karsztvízre gyanakodtak, így annak festéssel történt vizsgálatát igényelték. Felkérték elképzelésük festéssel történő bizonyítására a MÉV főgeológusát, melyről engem kérdezve azt szakmai megfontolásból elleneztem. Azonban nem sikerült meggyőzni a bányászok vezetőit ennek hidrogeológiai lehetetlenségéről. Ezért az Aknamélyítő Vállalat főmérnöke a Megyei Tanács Vízügyi Osztályának vezetőjét és a Mecseki Szénbányászati Tröszt főgeológusát bevonva a Nyáras-patak aktív víznyelőjét megfestették, de – mint azt előre jeleztük – a karsztvízzel való kapcsolatot ezúton nem lehetett bizonyítani. (Ez a 17. sorszámú nyomjelzés volt, mely az 5. ábrán szerepel és részletes leírása dolgozatunk végén olvasható.)

A másik aknát a karszt közelben, – sőt már kimondottan a karsztos kőzetösszletben – mélyítették, mely az V. sz. légakna elnevezést kapta. Ez az akna a Bakonya - Abaliget közel É-D-i vonalának felénél helyezkedett el. Az V. sz. légaknát Abaligettől DNy-ra 2 km távolságban, az Abaligetibarlang vízgyűjtő területén kívüli karsztterületen, 1979-ben (V. 15.-én) kezdték mélyíteni. Ezt megelőzte a 2197-es sz. un. Aknatengely-fúrás kivi-

telezése, ami 1053 m talpmélységgel megtörtént. Így a mélyítés vízveszélyes voltáról a tervezők már előzetesen meggyőződhetnek. Két szakaszon volt a fúrás mélyítése során hidrogeológiai vizsgálat, több leszívási szintű vízkiemeléssel és nyeletéssel. Ez főleg az után kapott nyomatókat, hogy még – mint már ismertettük – a IV. szállító-akna mélyítése során egy nagyhozamú vízbetörés elhárítására került sor.

A hidrogeológiai vizsgálatokból nyert víz-áteresztőképességi (szivárgási tényező, vagy „*k*” tényező) adatokról több publikáció jelent meg (NÉMETH 1964b, RÓNAKI 1968, 1973a, KOCH 1997). Mellőzve a részleteket, csak a lényeges különbséget érzékeltetve megjegyezzük, hogy a permidőszaki homokkövek legintenzívebb vízmozgást biztosító öveiben a víz áteresztőképességi együttható 10^{-3} cm/sec-nak adódik, míg a karsztnál a 10^{-1} értéket is meghaladhatja. Ezen túl még arra kívánunk rámutatni, hogy az antiklinális felszín közeli húzott és az alsó övében viszont nyomott zónájának megfelelően a mélység függvényében a *k* tényező fokozatosan csökken. (Ez egyébként látványosan érvényesül a 2. ábrán szemléltethető „*Bodai aleurolit*” elhelyezkedéséből fakadóan, mely a jelen témánktól minden vonatkozásban távol esik). A mészkő karsztosodottságát jellemzi egyrészt a felszíni karsztformák (elsősorban dolinák) sűrűsége, másrészt a kutatófúrások során az öblítőkör megszakadást okozó üregharántolások számos előfordulása. (Példának egy, a Vízfő vízgyűjtőjén, attól 1,4 km-re, illetve a IV. aknától 3,5 km-re, a MÉV 4325 sz. fúrásának mélyítésekor történt megfigyelést említhetjük, ahol 1982-ben az alábbi mélységekben harántoltak barlang üregeket: kezdetben részleges öblítőkör kimaradást okozó repedések voltak, majd 67-70,5 m között kisebb szerszám megszaladásokat észleltek. A 112-116,3 m, és 125-127 m közötti szakaszon viszont már jelentős méretű nyitott üregharántolások okoztak teljes iszapvesztéseket. Ezek után sikeres víznyomjelzést végeztünk XXXI (31.) sorszámmal (RÓNAKI 2005).

Az V. légakna 5,5 m belső átmérővel (+285,15 m Afm. terepszinttől indítva és -779,85 m absz. magasságú talpmélységgel) 1982.-ben 1065 fm. kihajtással befejezve készült el. Közéleben a 13. szintről mélyített „un” 13/23-as centrális vakakna talpát képező zsomp -1032,33 m Afm.-ban, 1446 méterrel (relatív értelemben) az ország legmélyebb bányatereként tartható számon, a legmagasabb térszínen indított IV. szállító akna tengerszint feletti magasságát figyelembe véve. (A közelebbi, de alacsonyabb térszínen indított V. szállító aknához viszonyított mélység 90 méterrel kevesebb. Az uránércbánya legmélyebben kialakított – de még feltárás előtt felhagyott – 23. szintje az adriai magassághoz viszonyítva -1011,23 m. (NÉMETH 1995).

A légaknával harántolt – régi elnevezés szerint – középső triász anizuszi mészkő a 10 m termőtalaj és a további miocén agyagos törmeléket követően 44 m-től 232 m-ig volt észlelhető. A miocén rétegekből az aknában percenként 50 liter fakadó vizet mértünk. A karsztosodott összlet a mélyítés során kezdetben percenként 15-130 liter, majd tartósan 120 l/p vízbefolyást adott. (92 m talpmélységnél 32 l/p). A felső kampili lemezes mészkő harántolásakor a vízhozam elérte a 182 l/p értéket. A homokkőben viszont 935 m-nél 144 l/p, míg a 1065 m befejező mélységnél 197 l/p vízhozam volt mérhető.

A légaknával feltárt és az aknafal mögötti cement-injektálások ellenére befolyó karsztvíz az eredeti +260 m absz. magasságú karsztvízszintet észlelhetően csökkentette, de a létrejött depresszió nem terjedt ki az Abaligeti-barlang vízgyűjtő területére. Az aknától 230-670 m távolságra lévő ellenőrző fúrásokban 37-53 m vízszint csökkenést okozott 4 év alatt, majd a megcsapolás mérséklésével az eredeti vízszint alatt 35-37 m-el mélyebben stabilizálódott a karsztvíz szintje.

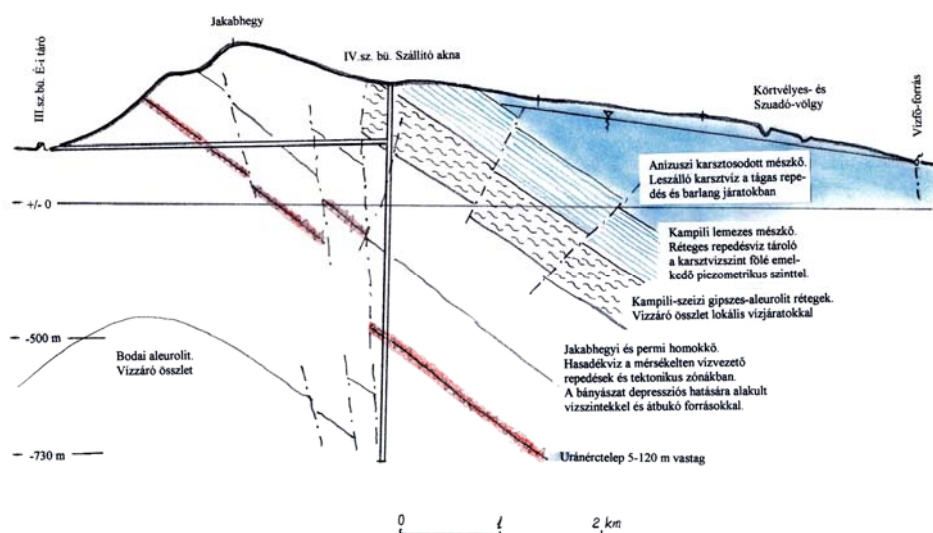
A bányauzemek leállításával (bezárásával) 1999. október végén a vízkiemelés is végleg megszűnt. Ezzel megkezdődött a bányaterek öregségi vízzel való természetes feltelése, valamint a karsztvíz eredeti szintet közelítő visszatöltődése.

Mindezt megelőzte a légakna tömedékelése és a karsztot harántolt szakaszának utólag végrehajtott további szakszerű cementálása, hogy később a karsztvíz az uránnal is szennyezett öregségi bányavízzel ne érintkezessen. Még akkor sem történhet ilyen helyzet, ha a lecsapolásra hivatott É-i táró valami oknál fogva (esetleg bekövetkező omlás miatti elzáródás) nem tudja szerepét maradéktalanul betölteni. Ez esetben ugyanis a Kővágószőlősi Homokkő (permi) összlet hasadékvizének nyomása révén a bányabeli öregségi víz a karsztvízszintnél magasabb helyzetet elfoglalva a hibás tamponáláson átszivároghatna. Ez a víz egyébként a számítások szerint legfeljebb csak a 2015-ös évre éri el a „0”-szintnek is nevezett táró-szintet, amikor majd növekedni fog a Kővágószőlős-Cserkút között létesített III. sz. bányauzem É-i táróján jelenleg is kifolyó bányabeli csorgalékvizek hozama (TURI 2004).

A bányaműveletek karsztra gyakorolt hatása

A Jakab-hegy (+602 m) és a Vörös-hegy (+491 m) kiemelt térszínek alatt, azoktól északra elterülő bányamezők a IV. és V. sz. bányauzemekkel megközelítően a karsztos összlet alá hatoltak (2, 3. ábra). A terület szerencsés vízföldtani helyzetben van, ugyanis az É-i irányban mélyülő érctelepés u.n.

„Kővágószőlősi Homokkő” fedőjét képező kőzetek vízáteresztő képessége minimális. Ebből adódóan az uránbánya művelt terében a bányák bezárásáig vízbetörésekre nem kellett számítani.

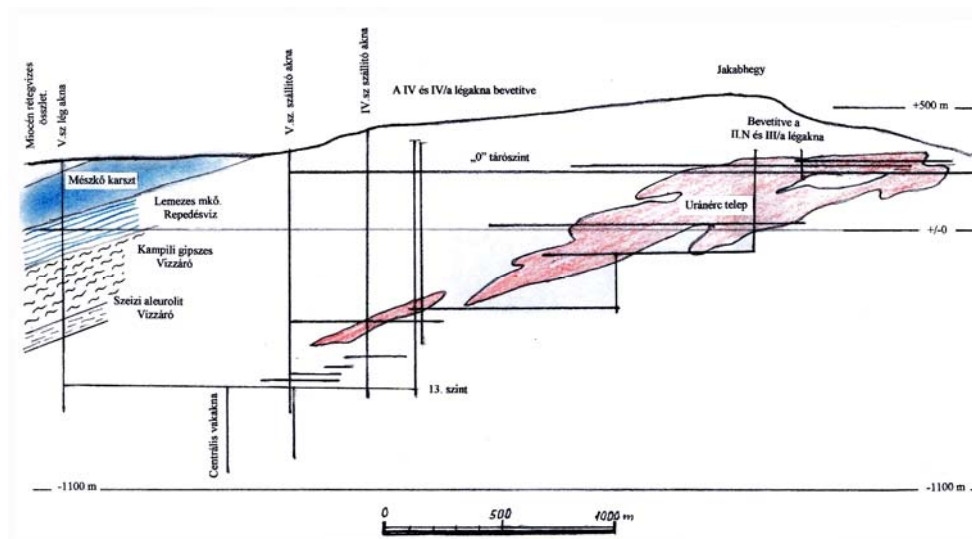


2. ábra: Vízföldtani szelvény a III-IV. bányászaton át a Vízfő-forrásig.
Fig. 2: Water geological section through Mining Works III-IV.to Vízfő spring

Az érces zóna és a karsztosodott mészkő között a Rókahegyi Dolomit (határdolomit) néhány méter vastag rétegcsoportja alatt a Viganvári Mészkő Formáció (kampili) lemezes mészkő különálló víztárolója helyezkedik el. Ennek vízrendszere a karsztól határozottan elkülönülve, az alatt, a karsztvízszintnél magasabb helyzetet mutató nyomás alatti (piezometrikus) vízszintet alkot. Ennél fogva ott, ahol tektonika töri meg a rétegek folytonosságát, lokálisan elvileg feláramolhat a víz a karsztos mészkővek tározó terébe. (Ennek egyértelmű vizsgálatára a tervezettek ellenére nem került sor).

E két karbonátos – elkülönülő – vízrendszer alatt vastag gipszes-anhidrites rétegek, majd hasonlóan vastag aleurolitok (finomszemű homokkő-agyagkő) vízáró képződményeit (Hetvehelyi és Patacsi Formáció) találjuk a Jakabhegyi Homokkő durva rétegeinek közvetlen fedőjeként.

A homokkővek repedéseit kitöltő víz a karszt terület alatt ugyancsak egy önálló nyomás alatti tároló, melynek piezometrikus szintje a karsztvíz és a kampili víz szintjei fölé emelkedett ott, ahol a bánya depressziós hatása még nem jelentkezett.

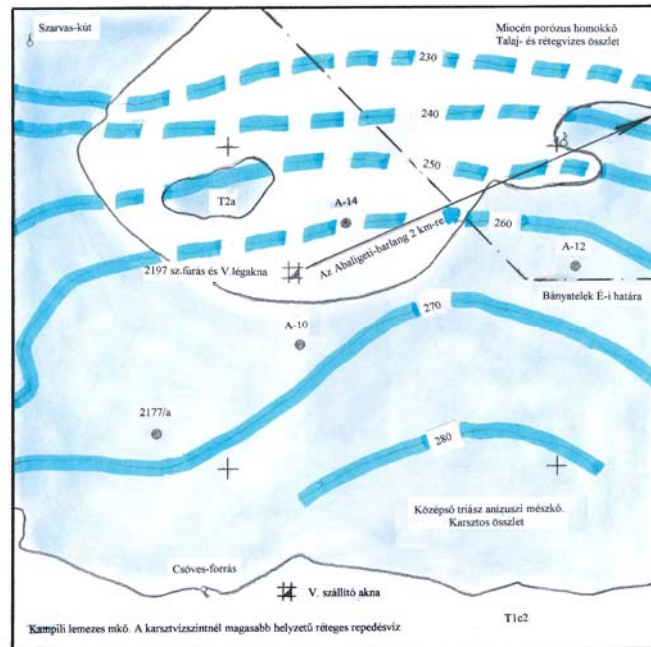


3. ábra: Szelvény a MÉV V-IV. sz. bányáüzem és az É-i táró között.
 Fig. 3: Section between MÉV IV-V. mining works and northern adit

E három elkülönülő vízrendszer izohipszás ábrázolása révén azok áramlási iránya jól látható. Ilyen térképek különböző évek állapotát ellenőrzendően már 1970 előtt is készültek. Így a kialakuló depresszió és az egyes víztartók esetleges hidraulikus kapcsolata bármikor szembetűnhet. Egy ilyen térképrészletet – csak a karsztvízre vonatkozóan – be is mutatunk (4. ábra). A 2003. évi állapotot rögzítő izohipszás térképen a permii összletben jelölt legmélyebb vízszint a IV. bányáüzemben -100 m, míg az V. üzemben -250 m alatt volt. A fölötté települő Viganvári Mésző izolált vize (korábban használt elnevezéssel a kampili mésző réteges repedés vize) a IV. üzem közelében a legmélyebb helyzetben +230 m absz. értékűnek adódott. A fölötté lévő karsztvíz szintje mindkét üzem környékén +280 m-ben volt megfigyelhető.

Mint már utaltunk rá, szinte valamennyi kutatófúrás mélyítése során elvégzett hidrogeológiai vizsgálat értékes információkkal szolgált, majd ezek közül a fúrások közül többet a vízrendszerek későbbi megfigyelését szolgáló észlelő kútként alakították ki.

A MÉV Abaliget-14 sz. (A-14) fúrásában észlelt maximális karsztvízszint csökkenés 49,24 m volt. Az A-10 sz. fúrásban 53,26 m csökkenést mértünk, míg a 2177/a fúrásban 37,71 m-el süllyedt a karsztvízszint. E térség az V. sz. bányáüzemmel határos, de az Abaligeti-barlang karsztos vízgyűjtőjén kívül van (4. ábra).



4. ábra: Az abaligeti karszton mélyített MÉV V. sz. bányászati létesítmények és a karsztvíz helyzete 1976-ban.
 Fig. 4: Position of karstic waters and MÉV mining works constructions no. V. deepened at Abaliget Karst in 1976

A IV. sz. bányáüzemmel határos terület már egyrészt az Abaligeti-barlang vízgyűjtőjéhez, másrészt a Vízfő-forrásbarlang vízgyűjtőjéhez tartozik (1. ábra). E területen ugyancsak vizsgálat tárgyát képezte (illetve továbbra is képezi az előzőekhez hasonlóan) néhány észlelő fúrás mért adataira.

A karsztos képződmények közelében, az alatt, a mélyben elhelyezkedő homokkő összletben folytatott bányászat depressziós hatásának távoli területekre is kiható mértékére utaló adatként a Tettye-forrás vízgyűjtő területe alatt észlelt vízszint csökkenésre kell rámutatnunk. Ugyanis az V. és IV. sz. bányáüzemekről 5 km-nél nagyobb távolságban a Tubes magaslatán mélyített egyik kutatófúrás vízszint észlelőként képeztük ki. Ez alkalmassá vált a karsztosodott és a repedésvízes (kampili) rétegcsoportok fekvésében lévő Jakabhegyi Homokkő hasadékvízének megfigyelésére. Meglepetésként vettük tudomásul, hogy a mérsékelt áteresztőképesség és a nagy távolság dacára már jelentős vízszint csökkenést okozott a bányá depressziós hatása.

Külön vizsgálatot érdemelne a felszakadó kőzetmozgás távlati hatása, ha a bányaműveletek leállítására még a karsztot megközelítő fejtési üregek létrejötte előtt meg nem történt volna. Itt szükséges rámutatnunk e témát esetleg jelentősen érintő új információra, mely a helyi napilapban (CSERI

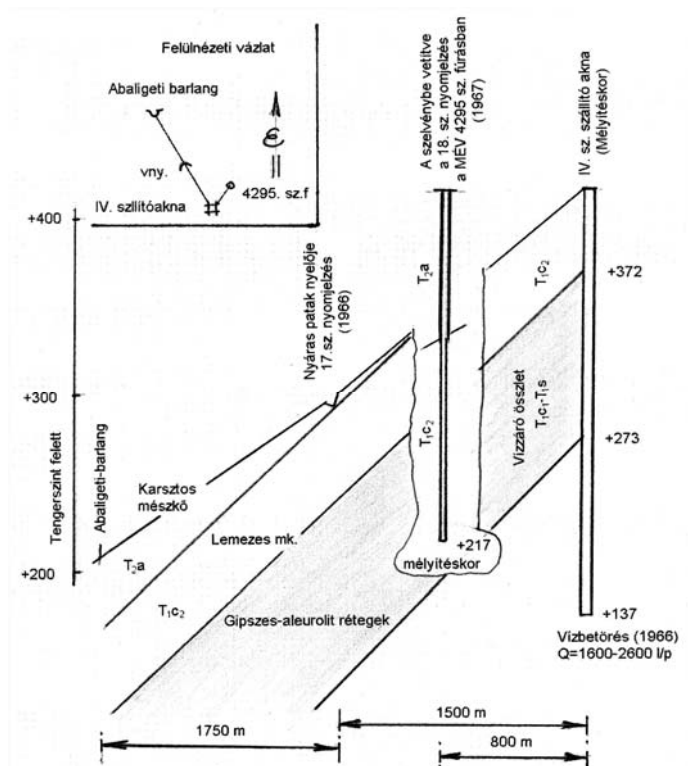
2006) látott napvilágot, hogy az urán árának világpiaci emelkedése (2003-2006 évek során: 10-ről 40 dollár) folyamatos, ami miatt ausztrál vállalkozók tervezik újraindítani a bányát. A napilapban közölt ábrán látható az „Abaliget környéki érclelőhely” lehatárolása is, mely az Abaligeti-barlang, a Vízfő- és a Tetye-forrás vízgyűjtő területét magába foglalja, illetve érinti.

A már említett III. üzemi É-i tárón kivezetett, a IV és V. bányauzemekből korábban kiemelt bányavíz az uránmentesítő telepen át jutott az üzemi ipari víz felhasználást követően a felszíni vízfolyásokba. A bánya bezárás óta megszűnt mélységi vízemelés miatt jelenleg csak a „0” szint fölötti felhagyott bányaterekben fakadó öregségi víz távozik (a hozamregisztráló ellenőrzés mellett) az É-i tárón át. Ennek hozama a 2005 évi átlag szerint napi 1600 m³ volt. Mint már utaltunk rá, az aknák feltelésével – várhatóan tíz év múlva - ez a hozam még emelkedni fog (*TURI* 2004).

Víznyomjelzésekkel történt vizsgálatok

A IV. üzemi problémák során részletezett előzményekkel már említett első víznyomjelzés a Nyáras-patak aktív víznyelőjében (nov. 28.-án) 0,9 kg fluorescein festékkal történt. A víznyelő az aknától ÉÉNy-ra, 1480 m (az 5. ábrán kerekítve 1500 m) távolságban van. Mivel korábban ennek az Abaligeti-barlanggal fennálló kapcsolatát már bizonyítottuk és az általunk nem javasolt festés tényét a kivitelezők jelezték, így csak annak figyelésében és a festék koncentráció idősorban történt mérésében vettem részt. Ez a víznyomjelzés a nálunk nyilvántartottak között a 17. sorszámot kapta (*RÓNÁKI* 2006). Részletes ismertetésére eddig nem került sor.

Az aknában a nyomjelzés megtörténte után 4 óránként két helyről (az u.n. Kis zombból és az akna talpi fúrásból) összesen 51 vízmintavétel történt. Ezzel a szivattyú kezelő volt megbízva. Az alábbiakban dr. Pólai Györgytől kapott, és számára készült, 2 lapból álló, nem hivatalos és nem publikált vegyelemzések eredményeit adom itt közre, (ez ezért nem szerepel az irodalomjegyzékben).



5. ábra: Elvi földtani szelvény a IV. szállító akna mélyítéskor történt vízbetörés eredetének nyomjelzéses vizsgálatához.

Fig. 5: Principle geological section to the study of water tracing to the 4th transporter shaft when water inflow was happened

A mintákat a Mecseki Szénbányászati Tröszt komlói Minőségellenőrzés laborban Fehér Béláné laborvezető vizsgálta. Két minta teljes vegyelemzése mellett jelentésük szerint, mint az olvasható „... a 32-50 sorszámú mintákban igen gyenge fluorescein nyomokat észleltünk, a vízben lévő lebegőanyag által adszorbeálva” Sajnos ezen írásban nem közölték a vizsgálat módját és az érzékenységét, így később a részükről történt értékelés a festék észlelésének helytállóságát megkérdőjelezte. A bizonytalan adatszolgáltatásból visszakövetkeztetve a 32. minta a festés után a 6. napon volt és a szivattyúkezelő állítólag másnap éjszaka a zsonpban „zöldesnek” vélte. Személyesen vizsgálva, vizuálisan csak a víz természetes zöldes árnyalatát érzékeltük (R.L. XII.13.), ez azonban szerintünk nem a festéktől származott.

Az Abaliget-barlang patakjában (általunk várhatóan) dec. 1-én 2 órakor jelent meg a festék, majd a közben bekövetkezett csapadék hatására emelkedő – regisztráló műszerrel ellenőrzött – vízhozam mellett 12 óra el-

teltével bekövetkező koncentráció csúcs 480 gammának (μg) adódott. Közben a vízhozam percenként a 3000 litert meghaladta. Számításunk szerint a beadott 0,9 kg festékből legalább 2876 mg mennyiség, vagyis a lecsengésig (XII.8.) az árhullám zavaró hatása mellett több mint 3%-a megjelent. A vízhozam az induló 2000-ról az emelkedést követően 3-án meredek zuhanással 1350 l/p-re csökkent.

Ezek után bemutatjuk az 5. ábrán feltüntetett méretarány nélküli vízföldtani szelvényt, melyen a dőlés-menti réteg-ábrázolásra az akna és a későbbi 18. sz. nyomjelzésünkhöz felhasznált mélyfúrás helyét bevetítve jelöltük. Az ábrán látható régi elnevezéssel szereplő kampili lemezes mészkő réteges repedésvíze a karsztvíznél magasabb szintet mutat. E tényre már korábbi dolgozatainkban felhívtuk a figyelmet (RÓNAKI 1967, 1968.). Ennek fekü képződményei mint vízzáró rétegek helyezkednek el a homokkő fedőjeként. Utóbbi homokkő összletben észlelt nagy kiterjedésű zúzott zóna viszont áttörhette a vízzáró képződményeket, és ezzel a kémiailag karsztvíz jellegű réteges repedésvíznek utat nyithatott. Az ábrán jól látható, hogy a víznyelőbe juttatott festék (a 17. sorszámú nyomjelzés) a nagyobb nyomású fekü rezervoáron keresztül, majd a vastag vízzáró réteg miatt semmi esetre sem juthatott el a IV. sz. szállító-aknába. E megállapításunk tehát kizárja az akna zsonpból eredő vízminta elemzések során jelzett „gyenge fluorescein nyomok” elfogadhatóságát.

A kampili rétegekbe juttatott későbbi, (e területen másodiknak számító, valójában a 18. sorszámú) nyomjelzés 1,5 kg fluorescein felhasználással történt. A korábbi nyomjelzésnél használt festék mennyiség jelentős növelése ellenére ez a kísérlet is eredménytelennek bizonyult. Talán a hígulásnak és a bányavíz zavarosságának tudható be hogy nem észleltük az aknazsonp vizében, noha ennek megjelenése – szemben az előzővel – a festék mennyiség és a vízföldtani helyzet, továbbá a jelentős szintkülönbség folytán nem volt kizárható. A MÉV 4295 sz. kutatófúrásával feltárt – már a bányanya depressziójától megzavart – kampili rétegek vízének szintjét a megfeszített nyelőtől még mindig 15 méterrel magasabb helyzetben találta. A mélyítés alatt lévő aknában észlelt nagy vízbetörés szintjétől pedig egy évvel később is 170 m-el magasabban észleltük a kampili lemezes mészkőben tárolt víz szintjét.

A bemutatott 5. ábra és a korábbi ismereteink alapján egyértelműen kizárható a karsztvíz-betörés lehetősége a karszt terület közelében telepített IV. szállító aknában. Viszont a kampili rétegösszlet vízének megjelenését – annak nagy valószínűsége ellenére – nem sikerült ez úton bizonyítani. Esetünkben is meg kell állapítani, hogy a nem észlelt festék még nem kizáró ok a két pont közötti kapcsolat létezésére. Vagyis véleményünk szerint a vízbe-

törés a fedő összletet átharántoló igen jelentős tektonika folytán a Viganvári Mészköben (kampili) tárolt és áramló vízből eredt.

Összefoglalás

A karszttal határos bányaművelet depressziós hatása a vízzáró képződmények és az aknamélyítések közben történt tamponálások ellenére vízszint-csökkenést okozott nemcsak a karszterület közeli, hanem annak távolabbi területen is. Ez az időközben stabilizálódott karsztvíznívó a bánya leállításával már fokozatosan emelkedve visszaáll eredeti szintjére.

A dolgozatban képet adtunk a vizsgált képződmények szivárgási viszonyairól, az országban egyedülálló bányászati tevékenység rendkívüli mélységű bányatereiről, valamint az itt tapasztalt geotermikus grádiensről.

A karszton már korábbról ismert különös hidrogeológiai jelenség a „*lebegő karsztvíz*”, melyhez hasonlót tapasztalhattunk homokkőben a bánya depresszió hatása alatt lévő Kővágószőlősi Homokkő repedésvízének szintje fölött.

Újdonságként részleteiben ismertettünk két víznyomjelzést, melyek a területen rendkívüli nagynak számító vízbetörés eredetét voltak hivatva vizsgálni.

IRODALOM

- ÁDÁM I.* (1987): A IV. üzem szállítóakna mélyítése, vízhozam adatok. - Kővágószőlős, MÉV adattár J-2908.
- ÁDÁM I.* (1987): Az V. üzemi légakna vízhozamának alakulása. - Kővágószőlős, MÉV adattár J-2909.
- ÁDÁM I.*(1987): Az V. üzemi 4/13 vakakna környéki vizes vetőrendszer viszonyai. - Kővágószőlős, MÉV adattár J-2910.
- CSERI L.* (2006): Újranyitnák az uránbányát - Dunántúli Napló nov.11. p. 3.
- KOCH L.* (1997): A hazai uránkutatással kapcsolatos hidrogeológiai vizsgálatok - Földtani Kutatás III. p.24-36.
- KOCH L.* (1984): Mecseki ércbányászat vízföldtani helyzete, a MÉV vízvédelmi problémái és a vízgazdálkodása. - In: Juhász József (szerk.): Műszaki földtani és vízföldtani tanulmányutak II, Tankönyvkiadó Budapest, p.187-212.
- NÉMETH J.* szerk.(1995): A magyarországi uránércbányászat bemutatása, Pécs, Kézirat.
- NÉMETH L.* (1964a): A Ny-i Mecsek-hegység képződményeinek hidrogeológiai értékelése - Pécsi Műszaki Szemle 3. sz. p. 4-10.

- NÉMETH L.* (1964b): A mecseki perm antiklinális repedésvizei - Hidrológiai Közlöny 8. sz. p. 356-365.
- RÓNAKI L.* (1967): Az orfűi Vízfő forrás vízgyűjtő területének vízföldtani viszonyai - Pécsi Műszaki Szemle 1. sz. p. 3-11.
- RÓNAKI L.* (1968a): Jelentés a perm antiklinális É-i szárnyával határos karszterület vízföldtani viszonyairól. – Kővágószőlős, MÉV adattár J-0263.
- RÓNAKI L.* (1968b): A Nyugat-mecseki karszt radiohidrogeológiája és a barlangokban végzett radioaktivitás mérések - Pécsi Műszaki Szemle 1-2. sz.
- RÓNAKI L.* (1972a): Karsztnevezéktani javaslat - Karszt és Barlang 1970. II. félév MKBT p. 77-84.
- RÓNAKI L.* (1972b): A Ny-mecseki karszt vízföldtani kutatásának újabb eredményei. - A Magy. Hidr. Társaság Pécsi Csop. Jubileumi Évkönyve MTESz Bm-i Szerv. Pécs, p. 121-146.
- RÓNAKI L.* (1973a): Az áteresztőképesség változása a Ny-mecseki rétegsorban. - Kővágószőlős, MÉV adattár J-1724.
- RÓNAKI L.* (1973b): A mecseki karszt 1:10 000-es méretarányú vízföldtani, morfológiai és speleológiai térképe - Hidrológiai Tájékoztató Budapest, p. 78-81.
- RÓNAKI L.* (1984): A mecseki karszt, Pécs ivóvízellátásának hidrogeológiája, a Pécsi szénbányászat víz viszonyai - In: Juhász József (szerk.): Műszaki földtani és vízföldtani tanulmányutak II. kötet, Tankönyvkiadó Budapest, p. 133-186.
- RÓNAKI L.* (2005): A Dél-Dunántúl karszt- és barlangkatasztere. – Kézirat Pécs
- RÓNAKI L.* (2006): A mecseki karsztvíz megjelenések kémiai vizsgálatainak áttekintése - Karszt és Barlang, p. 48-50.
- RÓNAKI L.* - *ÁDÁMI.* (2006): Az uránbánya és a karszt – Kézirat Pécs, 8 p.
- RÓNAKI L.* - *ÁDÁMI.* (2007) Az uránbánya kapcsolata a mecseki karszttal. - Mecsek Egyesület Évkönyve, Kézirat, Pécs, p. 178-189.
- TURI GY.* et al. (2004): Záródokumentáció a mecseki uránércbányászat föld alatti létesítményeinek elhagyása, rekultiválása során végzett munkákról. - Mecsekérc Rt. Kézirat. Pécs, máj. 15.

IZOTÓPANALITIKAI VIZSGÁLATOK
A BARADLA-BARLANG CSEPPKÖVEIRŐL CSEPEGŐ VIZEKEN

MOLNÁR MIHÁLY¹-DEZSŐ ZOLTÁN²-
FUTÓ ISTVÁN¹-RINYU LÁSZLÓ¹-SVINGOR ÉVA¹

¹MTA Atommagkutató Intézete, Környezetanalitikai Laboratórium
Debrecen, Bem tér 18/c, 4026 mmol@atomki.hu

²Debreceni Egyetem TTK- MTA ATOMKI Környezetfizikai Tanszék
Debrecen, Bem tér 18/c, 4026

Abstract: Radiocarbon content of four young stalagmites from the Baradla cave (Aggtelek, Hungary) has been recently measured. One of our results implied that the simple formalism used to quantify ¹⁴C in dripstones in the literature may give unrealistic results in those cases when the residence time of water is long in the karst system. In order to better understand the processes acting on the carbon isotope budget of caves, detailed investigations on the isotopic composition of drip waters and cave air has been started. In this paper the first results obtained for water and air samples collected in Dec. 2006/Jan. 2007 are presented. Drip water samples were studied for ³H, δD, δ¹⁸O, δ¹³C and ¹⁴C using a Finnigan Delta XP^{plus} mass spectrometer and gas proportional beta counting. Cave air CO₂ was sampled by alkaline extraction and processed to high purity carbon dioxide gas for δ¹³C and ¹⁴C measurements using the instrumentation above. The tritium concentration in drip water was small (< 7.2 TU) in the period investigated. The δD and δ¹⁸O values obtained showed evidence for the slow evaporation of water within the reservoir above the cave around the end of a very dry winter season. The carbonate concentration of water has doubled during January, and showed elevated δ¹³C values as well, meaning that the fraction of carbon of bedrock origin increased. Possibly it is a result of longer contact time within the crack system. In contrast, ¹⁴C values were only half of those obtained for young stalagmites.

Bevezetés

Karsztrendszerekben a vízből kiváló karbonátok széntartalmának csak egy része származik a légkörből, illetve a beszivárgás helyén a talaj felső rétegének talajgázából beoldott modern széndioxidból. A karsztvíz, melyből kiválik a karbonátos kőzet, a karsztrendszeren áthaladva a modern CO₂ mellé beoldhat kisebb-nagyobb mennyiségben karbonátot az idős mészkő alapkőzetből is, mely mérhető mennyiségű ¹⁴C-et nem tartalmaz, azaz szene inaktívnek tekinthető (*dead carbon*). A karbonátos kiválások inaktív mészkő beoldódása miatti százalékos inaktívszén-tartalmát, a *dcp*-t (*dead carbon percent*) a következő formula szerint adják meg:

$$dcp = \left(1 - \frac{a^{14}C_{csk}}{a^{14}C_{lev}} \right) \cdot 100 \%,$$

ahol $a^{14}C_{csk}$ a cseppkő karbonátjának fajlagos radiokarbon aktivitása, az $a^{14}C_{lev}$ pedig a légköri modern széndioxid fajlagos radiokarbon aktivitása a cseppkő kiválás idején (MOLNÁR *et al.* 2004).

A nemzetközi példákhoz hasonlóan egy magyarországi cseppkő-barlang esetében is megmértük a jelenkori inaktív szén-tartalmat ^{14}C -módszerrel (MOLNÁR *et al.* 2006). A méréshez fiatal, ismert korú cseppkőveket gyűjtöttünk a Bardala-barlangban 4 olyan helyről, ahol nemrégiben beépített műtárgyak találhatók, s ezeken már megindult a képződmények fejlődése. A vizsgált, vélhetően azonos korú cseppkőminták közül háromra hibahatáron belül azonos dcp értéket, 5-7 %-ot kaptunk. Ezek az alacsony értékek a viszonylag vékony felső közetréteggel, illetve a gyors beszivárgási sebességekkel magyarázhatók. Több hasonló érték ismert a szakirodalomból is. A negyedik, igen alacsony érték (~3%) felhívta a figyelmet az alkalmazott módszer szerinti dcp-számítás gyenge pontjára: ha a légköri ^{14}C -tartalom a vizsgált időszakban jelentősen változik, továbbá karbonátot szállító víz beszivárgása a barlangba lassú, akkor a cseppkő kiválása idején uralkodó légköri ^{14}C -tartalomra vonatkoztatott dcp-számítás nem ad reális eredményt.

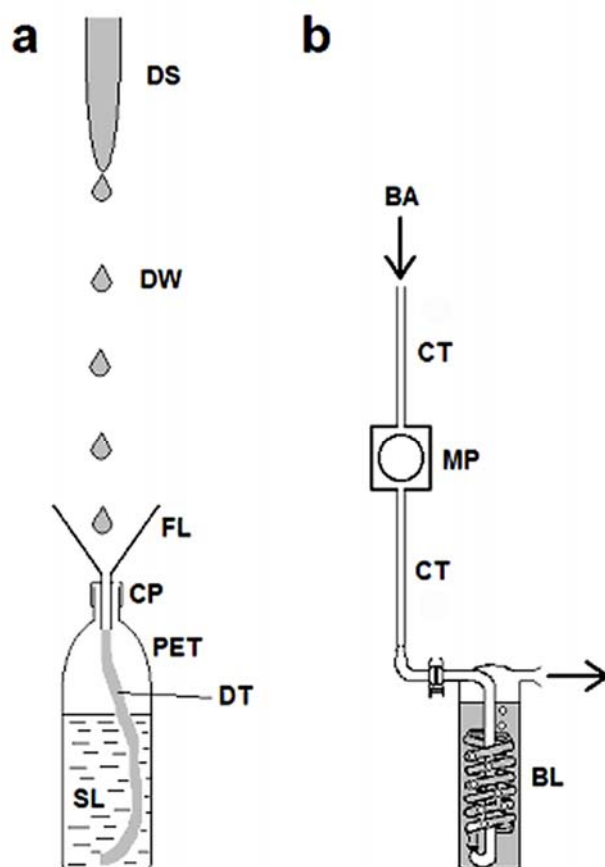
Fenti körülmények tisztázása érdekében 2006 végén és 2007 elején a barlangban, a cseppkőminták mintavételi helyeinek környékén kiterjedt, komplex izotópanalitikai vizsgálatokat kezdtünk a karsztrendszer széndinamikájának, illetve izotóphidrológiai viszonyainak megismerése céljából. E munkában a csepegő vizek és a barlang légterének szénizotóp összetételét vizsgáltuk, kiegészítve a csepegő vizek trícium és stabil hidrogén- és oxigénizotóp-összetételének vizsgálataival.

Mintavétel

A vizsgált időszakban két alkalommal, 2006. december végén és 2007. január végén gyűjtöttünk mintákat izotópanalitikai vizsgálatokra a Baradla-barlangból.

A csepegő vizek 3H , δD és $\delta^{18}O$ vizsgálataihoz tiszta vízmintákat gyűjtöttünk be - közvetlenül az alácseppenő vízből - 50 ml-es műanyag küvetkába, olyanokba melyek a mintavételt követően kupakkal jól lezárhatóak voltak és anyaguknál fogva nem zavarták a mérést. A szénizotóp vizsgálatokhoz egyedi mintavételt fejlesztettünk ki, mivel a csepegő víz oldott karbonát-tartalma a mintavétel várhatóan hosszú ideje (~napok) alatt megváltozhat, vagy légköri eredetű szénnel keveredhet, szennyeződhet. E nemkívánatos folyamatok elkerülése érdekében zárt, vagy legalábbis igen rosszul szellőző mintavételi elrendezést alkalmaztunk

(1.a. ábra). Ehhez olcsó, könnyen beszerezhető, de kupakkal jól zárható műanyag edényt (PET) használtunk. A PET palack kupakját (CP) átfúrva, szorosan beleerősítettük a cseppek felfogására használt műanyag tölcsért (FL), melynek szárára műanyag csövet húztunk (DT) a lefolyó víz palack aljára történő vezetésére.



1. ábra: Mintavételi elrendezések a cseppkövekről csepegő víz (a) és a barlangi levegő (b) szén-izotóp méréseikhez. Jelmagyarázat: DS. cseppkő, DW. csepegő víz, FL. tölcsér, CP. kupak, PET. PET palack, DT. műanyag cső, SL. lúgosított minta, BA. barlangi levegő, CT. cső, MP. membrán szivattyú, BL. 500 ml 3M NaOH-ot tartalmazó átbuborékolható csapda

Fig. 1: Sampling methods applied in carbon isotope measurements of dripping waters and cave air.

Legend: DS. dripstone, DW. dripping water, FL. funnel, CP. cap, PET. PET bottle, DT. plastic tube, SL. alkalized sample, BA. cave air, CT. tube, MP. membrane pump, BL. bubbler with 500 ml 3M NaOH solution

A palackokba közvetlenül a mintavétel megkezdése előtt ~50 ml 3M NaOH-oldatot öntöttünk, mely a cseppkövekről (DS) alácspeppenő vízben (DW) oldott karbonátok oldatban tartását biztosította. Így a tölcsér végére húzott cső már a mintavétel kezdetén is oldatba (SL) merült, tehát ebből az

irányból a palack szellőzése gátolva volt, de a lecsepegő víz le tudott folyni a palackba. A palack kupakjába, a tölcsér mellé egy kb. 1 mm átmérőjű lyukat fűrtünk; ezen át a külső és belső nyomás kiegyenlítődhett, de csak minimális légcsere valósulhatott meg a környezettel. A mintavétel végén a tölcsérrel szerelt kupakot sértetlen, jól záró kupakra cseréltük és így szállítottuk a mintát a laboratóriumba. A tölcsérrel szerelt kupakok mosást követően használhatóak voltak újabb minta vételére.

A barlangi levegő széndioxidjának vizsgálatához a légköri CO₂-mintázásoknál már rutinszerűen használt átbuborékolató mintavevőt használtuk (*I.b. ábra*, SVETLÍK et al. 2006). A membrán pumpa (MP) egy csövön keresztül (CT) ~ 30 dm³/óra sebességgel nyomta át a barlangi levegőt (BA) az 500 ml 3M NaOH-oldattal feltöltött spirális kialakítású átbuborékolós csapdán (BL), amely a levegő széndioxidját elnyelte.

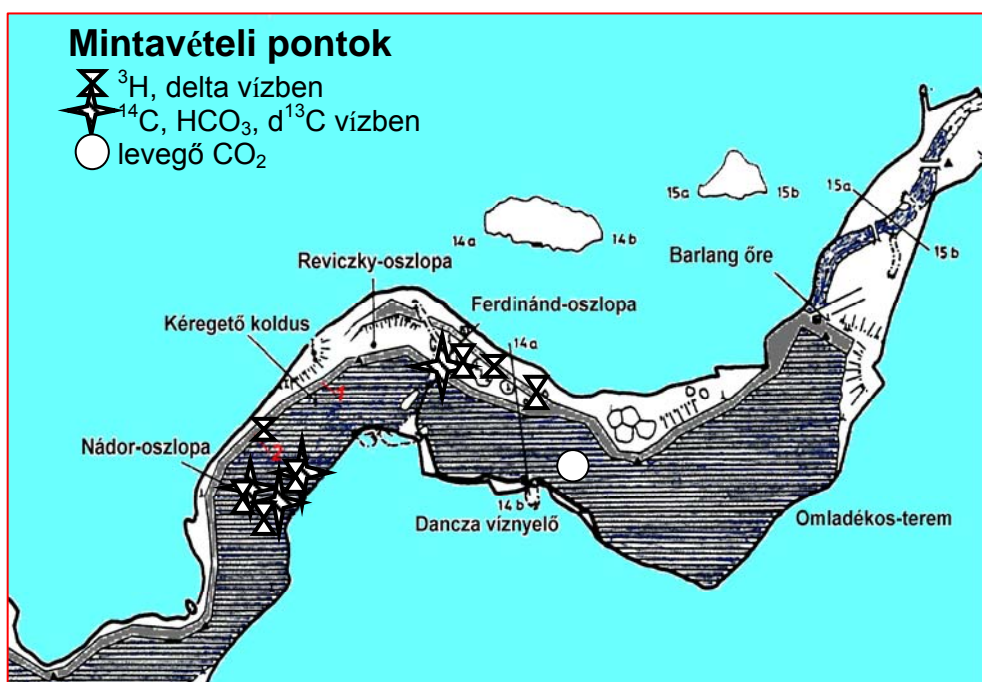
A cseppkövek *dcp*-értékeivel (*MOLNÁR et al.* 2006) való korrekt összehasonlíthatóság érdekében a csepegő vizek gyűjtésére igyekeztünk a barlang ugyanazon szakaszain, tehát egyrészt a Nádor-oszlopa környékén, másrészt a Teknősbéka-teremben alkalmas helyeket kijelölni. Az aszályos ősz miatt 2006/2007 év fordulóján a barlang aggteleki oldala igen száraz volt, a csepegés intenzitása méréseink alapján 1-100 µl/perc között alakult. Mivel a δD, δ¹⁸O és a ³H méréséhez 10-15 ml víz már elegendő, így ilyen célra - egy átfogó kép kialakításához - minél több mintavételt terveztünk. Ugyanakkor a megbízható ¹⁴C-mérés 0.5-1 liter CO₂-gázt igényel, amihez jelentős mennyiségű (több liter) vizet kell összegyűjteni. Ennek realizálása az adott körülmények mellett csak 1-2 helyről látszott megvalósíthatónak az egy-egy alkalom során rendelkezésre álló 1-2 nap alatt.

A Nádor-oszlop és Omladékos-terem közötti szakaszon a mintavételi helyek két csoportba rendezhetők. Az elsőbe soroljuk a Nádor-oszlophoz közel esőket, melyek közül négy egymástól néhány méter távolságra a Styx-patak medrében, ill. közvetlenül az oszlop mögött, a patak partján voltak. Ez utóbbi helyen radiokarbon-méréshez is vettünk vizet. Ide tartozik még a 2004. évi cseppkö-mintavétel helyétől 1-2 m-re eső, a járdán kijelölt mintavételi hely. A második csoportot a Ferdinánd-oszlop közvetlen környékén talált 3 csepegési hely alkotja. Itt, közvetlenül a képződmény DK-i oldalánál a csepegés intenzitása mindig meghaladta az 1 ml/perc-et, így a ¹⁴C-méréshez is elegendő volt a begyűjtött víz. További mintavételi helyeket jelentettek az oszlop mögött található elektromos elosztóhoz az Omladékos-terem felől felvezető járdára csepegő vizek.

Ez utóbbiak közelében, a Csónakázó-tó középvonala mentén telepítettük a barlangi levegő mintázására szolgáló berendezést, mellyel

január végén 46 órán keresztül gyűjtöttük a levegő CO₂-tartalmát. Az itt felsorolt mintavételi helyek barlangi elhelyezkedését a 2. ábrán mutatjuk be.

A Teknősbéka-teremben az elektromos elosztótól kb. 10 m-re vettük annak idején a 3. cseppkőmintát. Most, közvetlenül az elosztó mellett voltak ugyan csepegő vizek gyűjtésére alkalmas helyek, azonban a hozam igen alacsony volt (15-40 µl/perc), ezért itt csak 1-1 mintát tudtunk gyűjteni. A barlangi levegőből történő közel 2 napos CO₂ mintavételre szintén ezen a helyen kerítettünk sort.



2. ábra: Csepegő víz és levegő mintavételi helyek a Baradla-barlang Omladékos-terem előtti szakaszán.
Fig. 2: Location of drip water and cave air sampling points in the Baradla cave.

Előkészítés és mérés

A barlangban vett minták izotópanalitikai vizsgálatait az MTA ATOMKI Környezetanalitikai Laboratóriumában végeztük. A δD és δ¹⁸O mérésekhez a vízmintákat minden további előkészítés nélkül használtuk fel. A Finnigan Delta XP^{plus} típusú stabilizotóp tömegspektrométer katalitikus minta-előkészítő egysége a kezeletlen mintákat használta a mérésekhez. Az eredményeket a nemzetközi VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean

Water) etalonhoz viszonyítva ezrelékben adjuk meg a szokásos delta (δ) jelöléssel:

$$\delta D \text{ vagy } \delta^{18}O = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} * 1000 [\text{‰}],$$

ahol R_{minta} és R_{standard} a minta és a standard $^{18}O/^{16}O$, ill. $^2H/^1H$ (D/H) aránya.

A minták trícium aktivitását folyadékszintillációs mérés technikával (LSC) határoztuk meg. A kioltás csökkentése érdekében az LSC mérések előtt a mintákat átdestilláltuk. A 10-10 ml vízmintát alacsony diffúziójú PE küvettában 10-10 ml Ultima Gold LLT szcintillációs koktéllal elkeverve mértük Quantulus 1220 típusú (Perkin Elmer) folyadékszintillációs spektrométerrel. Mintánként 1000 perc mérési idő mellett a kimutatási határ 7.2 TU volt (*tritium unit*, 1 TU = 0.1183 Bq/l).

A ^{14}C és ^{13}C minták szenének kémiai formája a csepegő vizek és a barlang levegőjének mintázása esetén is lúgban oldott hidrokarbonát. E minták előkészítése nagytisztaságú széndioxid gáz előállítását jelenti. Ez a folyamat kénsav 40 %-os vizes oldatával történő karbonát-feltárás az erre a célra kialakított feltárási rendszerben. A keletkezett tiszta CO_2 -gáz kis részletéből (1-2 cm^3) további előkezelés nélkül mérhető a $\delta^{13}C$ értéke a fenti stabilizotóp tömegspektrométerrel. A gáz fő mennyiségét a radiokarbon-mérésre használtuk fel, melyet gáztöltésű proporcionális béta-számlálásos technikával végeztünk (*HERTELENDI* 1990). Mivel a környezeti minták radiokarbon aktivitása nagyon kicsi, ezért nem abszolút értékben, hanem egy standardhoz viszonyítva szokás megadni azt. A nemzetközileg elfogadott referencia érték a radiokarbon koradatokhoz az NBS oxálsav standard 1950. évi ^{14}C aktivitásának 95 %-a ($\delta^{13}C = -19 \text{ ‰}$ PDB értékre normalizálva). Geológiai minták esetén a radiokarbon kor helyett a minta aktivitásának (A_S) a nemzetközi standard aktivitására vonatkozó százalékos értékét, a *percent Modern-t* (*pMC*) szokás megadni.

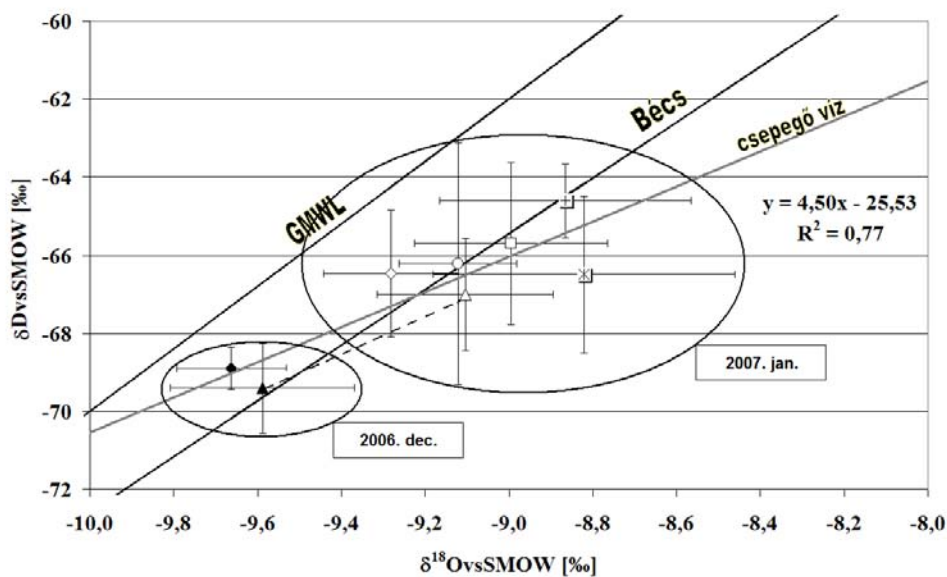
$$pMC = \frac{A_S}{A_{ABS}} * 100$$

Eredmények és értékelés

A csepegő vizek trícium tartalmának mérési eredményei azt mutatják, hogy alacsony 3H -tartalmú vizek (< 7.2 TU) szivárognak be a barlangba, csak a Nádor-oszlop közelében volt az adott módszerrel mérhető trícium tartalom a vízben (11.3 ± 3.4 TU). Fentiek alapján megállapítható, hogy a múlt

évszázad (légköri termonukleáris robbantások miatti) magas trícium tartalmú csapadécai (1963-1983) a barlangba csepegő vízben ma már csak elenyészően kis hányadban lehetnek jelen. A 7.2 TU alatti csepegővíz trícium koncentrációk az átlagos magyarországi csapadékvizekre jellemző értéknél (~10 TU) (PALCSU 2003, PALCSU et al. 2004) kissé alacsonyabbak. Vélhetően az átlagos tartózkodási idő a barlang feletti víztartóra nem egy-két év, hanem annál vagy hosszabb, vagy jóval rövidebb idő, ugyanis a trícium bomlását jellemző 12.34 éves felezési idő miatt csak a hosszabb tartózkodás okozhat ilyen mérvű koncentráció-csökkenést, vagy a szezonálisan a téli csapadékokban jelentkező alacsony trícium tartalom ilyen alacsony érték. Ez utóbbi esetben viszont a december-januárban begyűjtött vizek az elmúlt pár téli hónapból származnak, nem régebből.

A 2006. december végén és 2007. január végén gyűjtött csepegő vizek δD és $\delta^{18}O$ értékeit a 3. ábra mutatja. Szembetűnő különbség a december végi (fekete szimbólumok) és az egy hónappal későbbi (fehér szimbólumok) vizek adatai között, hogy ez utóbbiak delta értékei mind deutériumban, mind ^{18}O -ban szegényebbek, mint a korábbiak. Az összes adatra



3. ábra: A csepegő vizek δD és $\delta^{18}O$ értékei a két mintavétel idején. (GMWL. Global Meteoric Water Line, Bécs: bécsi csapadékvonal)

Fig. 3: δD and $\delta^{18}O$ values of the dripping water in the two sampling periods. (GMWL. Global Meteoric Water Line, Bécs: Wien Meteoric Water Line, csepegő víz: linear fit to measured data)

pontra illesztett egyenes meredeksége 4,5, ami kisebb, mint a globálisan a földi csapadékokra jellemző egyenesé (GMWL vonal a 3. ábrán, Global Meteoric Water Line), vagy a Magyarországra jellemzőbb bécsi helyi csapadékvonal dőlése (Bécs vonal a 3. ábrán). Egyazon mintavételi ponton (a Ferdinánd-oszlop közelében) a decemberi (\blacktriangle a 3. ábrán), majd az 1 hónap múlva ismételt mintavételre kapott adatokat (Δ a 3. ábrán) összekötő vonal (szaggatott vonal a 3. ábrán) szintén ezt a kisebb dőlésszöveget jelöli ki. A jelenség egy lehetséges magyarázata lehet, hogy a mintavételek egy több hónapos, igen száraz időszak után történtek, s ezidő alatt sem volt számottevő csapadék a körzetben, így a delta értékekben tapasztalt változás a víz bepárlódásának következménye, ugyanis párolgás során a δD és $\delta^{18}O$ értékek a párolgási vonal, egy közelítőleg 4-es meredekségű egyenes mentén mozdulnak el. A δ -értékek változása tehát arra utal, hogy friss csapadék-utánpótlás nélkül a barlang feletti víztartókban tárolt víz lassan kissé bepárlódott.

I. táblázat
Table I.

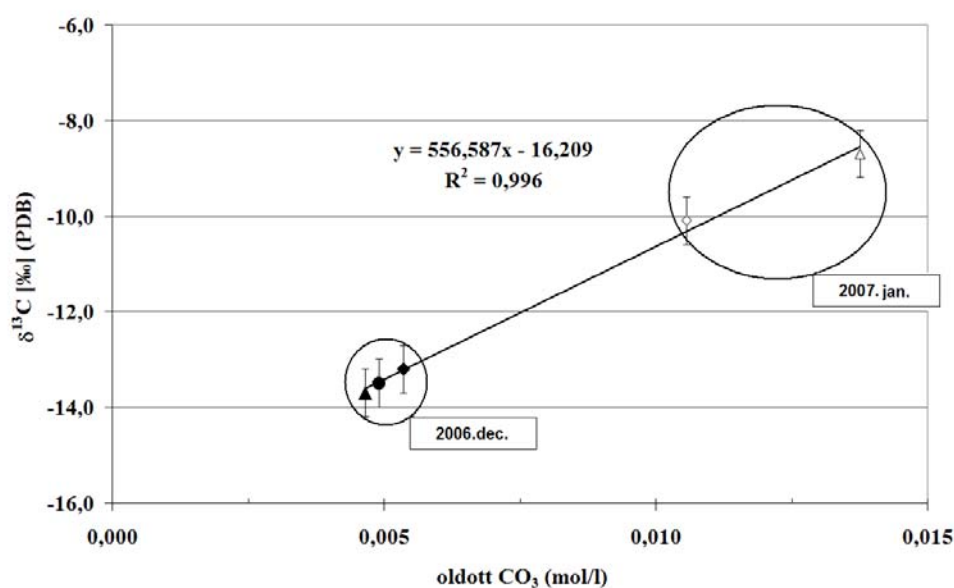
A minták szén-tartalom, ^{14}C és $\delta^{13}C$ mérésének eredményei.
 ^{14}C and $\delta^{13}C$ results and carbon content of measured samples.

Mért mennyiség	Teknősbéka-terem		Nádor-oszlop		Ferdinánd-oszlop	
	2006.12.28.	2007.01.26.	2006.12.28.	2007.01.26.	2006.12.28.	2007.01.26.
CO ₃ vízben (mmol/l)	4.9		5.4	10.6	4.7	13.8
CO ₃ $\delta^{13}C$ (‰) (PDB)	-13.5		-13.2	-10.1	-13.7	-8.7
CO ₃ ^{14}C tart. (pMC)				63.9 ± 0.2		50.2 ± 0.3
CO ₂ levegőben (ppm)		570				1980
CO ₂ $\delta^{13}C$ (‰) (PDB)		-15.1				-21.0
CO ₂ ^{14}C tart. (pMC)		98.2 ± 0.2				90.2 ± 0.3

A csepegő vizek és a barlangi levegő $\delta^{13}C$ stabilizotóp-arány és ^{14}C mérési eredményeit az I. táblázat tartalmazza. A mintákból kinyert széndioxid mennyisége alapján a vizekre az oldott karbonát koncentrációját, a levegőre pedig a CO₂ koncentrációt is kiszámítottuk.

Látható, hogy a vízben oldott karbonát mennyisége jelentősen megváltozott az egy hónapos eltéréssel vett mintákban. A 2006. decemberi három mérési ponton egymáshoz hasonló oldott karbonát-tartalmakat mértünk, majd egy hónappal később ugyan már csak két pontban tudtunk mérni, de a korábbihoz képest 2-3 szoros mennyiségben volt jelen az oldott karbonát. Ezzel párhuzamosan az oldott karbonát stabilizotóp összetétele is megváltozott. A korábbi időponthoz képest jelentősen pozitívabb (+ 3-5 ‰)

értékeket mértünk január végén. A $\delta^{13}\text{C}$ -t az oldott karbonát-koncentráció függvényében ábrázolva (4. ábra) igen erős korreláció mutatkozik a két mennyiség között ($R^2 = 0.996$). Az emelkedő karbonát-tartalommal arányosan egyre a nulla felé (pozitív irányba) változó $\delta^{13}\text{C}$ egyértelműen a mészkő eredetű karbonát növekvő arányára utal a csepegő vízben, mivel a mészkő $\delta^{13}\text{C}$ értéke ~ 0 ‰. A jelenség egyik lehetséges magyarázata az, hogy friss csapadékvíz-utánpótlás hiányában a barlang feletti víztartóban a mészkővel így hosszabban érintkező egyazon víztömegben az oldott mészkő aránya az idővel növekedett.

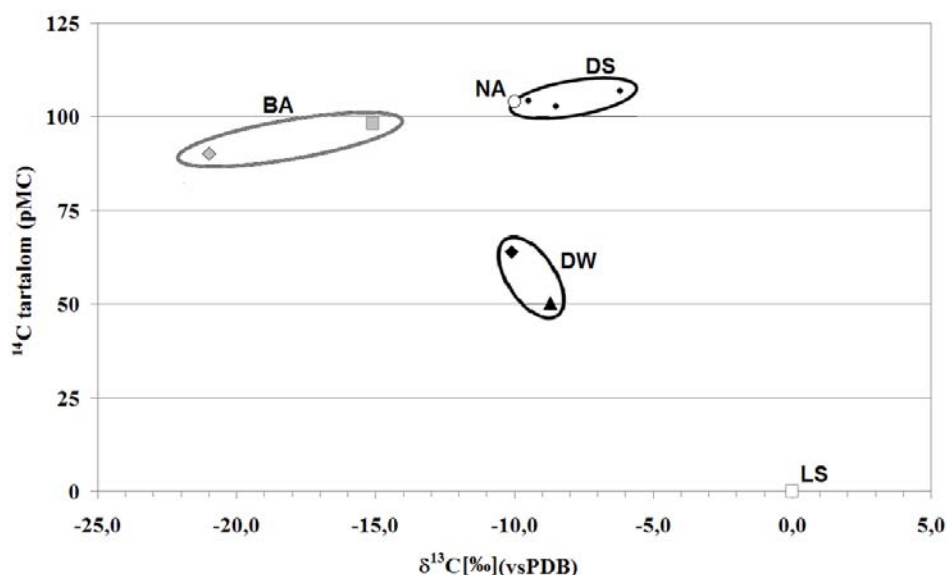


4. ábra: A csepegő vizek karbonát-tartalmának és $\delta^{13}\text{C}$ értékének összefüggése.
Fig. 4: Correlation between the carbon content and the $\delta^{13}\text{C}$ values of dripping water.

A csepegő vizek karbonátjában mért igen alacsony fajlagos ^{14}C koncentráció értékek (50-60 pMC) igen meglepőek voltak, a 2004-ben fiatal cseppkövekből mért jóval magasabb értékekhez (103-107 pMC) képest (MOLNÁR *et al.* 2006), hiszen a cseppkövek a csepegő vizek oldott karbonátjából válnak ki.

A cseppkőképződés során a csepegő víz hosszasan érintkezik a barlang levegőjével, így a levegőben található széndioxiddal való szén-izotópcseré nem kizárható. A jelenség tisztázása érdekében a barlangi levegő széndioxidjából is vettünk mintát 2007. januárjában a cseppkő és csepegővíz mintavételek eredeti helyszínei közelében. Az I. táblázatban feltüntetett mérési eredményekből jól látható, hogy a barlangban a

kijáráthoz közelebb (Teknősbéka-terem) közel kétszeres, a kijárattól jóval távolabb pedig több mint ötszörös a CO₂-koncentráció, mint a nyílt természetes területek friss levegőjében (~370 ppm). A barlangi levegőből származó széndioxid minták fajlagos ¹⁴C-tartalma viszont alig marad el a természetes légköri CO₂ aktuális értékétől (~104 pMC). Ezért a barlangi levegővel folytatott esetleges izotópcseré nem lehet a csepegő vizekben talált drasztikusan alacsony ¹⁴C-tartalom oka. A CO₂-koncentráció értékeket, ¹⁴C-tartalmakat és δ¹³C adatokat összevetve mindkét mintavételi ponton ugyanaz a széndioxid gáz okozta a többlet CO₂ megjelenését, mely a friss levegőben természetesen megtalálható széndioxidhoz adódva volt jelen, a Teknősbéka-teremben + 200 ppm, a Nádor-oszlopnál + 1610 ppm mennyiségben. Számításaink szerint ennek a gáznak a szénizotóp összetétele ¹⁴C-re: ~87 pMC; δ¹³C (PDB)-re pedig ~-24 ‰, mely értékek talajgázra, vagy más bomló szerves eredetű anyagra utalnak.



5. ábra: A csepegő vizek (DW), a barlangi levegő (BA), a természetes levegő (NA), a mészkő (LS) és a 2004-ben mért fiatal cseppkövek (DS) szénizotóp összetétele.

Fig. 5: Carbon isotope composition of dripping water (DW), cave air (BA), natural air (NA), limestone (LS), and the young stalagmites measured in 2004 (DS).

A csepegő vizekre és a barlangi levegőre mért szénizotóp összetételt a 5. ábra mutatja. Az ábrán feltüntettük a 2004. évben fiatal cseppkövekből mért szénizotóp összetételt (DS halmaz, fekete pöttyökkel) és a természetes friss levegő (NA, fehér kör), a barlangi levegő (BA halmaz, szürke jelekkel) és a mészkő (LS, fehér négyzet) szénének izotóp-összetételét is. A csepegő vizek szénizotóp összetétele (DW halmaz, fekete szimbólumokkal) a δ¹³C

értékek szempontjából közel esik a cseppkövekéhez, de ^{14}C -tartalomra már igen jelentős a különbség: az előbbi csak mintegy fele az utóbbinak.

Az ellentmondásra több lehetséges magyarázat adható (atombomba-effektus, a dcp gyors változása az elmúlt 10 évben, esetleg erős szezonális effektus a dcp-ben), de jelenleg egyik felvetést sem tudjuk teljes mértékben igazolni. A valódi összefüggések pontosabb megismerése érdekében hosszabb időszakot átfogó, ismételt méréseket tervezünk az adott területen.

Összefoglalás

Nemzetközi példákra alapozva a Baradla-barlang fiatal cseppkövei ^{14}C -tartalmának mérése révén meghatároztuk a jelenkori inaktív-szén-tartalmat. A kapott nagyon alacsony dcp értékek, illetve egy még ezekről is kisebb adat (~3% dcp!) felhívta a figyelmet az alkalmazott módszer szerinti dcp-számítás gyenge pontjára: ha a légköri ^{14}C -tartalom a vizsgált időszakban jelentősen változik és a karbonátot szállító víz beszivárgása a barlangba lassú, akkor a cseppkő kiválásakor az akkor uralkodó légköri ^{14}C -tartalomra vonatkoztatott dcp- számítás nem ad reális eredményt.

Fenti körülmények tisztázása érdekében 2006 végén a Baradla-barlangban, a cseppkőmintáknál már kiválasztott mintavételi helyeken kiterjedt, komplex izotópanalitikai vizsgálatokat kezdtünk a karsztrendszer szén-dinamikájának és hidrológiai viszonyainak feltérképezése érdekében.

A csepegő vizek ^3H -tartalmára nyert eredmények azt mutatták, hogy alacsony tríciumtartalmú vizek (<7.2 TU) szivárognak be a barlangba. E trícium tartalom alapján vélhetően az átlagos tartózkodási idő a barlang feletti víztartóra nem 1-2 év, hanem annál hosszabb vagy jóval rövidebb idő.

A δD és $\delta^{18}\text{O}$ értékek segítségével egy igen száraz őszi és téli után azt láttuk, hogy a friss csapadék-utánpótlás nélküli barlang feletti víztartókban lassan kissé bepárlódó vizek találhatóak.

A csepegő víz oldott karbonát-tartalma 100-150 %-kal változott az 1 hónapos eltéréssel vett mintákban. Az ezzel arányosan egyre pozitívabb irányba változó $\delta^{13}\text{C}$ értékek egyértelműen a mészkő eredetű karbonát növekvő arányára utaltak a csepegő vízben, ami friss víz-utánpótlás hiányában érthető. A vizek karbonátjában mért igen alacsony fajlagos ^{14}C koncentráció értékek (50-60 pMC) viszont igen meglepőek voltak, a 2004-ben fiatal cseppkövekből mért jóval magasabb értékekhez (103-107 pMC) képest. A barlang levegőjét vizsgálva jelentős CO_2 többletet mutattunk ki, mely a kijáratától távolodva a barlangba befelé nőtt, akár a normál légköri koncentráció 5-szörösét is elérve, de ennek izotóp-összetétele jelentősen különbözött a csepegő vizek szénizotóp-összetételétől, inkább talajgáz vagy

egyéb bomló szervesanyag eredetű. Az 1991-2004 között nőtt cseppkövek és a most mért csepegő vizek szénizotóp-összetételében fennálló ellentmondásra több lehetséges magyarázat adható (atombomba-effektus, a dcp gyors változása az elmúlt 10 évben vagy erős szezonális effektus a dcp-ben), de jelenleg egyik elképzelést sem tudjuk teljes mértékben igazolni. A valódi összefüggések pontosabb megismerése érdekében hosszabb időszakot átfogó, ismételt méréseket tervezünk az adott területen.

IRODALOM

HERTELENDI (1990): Izotópanalitikai célú műszer és módszerfejlesztések és azok alkalmazásainak eredményei, - Kandidátus értekezés, MTA Atommagkutató Intézete, Kézirat, Debrecen.

MOLNÁR M.-DEZSŐ Z.-PALCSU L.-SZÁNTÓ ZS.-FUTÓ I.-SVINGOR É.-RINYU L. (2004): ^{14}C mérés alkalmazása a karszt kutatásban. - Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 9-20.

MOLNÁR M.-DEZSŐ Z.-FUTÓ I.-RINYU L.-SVINGOR É. (2006): Fialtal karsztos kőzetek ^{14}C tartalmának mérése és értelmezése. - Karsztfejlődés XI., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 37- 46.

PALCSU L. (2003): A nemesgáz-tömegspektrometria hidrológiai és atomerőművi alkalmazásai. - Doktori (PhD) Értekezés, Kézirat, Debrecen, Debreceni Egyetem

PALCSU L.-SVINGOR É.-SZÁNTÓ ZS.-MOLNÁR M.-FUTÓ I.-MAJOR Z.-RINYU L. (2004): Isotopic composition of precipitation in Hungary in 2001 and 2002. International Symposium on Isotope Hydrology and Integrated Water Resources Management. Vienna, Austria, 19-23 May, 2004. Proceedings. Vienna, IAEA 360 p.

SVĚTLÍK I.-TOMÁŠKOVÁ L.-MOLNÁR M.-SVINGOR É.-FUTÓ I.-PINTÉR T.-RULÍK P.-MICHÁLEK V. (2006): Monitoring of atmospheric $^{14}\text{CO}_2$ in Central European countries - Czechoslovak Journal of Physics 56 (1) p. 291-299

A FERENC-HEGYI-BARLANG FELTÁRÁSÁNAK ÁSVÁNYTANI EREDMÉNYEI

NAGY SÁNDOR¹ - NAGY SÁNDORNÉ TÓTH SZILVIA¹

¹2081, Piliscsaba Radnóti utca 4, szisa@t-online.hu

Abstract: The Ferenc-hegy Cave is located in the city Budapest, in the Buda Mts. After many years of exploration and detailed mapping, hydrothermal minerals were found at some localities in the cave. The first step of the work was an accurate fieldwork, when the founded formations were documented and sampled. After classifying the samples, microscopic observations, X-ray Powder Diffraction and Electron Probe Microanalysis examinations were made. The results of the examinations proved the presence of the hematite, barite, quartz and clay minerals. The EPMA examinations displayed cinnabar and metacinnabar adjacent to the barite. The metacinnabar was Zn and Ag bearing. The mineral filled dykes/veins of the cave were divided into 4 groups. The first group contains the dykes in which calcite, and/or barite can be found, but quartz and sulphide minerals did not present. In the second group hematite-bearing dykes can be found. In the third group silica-bearing dykes can be found, and the fourth group contains cinnabar/metacinnabar bearing dykes. The forming of these dykes can be connected to Oligocene and early Miocene structural movements.

Bevezetés

A Ferenc-hegyi-barlangban 2000 óta folyik kutatás Nagy Sándor vezetésével. Az elmúlt 6 év alatt a barlang 4 km-es hosszát 6 km-re növeltük, és a 41 méteres mélységét sikerült 87 méterre módosítani. A barlang bejárása és a feltárások során elkezdtük a barlang részletes geológiai, ezen belül szerkezetföldtani és ásványtani vizsgálatát.

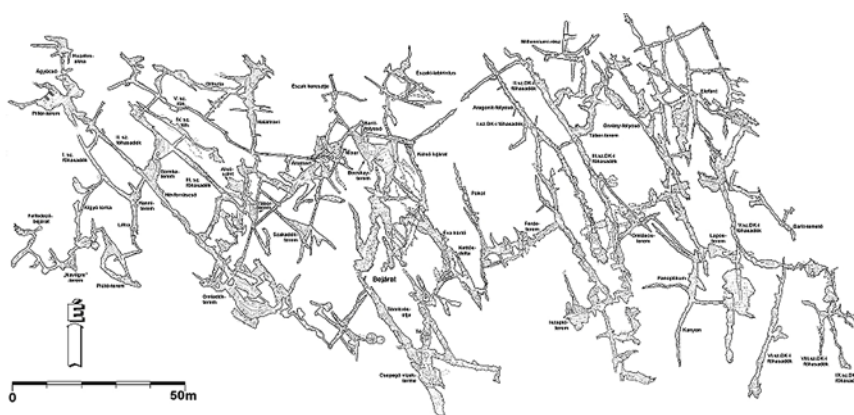
A vizsgálatokat megelőzte a barlang pontos átvizsgálása, terepi bejárás. A vizsgálatokat a részletes mintavételezés előzte meg mely során több, mint 90 db mintát gyűjtöttünk, a barlang egészét lefedve. A munkánk célja a barlangban több helyen is megtalálható hidrotermás ásványparagenezisek részletes vizsgálata volt. A részletes vizsgálatokkal több – eddig nem kimutatott – ásványt sikerült elkülöníteni, melyeknek a részletes elemzését is elvégeztük.

Földtani környezet

A barlang a Dunántúli középhegységi egység keleti részén található a Budai-hegységben. Budapest belterületén a II kerületben nyílik. A barlang befoglaló kőzete felső-eocén Szépvölgyi Mészke Formáció (CSÁSZÁR 2005), de a barlang felső részei eléri a Budai Márga Formációt is. A Ferenc-hegy

fő tömegét a triász korú Földolomit Formáció alkotja, melyet a barlang eddig ismert járatai nem tárnak fel.

A barlangban a részletes vizsgálatok rámutattak arra, hogy a Szépvölgyi Mészke sem homogén. A barlang több helyen márgaréteget harántol a mészkőben, melyek maximális vastagsága 20 cm. Emellett egy homokkőréteget is feltár a barlang több pontja, mely vastagsága –tektonikai okokból– helyenként eléri az 1 métert is. Ezen megfigyelések mellett a barlang Mélyszintje feltárja a Szépvölgyi Mészke Formáció alapkonglomerátumát közel 15 méter vastagságban a Csontváz-teremben.



1. ábra Ferenc-hegyi barlang alaprajzi térképe
Fig. 1: Map of the Ferenc-hegy cave

A barlang tektonikailag erősen igénybevett területen keletkezett (FODOR et al. 1994), a tektonikai performáció jól látható a barlang alaprajzi térképén is (1. ábra). Ezen tektonikai síkok mentén váltak ki a hidrotermás ásványok, majd a barlangot kialakító fluidumok is ugyanezeket a repedéseket használták.

Vizsgálati módszerek

A mintákat makroszkóposan részletesen leírtuk, majd mikroszkópos megfigyeléseket is végeztünk a mintákon. A kérdéses ásványfázisok esetén röntgen pordiffrakciós vizsgálatokat készítettünk. Ahol nem ez volt a megfelelő vizsgálat, ott mikroszondás vizsgálatokat végeztünk.

A röntgenpordiffrakciós mérések Siemens D5000-es berendezésen CuK-alfa sugárzás, grafit monokromátor theta-theta üzemmód, Bragg-Bentano geometria alkalmazásával készültek az ELTE TTK Ásványtani Tanszékén.

Az energiadisziperzív feltétellel kiegészített pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokat polírozott és szénrel felgőzölt felületű metszeteken AMRAY 1850I berendezésen, 15-20 kV gyorsító feszültség, 20 mA mintáram és 30-50 másodperces detektálási idő mellett készültek az ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszékén.

Ásványos telérek vizsgálatai

A kutatás 2003-ban kezdődött, amikor a terepbejárások és a mintavételezések lehetőséget biztosítottak arra, hogy átfogó képet alakíthassunk ki a barlangban megtalálható ásványokról. A tapasztalatok alapján a barlangban megtalálható teléreket négy főcsoportra osztottuk a paragenézis szerint.

1-es főcsoport

Ebbe a főcsoportba azokat a teléreket soroljuk, ahol kalcit illetve barit található meg. Ezek a telérek jellemzően K-Ny-i irányúak de jól látható egy ÉNy-DK-i irány is (BENKOVICS et al., 1999). Ezek a telérek sokszor nem vezettek fluidumot a barlang kialakulása során, így ezek csak a barlang falában tanulmányozhatóak. Ezekre a telérekre a szkaloenoédes kalcit jellemző, mely lehet fehér opálos, vagy sárga víztiszta megjelenésű is. A kalcitra több helyen barit települ, mely zömök prizmás morfológiájú (MAKLÁRI, 1940). Erre ritkán újabb kalcit kiválás települ, és ezen pedig táblás barit található meg, azonban legtöbbször a zömök barit és az azt követő kalcit kiválása elmarad, és a szkaloenoédes kalcitra közvetlenül a táblás barit települ. A teléreknél több helyen meg lehet figyelni (DK.-i I-es-, DK.-i III-as főhasadék), hogy a barit alól a kalcit kioldódott a későbbi folyamatok során, de a szkaloenoéderek negatívjai a barit hátsó részén megfigyelhető.

2-es főcsoport

Ebbe a főcsoportba azokat a teléreket soroltuk, ahol megjelenik a hematit is. A telér fő ásványai itt a kalcit vagy a barit illetve a hematit. A hematit tömegesen a telérben vagy zárványként a kalcitban és a baritban található meg, de túlnyomó részben a telért övező alapkőzetben találkozunk a hematittal átítatódások formájában. Főleg a barlang keleti részében tapasztaltuk, – és ezt a röntgen pordiffrakciós vizsgálatok is alátámasztották – hogy a hematiton észrevehető az oxidáció, limonitként van jelen a vas-oxid a rendszerben. Ezeknek a teléreknél a fő irányai ÉNy-DK.-i.

3-as főcsoport

A 3-as főcsoportba azokat a teléreket soroltuk, ahol a fő ásványok mellett kovás átalakulás is látható az alapkőzetben. Ezekben a telérekben kevés kivétellel hiányzik a kalcit, és a barit is a zömök, prizmás morfológiában jelenik meg. Legtöbbször a hematit is megjelenik itt, a kovás teléreket át-

ítatva. Ezek a telérek más budai barlangokra nagyon jellemzőek. A kovás teléreknek a fő iránya K-Ny-i.

4-es főcsoport

Az utolsó főcsoportba azokat a teléreket soroltuk, ahol megjelennek szulfidok is. A barlangra főleg a cinnabarit és a metacinnabarit jellemző. Ezeket a szulfidokat mindig a tömeges barithoz kapcsolhatjuk. Ezeknek a teléreknek az iránya K-Ny-i és ÉNy-DK-i.

Ásványtani eredmények

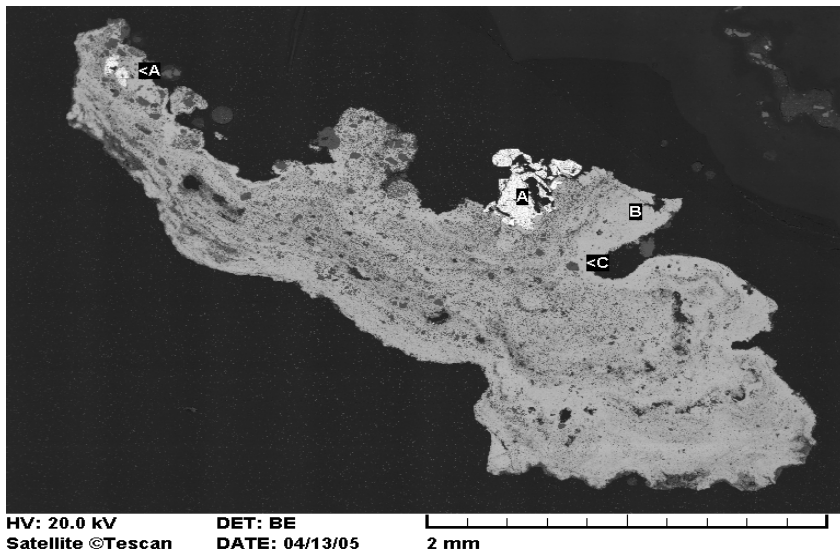
A barlangban feltárt új részeket részletesen megvizsgáltuk, ebbe beletartozott az ásványtani vizsgálat is. A vizsgálatok kiterjedtek az új részekben megtalálható kiválásokra és ismeretlen ásványfázisokra is. 2003-ban feltárt Mélyszinti szakaszon több olyan, kiválás és közet is megtalálható, aminek a részletes vizsgálatát elvégeztük. Első feladat a Fehér-teremben megtalálható fehér kenhető borsókő-szerű kiválás részletes vizsgálata volt, melyet röntgen pordiffrakciós vizsgálatok alapján hidromagnezitnek ($Mg_5[OH.(CO_3)_2]_2 \cdot 4H_2O$) azonosítottunk (*1. kép*).

A barlang Csontváz-terme –80 méteres mélységben - feltárja a Szépvölgyi Mészke Formáció báziskonglomerátumát, melyben a kavicsok anyagát vizsgáltuk. A báziskonglomerátumban dolomit -, vulkáni -, és tűzkő kavicsok találhatóak meg. Utóbbiakat vizsgáltuk meg részletesen is, melyben szórt, hintett piritet (FeS_2) azonosítottunk.

Részletesen vizsgáltuk a barlang több pontján megtalálható fekete bevonatot is, mely mindig a borsókövek alatt található meg, helyenként pár cm-es nagyságú ágas-bogas megjelenésű, de leggyakrabban földes, tömeges. Ennek a vizsgálatát mikroszondával végeztük, mivel a minta alapvonal/intenzitás aránya olyan kicsi volt, hogy a leadott anyagból meggyőzően nem lehetett röntgen diffrakcióval kimutatni egy ásványt sem.



1. kép: Hidromagnezit a barlang Fehér-terméből
Picture 1: Hydromagnesite from the White hall of the cave



2. kép: Romanechit a barlang Régi-részből a képen jelölve az elemzési pontok.
Picture 2: Black cover from the old part of the cave. The exact places of the analysis are shown on the map

A mikroszondás vizsgálat agyagásványt mutatott ki a mintában, de a fő fázis bárium tartalmú mangán-oxid, mely romanechit ($\text{BaMn}^{2+}\text{Mn}^{4+}_8\text{O}_{16}(\text{OH})_4$) vagy hollandit ($\text{Ba}_{\approx 2}\text{Mn}_8\text{O}_{16}$). Az utóbbi ásvány a világon nagyon ritka, és mivel nem standardos mérést végeztük a két ásvány közül nem tudunk meggyőzően különbséget tenni. (2. kép)

Legrészletesebben a tömeges baritban található metacinnabaritot és cinnabaritot vizsgáltuk, mikroszkópos és mikroszondás módszerrel. Mikroszkópos vizsgálatok alapján választottuk ki az elemzéseknek alávetett szemcséket. Általánosságban elmondható, hogy a cinnabarit szemcsékben ritkán megtalálható ezüst (1660 ppm), míg a metacinnabarit szemcsékben mindig sikerült cinket is, és ezüstöt is kimutatni, a cinket 20000 ppm körüli, míg az ezüstöt 1100 ppm mennyiségben. A szfalerit és a cinnabarit között elegysort alkot.

A barlangban megtalálható hidrotermás ásványokat is tanulmányoztuk. A kalcitban többször hematitos zárványsor található, mely összefüggésbe hozható a kiválási hőmérsékletek változásához. A kalcitban más szilárd zárványokat nem sikerült találni. A hematit mellett több helyen kimutatható volt limonit is, melyet a hematit további oxidációjának tekintünk.

Az utóbbi időszak eredménye, hogy sikerült opált ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) is találni a barlangban, az Iszaptó-teremnél, melynél jelentős hidrotermás telérek is találhatóak.

A barlangban megtalálható agyagásványok részletes vizsgálata még hátravan, de a telérekből sikerült kimutatni kaolinitet röntgen pordiffrakciós vizsgálatokkal. Ezt túlnyomó részben a kovás telérek alkotóelemeként azonosítottuk.

Összefoglalás

Összefoglalva az elmúlt évek eredményeit, elmondhatjuk, hogy a barlangból sikerült 12 ásványfajt azonosítani, ezek közül öt új ásvány, amit eddig a barlangból nem írtak el. A többi a barlangban megtalálható hidrotermás telérek alkotói. Az új ásványfajok is többségében ezekhez a telérekhez kapcsolható, de makroszkóposan nem vagy csak alapos vizsgálat után vehetőek észre.

A barlangból leírtunk cinnabaritot, metacinnabaritot, opált, hidromagnezitet, romanechitet, dolomitot a báziskonglomerátum kavicsaként, és kaolinitet. Azok az ásványok melyeket már említettek, a barit melyből mi három generációt különítettünk el, kalcit, mely szintén több generációs fejlődésen ment keresztül, pirit, hematit, limonit.

Ásványtani eredmény, hogy a barlangi teléreket négy főcsoportba soroltuk marker-ásványok alapján, ezek az ásványok a hematit, a kvarc és a szulfidok. Ezeknek a teléreknek a vizsgálata folyamatban van, melynek keretén belül mikrotermometriai, és stabilizotópos vizsgálatokat végzünk el, ezeket az eredményeket korábbi szerzők eredményeivel fogjuk összehasonlítani, mely munka már elkezdődött. (DUBLJANSZKIJ 1991, GATTER 1984, GÁL-POROS 2006, MOLNÁR-GATTER 1994)

IRODALOM

BENKOVICS, L.-OBERT, D.-BERGERA, T F.-MANSY, J. L.-DUBOIS, M. (1999): Brittle tectonics and major dextral strike-slip zone in the Buda karst (Budapest, Hungary), - *Geodinamica acta* p. 201-211

CSÁSZÁR, G (2005): Magyarország és környezetének regionális földtana; 1. Paleozoikum-paleogén, - ELTE Eötvös kiadó Budapest, p. 159-163

DUBLJANSZKIJ, J. V. (1991): A Budai-hegység hidrotermális paleokarsztja – A folyadékzárvány-vizsgálatok első eredményei, - *Karszt és Barlang* 1991/I-II. p. 19-25

FODOR, L.- MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. (1994): Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése - *Földtani közlöny* 1994/2 p. 130-256

GATTER, I (1984): A karbonátos kőzetek érkitöltéseinek és a barlangok hévizes kiválásainak folyadékzárvány vizsgálata, - *Karszt és Barlang* 1984/1 p. 9-18

GÁL, B.-POROS, ZS. (2006): A Hárshegyi homokkő hidrotermális ásvány-kiválásainak vizsgálata, - TDK dolgozat, Kézirat, Budapest

MAKLÁRI, L. (1940): Morfogenetikai vizsgálatok a magyarországi baritokon. - *Matematikai és Természettudományi értesítő* 59, Budapest p. 643-672

MOLNÁR, F - GATTER, I (1994): Comparative mineralogic-genetic studies of sedimentary and hydrothermal barite crystals from Hungary- *Földtani közlöny* 124/1, p. 43-57.

GÁZBUBORÉK-CSÖVEK LEÍRÁSA A RECSKI BÁNYÁBÓL ÉS AZ EGERSZALÓKI MÉSztUFADOMBRÓL

LÉNÁRT LÁSZLÓ¹ - LÉNÁRT LÁSZLÓNÉ²–
LÉNÁRT EMESE ILDIKÓ³

¹Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet, H-3515 Miskolc-
Egyetemváros; hgl@uni-miskolc.hu;

²Semmelweis Kórház, 3529 Miskolc, Csabai kapu 9/11;

³Miskolci Egyetem, Bölcsészettudományi Kar, hallgató, H-3515 Miskolc-
Egyetemváros; lenart9@hotmail.com

Abstract: The published Hungarian speleological studies do not mention any such caves where straw dripstones (very thin walled, hollow inside) or similar formations would appear as a result of water moving upwards. (We suggest to call this phenomenon "gas bubble duct".) Such formations in Hungary were found on the lowest level of the mine in Recsk. (The mine was shut down, before it was even put into production. We only have access to material collected on previous collection trips.) Currently similar formations are appearing continuously in Egerszalók's thermal water on the recent sinter cone. The carbon-dioxide necessary to keep the calcite material in a dissolved form originates from the depths in Recsk, but in Egerszalók a local biogenic formation shows up as well. In both cases the emanation is very rapid. As the gas bubble duct was discovered recently in Egerszalók we are given an opportunity to study a procedure that cannot be examined anymore in its originally discovered location.

Bevezetés

Az 1980-as évek végétől többször jártunk a tervezett, de termelés nélkül azóta bezárt Recski Ércbánya mélyszinti (a felszín alatt 700 és 900 m mélyen lévő) részeiben, ahol bámulatos cseppkőgazdagságot tapasztaltunk. (A „cseppkő” kifejezést itt morfológiai értelemben, mint formaegyüttest használjuk, de tudjuk azt is, hogy e bányabeli „cseppkő jellegű képződmények” kalcium-karbonát tartalma döntő mértékű.) Mivel ott ezek a kiválások a feltáró és állagmegóvó munkákat gátolták, eltávolításuk szükséges volt, amibe többször is sikerült „besegíteniünk” (BALLÁNÉ 1989).

Az eddigi ismereteinkhez képest több olyan „barlangi jellegű” kiválást is láttunk, ill. gyűjtöttünk, amelyekhez hasonlókat eddig máshol, barlangokban nem láttunk. (Kiemelendő, hogy barlangokból a kiválások gyűjtése általában nem engedett, a tudományos vizsgálatok számára is csak nagyon indokolt esetben végezhető. Ily módon a recski „barlangi képződmények” felszínre hozatali lehetősége kiemelt jelentőségű volt.) Ezek egyike a 2007. évi, szombathelyi „Karsztfelődés” konferencián megfogalmazott „gázbuborék-csőveknek” elnevezni javasolt képződmény. (Az eddig szá-

Omunkra ismert egyetlen irodalmi feldolgozás-csomag (*FÜGEDI-NÁDOR-SÁSDI, 1990a, 1990b, 1990c, 1991, 1993*) „csövek”-ként írja le ezeket. De mivel szerintünk a folyamatok lényegét a mi általunk is elfogadott meghatározás jobban megközelíti, így a „gázbuborék-csövek” elnevezés használatát javasoljuk. Sajnálatos, hogy a recski mélyszinti képződményekből csak elvétve lehet látni gyűjtőknél, ill. kutatóknál; valamint az is, hogy amikor a recski bánya még bejárható volt, annak barlangtani szempontú feldolgozása nem történt meg.

Az eredeti, általunk készített bányabeli fényképeink egy része sajnos ma már nem lelhető fel, ezért az egyetemi polcomon lévő darabokat fotóztuk le, s azokat közöljük. (Tudjuk, hogy másoknál azért vannak és lehetnek még nem publikált fotók – hátha éppen e cikk hatására azokból is előkerül valami a szakmai közönség számára.)

A meg sem nyitott, de már be is zárt bányában látott „gázbuborék-csövek”-et teljesen váratlanul az egerszalóki mésztufakúp folyamatos vizsgálata, ill. képi dokumentálása során fedeztük fel 2005 szeptember 21-i fotózásunk során a mésztufakúp („sódomb”) peremén, igen erősen növényesedett vízben. Ezt követően 2006 október 8-án – véletlenül – tetarátákban, a talajszint felett több dm-el is felfedeztünk néhány „gázbuborék-csövet”. (A „sódomb” meggyökeresedett helyi elnevezés, a földtani-vízföldtani szakirodalom ritkán használja, ezért azt zárójelben használjuk.)

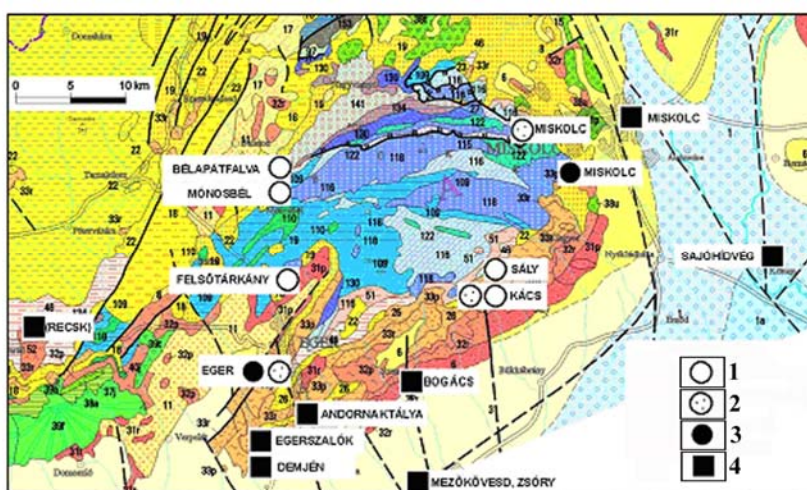
Ezen két utunk után már „célzottan” mentünk fotózni az egerszalóki mésztufadombhoz 2007. március 30-án s április 27-én. A két túra alatt készített több száz digitális fénykép alapján próbáljuk meg összefoglalni kutatásunk pillanatnyi eredményét e cikk keretében. (Megjegyzendő, hogy az 1982-től rendelkezésünkre álló, több ezerre rúgó képi anyagban sok képen egyértelműen felfedezni véljük a most leírt képződményeket, de mivel ezeket akkor nem vettük észre – nem vette észre a többi fotós sem – ezért most azokat még nem értékeljük.)

A kutatási terület vázlatos földtani-vízföldtani ismertetése

A vizsgálati területünk a Bükk DNy-i és a Mátra ÉK-i részén található (*1. ábra*).

Recskén a terület legidősebb ismert kőzetei felső-triász kvarcitok, agyagpala csíkos mészkövek, jura agyagpalák (*PELIKÁN, 2005*). Ezt dioritporfitit törte át, a mészkövek szkarosodtak s kialakultak a réz és cinktelepek, melynek kitermelésére mélyítették a bányát. Egy viszonylag jó víztározó képződmény (alaphegységi üledékes kőzet) foglal magába egy repedezett, de rossz víztározó szubvulkáni kőzettömeget. A víz egyes vélemény-

nyek szerint a Mátrából származik, de nem zárható ki a Darnó-zónán túli, bükki utánpótlódás sem. Hőmérséklete 35-45 °C (FÜGEDI-NÁDOR-SÁSDI 1990a, SOMODY-LÉNÁRT 2002). A bányában fakadó vízmennyiség kb. 70 %-a nátrium- hidrogénkarbonát típusú, míg a szulfátos vizek kb. 20 %, a kloridos vizek pedig 10 %-os arányt képviseltek az általános vízkémiai vizsgálatok alapján, igen jelentős kalcium és magnézium tartalommal. A légakna szelvényét, a földtani szelvényt és a vízfakadások mértékét a 2. ábrán adjuk meg (SOMODY-LÉNÁRT 2004, SOMODY 2005). A „gázbuborék-csövek” egyetlen előfordulási helye a legelső, a - 891 mBf-i szint.



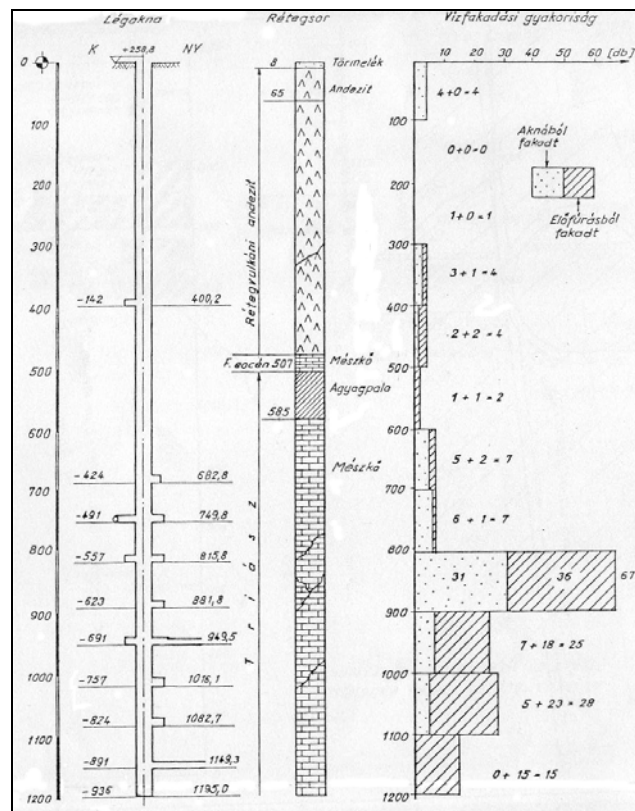
1. ábra: A vizsgált terület földtani-vízföldtani térképe [Lexa et al 2000 térképét felhasználva Lénárt 2007] Jelmagyarázat: 1. hideg-langyos karsztvíz (10-16°C), 2. meleg-langyos karsztvíz (16-25°C), 3. meleg karsztvíz (25-37°C), 4. forró karsztvíz (>37°C)

Fig. 1: Geological and hydrogeological map of the pilot area [Lénárt 2007, based on Lexa et al 2000 map]

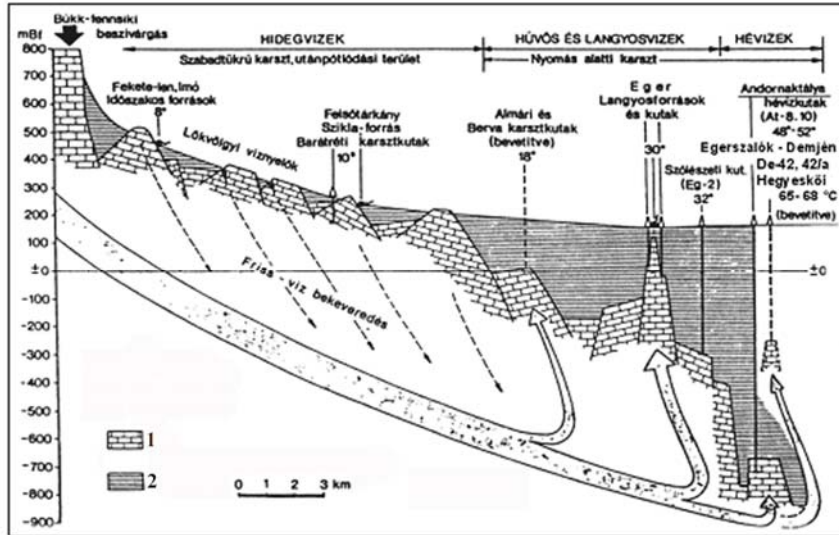
Legend: 1. cold-lukewarm karst water (10-16°C), 2. warm-lukewarm karst water (16-25°C), 3. warm karst water (25-37°C), 4. hot karst water (>37°C)

Egerszalók-Demjén környezetében a triász-eocén mészkő felett víz-záró összlet (oligocén agyagmárga, ezen pedig miocén riolituffa) található, amit a 3. ábrán mutatunk be. A mészkőben létrejött tört-gyűrt zónákban, ill. a karsztosodott részekben alulról felfelé mozgó karsztvíz Egerszalókon a De-42 és De-42/a, valamint a Demjénben a Hegyeskői-kúton keresztül emelkedik a felszínre. (Ez utóbbinak még csak a próbaüzeme folyik.) A már említett mésztufadombot a De-42 kút engedély nélkül kifolyatott vize építette fel 1961 óta. 1989-ben melléfúrásos kútfelújításként lefűrték a De-42/a kutat. (Az egerszalóki területen mélyült kutaknak tévedésből adtak demjéni nevet, számot.) 2001-ben a vízügyi hatóság a De-42 kútból 200 l/p vízhozamnak a mésztufadombra való vezetését a közben kialakult természeti ér-

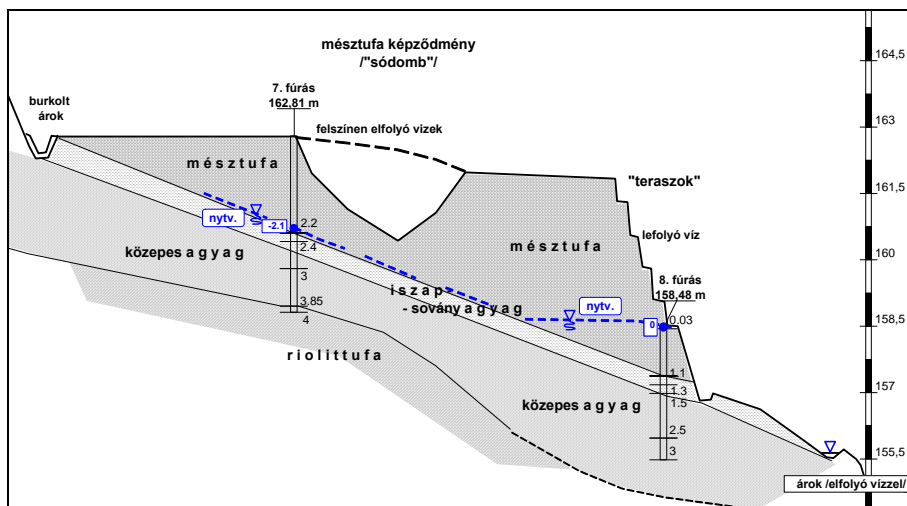
ték fenntartására, ugyanekkor a De-42/a kút fürdési, gyógyítási célú vízfelhasználását engedélyezte 2200 m³/nap vízhozammal. (A beruházás csúszása miatt a tanulmány írása idején mindkét kút vize a mésztufadombra folyt, de néhány hónap múlva vélhetően csak a De-42 fogja táplálni azt.) A kutak vize kalcium-magnézium-nátrium-hidrogén-karbonátos, kénes ásványvíz. 1961-2007 között mintegy 23 millió m³ víz emelkedett a felszínre, melyből a kb. 2100 t (kb. 2300 m³) „mésztufa” vált ki. Ennek felülete mintegy 2500 m². Vastagsága erősen változó, helyenként több m, maximálisan mintegy 8 m. (A lerakódásból sokat elhordtak fürdősónak, valamint az egykori mésztufadombok egy részét ma már benőtte a növényzet s emiatt nem látشانak.) A kivált anyag (Ca 39.37, Mg 8.90, CO₃ 49.84 %) sósavban jól oldódik, száraz sűrűsége 0.94 t/m³, s ez a közettömeg hozta létre a csodálatos szépségű „Kis Pamukkale”-t (LÉNÁRT 2002, 2004, 2005).



2. ábra: A Recski Mélységi Bányászati légnakája, földtani szelvénye, vízfakadásai (SOMODY 2005)
 Fig. 2: The air shaft of the Recsk Deep level Mine. Geological section, water sources (SOMODY 2005)



3. ábra: Az Egerszalók-Demjén környéki termálkarstrendszer vázlatja (SCHEUER, 1974, IZÁPY-SÁRVÁRY, 1992 UTÁN LÉNÁRT, 2007)
 Jelmagyarázat: 1. vízvezető és víztároló kőzetek, 2. vízzáró kőzetek
 Fig. 3: Draft of Egerszalók-Demjén and area thermal karst water system (LÉNÁRT 2007 FOLLOWING SCHEUER 1974, IZÁPY-SÁRVÁRY, 1992)
 Legend: 1. permeable rocks, 2. impermeable rocks



4. ábra: Az egerszalóki mésztufadomb metszete (LÉNÁRD, 2006)
 Fig. 4: Section of sinter cone of Egerszalók (LÉNÁRD 2006)

A mésztufadombot felépítő termálkarstvíz a riolittufán lévő agyagra, ill. az annak a tetején lévő talajosodott agyagra folyt ki, s azon építette fel a már többször említett mésztufadombot („sódomb”-ot). A földtani fel-

építését a *LÉNÁRD-GEOTECHNIKA Kft. (2006)* munkája alapján mutatjuk be a *4. ábrán*. A mésztufadomb egy részlete az *1. képen* látható.



1. kép: Az egerszalóki mésztufadomb a védő kerítéssel, háttérben az épülő gyógyfürdővel (LÉNÁRT)
Picture 1: Sinter cone of Egerszalók with the protection rails. In the background the construction of the medicine bath (LÉNÁRT)

A recski képződmények vázlatos ismertetése



2. kép: Összenőtt gázbuborék csövek a cseppkőkéreg peremén (LÉNÁRT)
Picture 2: Gas bubble ducts merged together in the brim of a dripstone crust (LÉNÁRT)



3. kép: Cseppkő kéreggel cementált gázbuborék csövek a Recski Ércbányából (LÉNÁRT)
Picture 3: Gas bubble ducts cemented in the dripstone crust Recsk Ore Mine (LÉNÁRT)

A recski „gázbuborék-csövek” hossza 1-8 cm. Egy részük lazán helyezkedik el egymás mellett (*címlapfotó*), más részük szorosan összenőtt (2. kép). Sok esetben a csövek kristályosodási középpontként működnek, így módon azok vastagabb falúakká is válnak, ill. „kristálygallért” kapnak (3. kép). Átmérőjük 2-4 mm, a csőfalak vastagság 0,5-2 mm. A zömük egy, a csorga alján kialakult vízszintes kéregből indul, arra nőtt fel, de van olyan is, amely mintha egy lyukas oszlopból kilépő csövekből állna. (Ez vélhetőleg a csorga oldalán képződhetett. A csorga bányajárat talpán lévő vízösszegyűjtő, vízvezető árok, melyben a víz a gyűjtőpont felé áramlik. Amikor a vízkiválásokkal eltömődik és a funkcióját nem tudja teljesíteni, akkor onnan a kiválásokat fizikai munkával eltávolítják.)

Színük általában fehér, de halványkék árnyalatút is láttunk. Ez utóbbinak a falvastagsága az 1 mm-t nem éri el, emiatt rendkívül törékeny. Akad „emeletes” is, azaz a „gázbuborék-csövek” tetejére kisebb-nagyobb kalcitlemez került (süllyedt), ez hozzacementálódott az alatt lévő csövek tetejéhez. Az oldott anyagban gazdag víz folyamatos feláramlásának, ill. a bányatérnek a víznél alacsonyabb széndioxid tartalma hatására a túltelített oldatból újabb csöves kiválások indultak meg. A csöveket felépítő gyűrűk hossza változatos, az 1-2 mm-től a cm-t elérőig minden méret előfordul. Formájuk

sok esetben szabályos, máskor valamelyik irányba torzult, esetenként oldási csatornák, sokszor megvastagodások láthatók rajtuk.

A helyi dolgozók elmondása szerint a csorgában található összes képződmény növekedési sebessége igen gyors volt, a csorgát folyamatosan tisztítani kellett, hogy a bányatáró alján mozgó vizet a zsompba tudják vezetni. A bányavíz kiemelése a zsompból (az akna legalján lévő átmeneti víztárolóból) történt, melynek talpát és falait vastag cseppkőkéreg vonta be.

Az egerszalóki képződmények vázlatos ismertetése

Az egerszalóki képződmények kialakulásához az oldott anyagban gazdag víz széndioxid tartalma vélhetően két helyről származik.

A több mint 400 m-ről a felszínre emelkedő vízben jelentős a szabad szénsav tartalom. (Megemlítendő még a metántartalom is, de az csak a buborékok képződésénél veendő számításba, a kiválásoknál nem.) A kutakból kilépő víz a mésztufadomb felületére érkezve, azon, ill. abban halad a „sódomb” lábánál lévő patak felé. A vízből a gáz eltávozása a légköri viszonyoknak megfelelően gyors és gyakorlatilag csaknem folyamatos, így a „gázbuborék-csővek” képződése is gyors, valamint folyamatos akkor, ha vízutánpótlást kap (4. kép). De mivel a kiválás nagyon intenzív (néhány nap alatt 1 mm), az egyéb kiválások (elsősorban a tetarátákban a kristályok) a gázcsövek képződését „felülírhatják”.

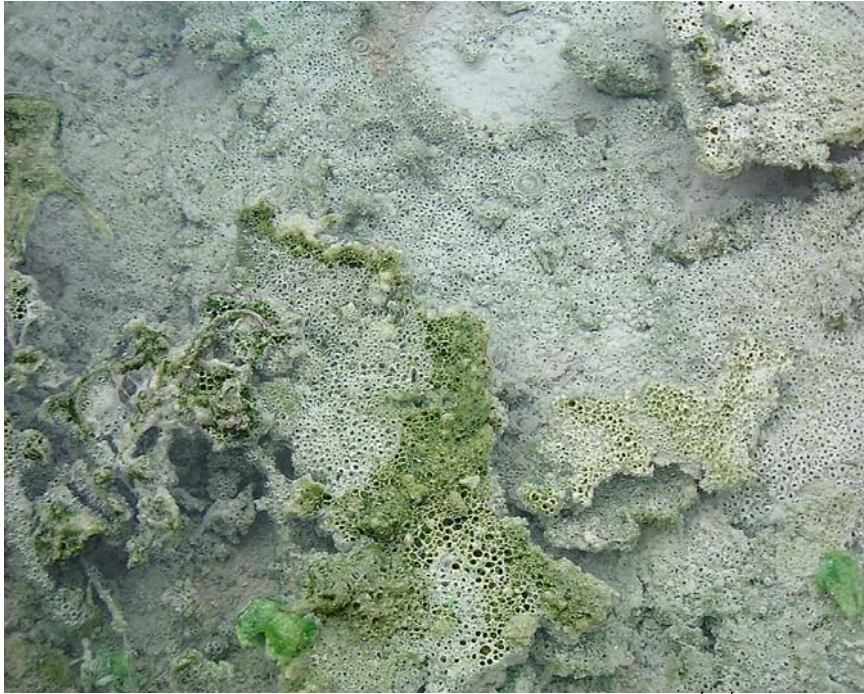
Az oldott anyag oldatban tartásához szükséges széndioxid másik forrása a mésztufadomb peremén és a legalján lévő növényzet. Ez egyrészt belepül a mésztufába (pontosabban a mészanyag bekérgezi a víz útjába kerülő növény- és állat maradványokat) (5. kép), s ott a bomlása során széndioxidot termel. Ez képes lesz újabb helyi oldásra képes víz létrehozására. Ez az oldóképes víz oldhatja a már kivált mésztufát (az igen kis sűrűség kialakulásának részben ez is lehet oka), majd alulról részben felfelé mozogva, széndioxid tartalmát – vagy annak egy részét – leadva körgyűrűként lerakja az oldott mészanyagát, mely csövecskékké áll össze (6. kép). Az élő növényzet széndioxid elvonásával – fotoszintézissel – is serkenti a peremi kiválásokat. A növényzet oxigén és esetleg metán termelése csak a buborékok megjelenésében fontos, a kiválásokra nem gyakorol hatást (7. kép).



4. kép: Gázbuborék csövek az egerszalóki mésztufadomb tetarátájában (LÉNÁRT)
Picture 4: Gas bubble ducts in the Egerszalók sinter cone (LÉNÁRT)



5. kép: Mésztufa bevonat fadarabokon az egerszalóki mésztufadombon (LÉNÁRT)
Picture 5: Sinter covered wood branches in the Egerszalók sinter cone (LÉNÁRT)



6. kép: Gázbuborék csövek az egerszalóki mésztufadomb peremén (LÉNÁRT)
Picture 6: Gas bubble ducts in the brim of the Egerszalók sinter cone (LÉNÁRT)



7. kép: Gáztermelő sárga és zöld moszatok az egerszalóki mésztufadombon (LÉNÁRT)
Picture 7: Gas producing green and yellow algae on the Egerszalók sinter cone (LÉNÁRT)



8. kép: Élő és becseppkövesedett növényzet, szabályos, vízáramlás torzította, valamint vastagodó falú gázbuborék csövek az egerszalóki mésztufadomb tetarátájában (LÉNÁRT)
 Picture 8: Living and dripstone covered plants; orderly gas bubble ducts, deformed by water flow, with thickening walls in the Egerszalók sinter cone tetarata (LÉNÁRT)

A csövecskék átmérője 3-5 mm, zömük kör keresztmetszetű. (A vízáramlás hatására előfordulnak egy irányban megnyúlt formák, ezek csoportosan fordulnak elő, jól kijelölve a helyi vízáramlásokat.) A falvastagságuk 0,5-2 mm, a tartósan álló, vagy nagyon kis vízmozgású részekben a falvastagság a kívül és belül kirakódó mész (valószínűleg kalcit) kristályok miatt ennél is nagyobb lehet. (Adott esetben a csövek teljesen záródhatnak is.) Hosszuk a felülről történő szemrevételezés, ill. néhány csövecske fűszálakkal történő „megszondázása” alapján néhány mm, de tényleges, pontos, részletes helyszíni meghatározására még nem került sor. A tetarátákban lévő „gázbuborék-csövek” színe fehér, vagy sárgás-barnás árnyalatú. (A képződmények színe valószínűleg a vízutánpótlódás mennyiségével lehet összefüggésben, de ez a feltételezés még pontosításra szorul.) A mésztufadomb peremén lévő képződmények színe rendkívül változatos, a világossárgától a sötétbarnán keresztül a sötétzöldig minden árnyalat előfordul, a környezetében lévő növényzettől függően.

A kiválás sebességét még eddig senki sem mérte, de a többi, helyi, igen gyors folyamathoz hasonlóan a „gázbuborék-csövek” esetében is nagy képződési sebességeket gondolunk. (A meglévő fotók alapján megpróbálkoztunk a növekedési sebesség meghatározásával a következőkben. Segíthet a

vizsgálatban az, hogy jelenleg betonteknő készül új sódombok kialakítására. Mivel itt más környezeti feltételek lesznek – a víz nem talajra érkezik, ill. a peremen a növényzet jelenléte vélhetően alárendeltebb lesz, valamint a víz betonon mozog – így újabb, más peremfeltételekkel bíró összehasonlító vizsgálatokra lesz lehetőség.)



9. kép: Bekristályosodott gázbuborék csövek az egerszalóki mésztufadomb tetarátájában (LÉNÁRT)

Picture 9: Gas bubble ducts crystallized over in the Egerszalók sinter cone tetarata (LÉNÁRT)

A biogén folyamatokat esetenként a mésztufakúp egyes részeiből apró forrásokként kilépő vízfolyások is jelentősen befolyásolhatják. Ha ennek erőssége nem olyan nagy, hogy a gáztartalmú víz felszivárgását, ill. kiválást megakadályozza, de elég erős ahhoz, hogy az alakját deformálja, akkor a 8. ábrán bemutatott formák jönnek létre. (Ugyanitt megemlítenéd, hogy ha az oldott anyagban gazdag víz utánpótlása jelentős, akkor a csövecskék – elsősorban kívülről – növekedni kezdenek vízszintesen is, mivel kristályok kapcsolódnak a meglévő „gázbuborék-csövek”-hez, mint kristályosodási középpontokhoz. Ennek a végső szakasza a (9. képen) jól látható: a tetaráták belsejében csaknem teljesen bekristályosodott, ill. ténylegesen bekristályosodott csövecskék láthatók.

A biogén folyamatokat – jelen esetben – az ember erősen befolyásolja. A fürdési minőségű víz biztosítása érdekében végzett vízkormányzás esetenként azt jelenti, hogy a mésztufadomb, ill. a lábának (peremének) egy része vagy teljes egésze (10. kép) vízborítás nélkül marad. Ez a kiválás

megszűnését, a mésztufa fakulását, morzsalékosabbá válását okozza, ill. a víz nélkül elhalt növényzet a mederfenékre rászárad. (Számunkra érdekes bomlása akkor történik, amikor ezt majd mészanyag vonja be s megindul a széndioxid termelés, majd az oldás, végül a kiválás folyamata.)



10. kép: A víz elvezetése miatt megszűnt növekedésű gázbuborék csövek az egerszalóki mésztufadomb peremén, elhalt moszatokkal (LÉNÁRT)

Picture 10: Due to water detour the gas bubble ducts stopped growing on the brim of Egerszalók sinter cone; with dead algae (LÉNÁRT)

Következtetés

A két terület kiválásainak elemzéséből egyértelmű, hogy a recens mészkiválási folyamatok eltérő természeti feltételek mellett is hozhatnak létre igen hasonló képződményeket.

Alapvető, hogy a jelentős gáztartalmú, kis sűrűségű termális karsztvíz – ha erre fizikailag lehetősége van – elsősorban felfelé mozog mindkét helyen. Az alulról felfelé mozgó vízből történő mészkiválás oka minden esetben (a recski bányában, az egerszalóki mésztufadomb peremén és tetarátáiban) azonos – széndioxid veszteség –, de az oldatban mozgó oldott anyag oldatban tartásához szükséges széndioxid származása eltérő.

Recsk esetében a széndioxid egyértelműen és kizárólagosan mélységi eredetű. (A jelen volt metánnak a mészoldásban nincs szerepe.) Egerszalók esetében a széndioxid részben a termális karsztvízzel érkezik a mélyből, de másik része a helyszínen lévő, a mésztufába belekerült növényzet – és esetleg alacsonyabb rendű állat maradványainak – bomlásából keletkezik. (A mértékét vizsgálatok hiányában nehéz megbecsülni, de valószínű, hogy a mésztufakúp mindig éppen „aktív” peremi részein ez lehet a jelentősebb. Az ugyanitt a bomlásból keletkező metán és a növényzet által létrehozott oxigén csak a buborékok képződésében jelentős, mészoldó, mész oldatban tartó szerepük nincs.)

A vizsgálat szempontjából fontos megjegyezni, hogy a recski kiválások ma már a helyszínen nem tanulmányozhatók – több száz m vastag vízoszlop van felettük – így a termálkarsztvízből történő, recens kiválások módjára, dinamikájára, jellegére vonatkozó összehasonlítható ismereteket csak máshonnan, jelen esetben az egerszalóki mésztufadombon szerezhethetjük be.

IRODALOM

- BALLA, BNÉ (1990):* Recski tanulmányutak - A Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület Évkönyve 1989-ről. Kézirat, Miskolc, p. 62-65.
- FÜGEDI, P. – NÁDOR, A. – SÁSDI, L. (1990a):* A Recski Ércbánya mélyszintjének hidrotermális vízkőkiválásai - Karszt és Barlang, 1. p. 13-18.
- FÜGEDI, P. – NÁDOR, A. – SÁSDI, L. (1990b):* A recski rézérc kristályvibrágái. – Élet és Tudomány, 1990. 29. p. 899-901.
- FÜGEDI, P. – NÁDOR, A. – SÁSDI, L. (1990c):* A recski ércbánya másodlagos hasznosítása. – Élet és Tudomány, 1990. 30. p. 1031.
- FÜGEDI, P. – NÁDOR, A. – SÁSDI, L. (1991):* A recski bánya mélyszintjének vízkőkiválásai. – MÁFI Évi jelentés az 1990. évről. p. 305-319.
- FÜGEDI, P. – NÁDOR, A. – SÁSDI, L. (1993):* Scale precipitation at the lower level of the Recsk ore mine. – Conference on the karst and cave research activities of educational and research institutions in Hungary. p. 87-89.
- LEXA, J. – BEZÁK, V. – ELEČKO, M. – MELLO, J. – POLÁK, M. – POTFAJ, M. – VOZÁR, J. (szerk.) (2000):* Geological Map of Western Carpathians and adjacent areas. M = 1 : 500.000. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.
- LÉNÁRD, M. (2006):* Talajmechanikai szakvélemény az Egerszalók, gyógyfürdő, meglévő sódomb és tervezett új sódombok kialakításához - Kézirat, 28 p., Lénárd Geotechnika Bt., Eger.

- LÉNÁRT, L. (2003):* Adatok az egerszalóki de-42 és de-42/a hévízkutak, valamint a „kis Pamukkale” eddigi és tervezett működéséről. – Magyar Hidrológiai Társaság XXI. Orsz. Vándorgyűlés előadása, Szolnok, július 2-3.
- LÉNÁRT, L. – GAZSÓ, I. (2004):* Az egerszalóki termásvíz, a meglévő fürdő és folyamatban lévő hasznosítása. – Mineral waters in the Carpathian Basin Scientific Conference. Csíkszereda, július 29-31. p. 191-196.
- LÉNÁRT, L. (2004):* Az egerszalóki „kis Pamukkale” létrejötte, ökológiai és tájértéke, a várható kihasználása. – A táj változásai a Kárpát-medencében. Víz a tájban konferencia előadása, Szarvas, július 1-3.
- LÉNÁRT, L. (2005):* Some aspects of the „3E’s” (Economics-Environment-Ethics) model for sustainable water usage in the transboundary Slovakian and Aggtelek karst region based on some examples from the Bükk Mountains. – Ph. D. thesis, Kassa/Kosice.
- PELIKÁN, P. (2005):* A Bükk hegység földtana - MÁFI, 284 p. Budapest.
- SOMODY, A. – LÉNÁRT, L. (2002):* A Recski Ércbányában történő vízfelengedés és a bükki karsztvízszint változás együttes vizsgálata. – FAV, IX. konferencia előadása, Balatonfüred, március 19-20.
- SOMODY, A. – LÉNÁRT, L. (2004):* A recski mélyszinti bányáüzem vízföldtani viszonya és annak kapcsolata a bükki karsztrendszerrel. – Mineral waters in the Carpathian Basin Scientific Conference, július 29-31. Csíkszereda.
- SOMODY, A. (2005):* A recski Mélyszinti Bányáüzem vízelárasztással való tartós szüneteltetésének vízföldtani vizsgálata. – Ph. D. tézisek, Miskolc.
- TOMETZ, L. (2000):* Evaluation possibilities of rock hydraulic properties in conditions of the Slovak Karst south-west part. – Acta Carsologica Slovaca, vol. 38, Slovak Museum of Nature Protection and Speleology, Liptovský Mikuláš, p. 39 – 53.

A BERMUDA-SZIGETEK KORALLHOMOKKŐ-BARLANGJAI

TAKÁCSNÉ BOLNER KATALIN

KvVM Barlang- és Földtani Osztály, 1025 Budapest, Szépvölgyi út 162/b.
takacsne@mail.kvvm.hu

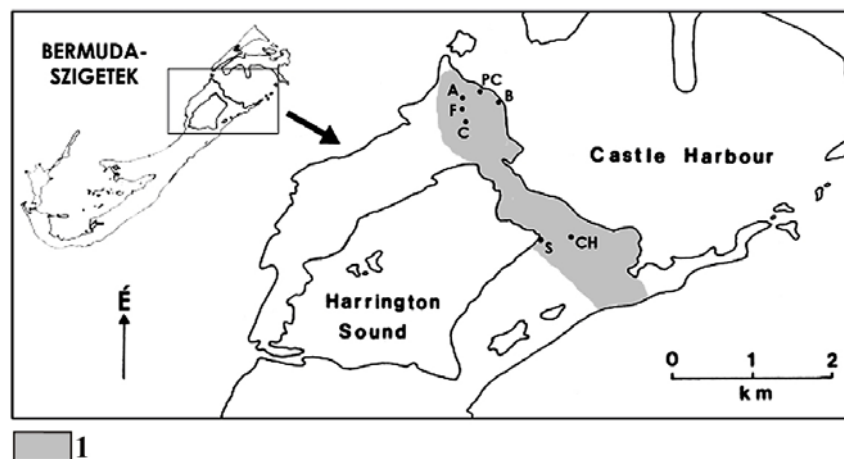
Abstract: The 5th ISCA Congress, hold in Bermuda, 2006 October, provided also an insight to the speleogenic processes of young carbonate-covered islands. Formation of the major caves here is related to glacioeustatic sea level lowstands (MYLROIE-CAREW 2000), when vadose dissolution along the contact of Pleistocene eolian calcarenites and their volcanic basement resulted in wide undercuts with subsequent collapses. Character of the visited aerated caves well correlate with the above model: they open via collapses, they consist of large rooms with breakdown morphology, and all of them extend below the present sea level, where they are filled by tidal lakes with brackish water. Their rich and spectacular dripstone formations, however, are also present in the greatest depth reached by the divers in Bermuda caves (-24 m below the sea level), which suggest that these rooms must have already existed prior the latest sea level lowstand.

Bevezetés

Az Idegenforgalmi Barlangok Nemzetközi Szövetsége (ISCA) 5. Kongresszusának megrendezésére 2006. október 21-26. között, a Bermuda-szigeteken került sor, amelynek keretében a résztvevők megismerkedhettek a szigetcsoport néhány barlangjával is. E viszonylag kis kiterjedésű, de rendkívül képződménygazdag barlangok kialakulását és fejlődését az óceáni sziget-környezet sajátosságai határozták meg, azaz olyan folyamatokba kínálnak bepillantást, amelyek a klasszikus, kontinentális karsztokon nem tanulmányozhatók. A cikk a mindezekre vonatkozó ismereteket és megfigyeléseket foglalja össze.

Földrajzi és földtani viszonyok

A Bermudák az Atlanti-óceánból kiemelkedő magányos szigetcsoport az északi szélesség kb. 32° és a nyugati hosszúság 65°-án. A legközelebbi szárazulat Észak-Amerika keleti partvidéke, ami a szigetektől mintegy 1000 km távolságra húzódik. A szigetcsoport négy nagyobb és legalább 120 apróbb szigetből áll, amelyek egy 26 km hosszúságú és 8 km szélességű karéjban helyezkednek el. Együttes kiterjedésük mindössze 53 km² (ami Budapest területének kb. egynegyede), a legmagasabb pont, a Gibbs Hill csupán 73 m-re emelkedik a tengerszint fölé (1. ábra).



1. ábra: A tárgyalt barlangok elhelyezkedése (PALMER et al., 1977 és ILIFFE, 1993 nyomán)
 Jelmagyarázat: 1. a Walsingham Formáció tengerszint feletti elterjedése, A. Admiral's barlang, B. blue üreg, C. Crystal barlang, Ch. Church barlang, F. Fantasy barlang, PC. Prospero barlang & Cathedral barlang, S. Sharks' üreg

Fig. 1: Situation plan of the referred caves (after PALMER et al., 1977 and ILIFFE, 1993)
 Legend: 1. exposure of the Walsingham Fm. above the sea level, A. Admiral's Cave, B. blue hole, C. Crystal Cave, Ch. Church Cave, F. Fantasy Cave, PC. Prospero Cave & Cathedral Cave, S. Sharks' Hole

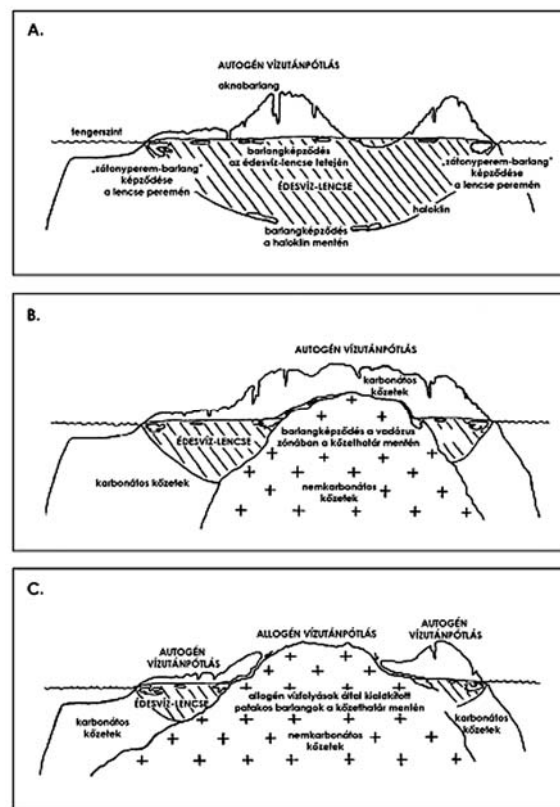
A szigetcsoport alapzatát egy kréta időszak, mintegy 100 millió éves vulkáni tömeg alkotja, ami annakidején az óceánközepi hátság részeként keletkezett, s az Atlanti-óceán tágulásával, azaz az óceánfenék szétsodródásával került fokozatosan a mai helyére (ILIFFE, 1993). E vulkáni alapzat, illetve a reá települt korallzátony kiterjedése azonban a sokszorosa a jelenlegi szárazulaténak. Ez a kiterjedt zátonytest a pleisztocén glacioeusztatikus tengerszintingadozásai során – amikor a jelenleginél 100-125 m-rel alacsonyabb vízállások is előfordultak – több alkalommal is a felszínre került. Az aprózódásából származó korallhomokot a szelek dűnékbe halmozták, amelyek mészhanyaga a beszivárgó vizek oldó illetve cementáló hatására laza kötésű mészhomokkővé, kalkarenitté alakult át. Ami a Bermuda-szigetektől ma a tenger fölé emelkedik, azt zömmel ilyen, többé-kevésbé diagenetizálódott mészhomok-dűnék építik fel, amelyeket az azokat tagoló narancsvörös, agyagos paleotalaj-rétegek alapján 5 formációba sorolnak. A legidősebb, legjobban diagenetizálódott Walsingham Formáció kora alsópleisztocén; a két további jelentős elterjedésű rétegcsoport közül a Belmont Formáció korát a gүнz/mindel interglaciálisra, a Paget Formációét a felsőpleisztocénre helyezik (PALMER et al., 1977).

Ebből a földtani felépítésből adódóan a szigeteken – a nedves szubtrópusi éghajlat bőséges, 1400 mm/év csapadékmennyisége dacára – felszíni vízfolyások nincsenek. A felszínre hulló csapadék a porózus alapkőzetben

hamar beszivárog és a tengerszinten kisebb fajsúlyánál fogva édesvíz-lencsét alkot (PALMER *et al.*, 1977), ez azonban a szigetcsoport tagoltsága miatt több elkülönülő kis víztestből áll. A fehérre meszelt háztetőkről gondosan ciszternákban gyűjtött esővíz mellett ezek a kis vízlencsék biztosítják a mintegy 65.000 fős lakosság teljes ivóvízellátását is.

Karbonátos szigetek üregképződési folyamatai

A karsztfejlődés szempontjából az óceáni környezet két speciális tulajdonsággal is rendelkezik: az egyik az édesvíz és a sósvíz keveredésének zónájában fellépő keveredési korrózió hatása, a másik az euszatikus tengerszint-ingadozások közvetlen hatása. A szigetek esetében ezekhez még egy harmadik tulajdonság is járul, nevezetesen hogy felszín alatti vizeik kizárólag a saját területükre hulló csapadékból származnak.



2. ábra: Karbonátos szigetek barlangképződési folyamatai (MYLROIE-CAREW 2000)
 Jelmagyarázat: A. egyszerű-karbonát szigetek, B. karbonáttal fedett szigetek, C. karbonátos szegélyű szigetek
 Fig. 2: Cave development of carbonate islands (MYLROIE-CAREW 2000)
 Legend: A. simple carbonate islands, B. carbonate-cover islands, C. carbonate-rimmed islands

A karbonátos kőzetekből álló óceáni szigeteket – hangsúlyozva, hogy olyan szigetekről beszélünk, amelyek sosem voltak valamely kontinens részei – MYLROIE- CAREW (2000) az üregképző hatások szempontjából három csoportba sorolja. Az elsőbe tartoznak az egyszerű karbonát-szigetek (2/a. ábra), amelyek kizárólag, de legalább a pleisztocén legalacsonyabb tengerszint-állásának mélységéig terjedően csak karbonátos kőzetekből állnak – ilyenek, pl. az Atlanti-óceánban a Bahamák vagy a Kajmán-szigetek. Ezek esetében a barlangképződésnek három fő színtere van. Az egyik az epikarszt, ahol a diffúz beszivárgás kitüntetett megcsapolási pontjain aknabarlangok keletkeznek, ezek mélysége azonban a 10 m-t csak ritkán haladja meg. A következő a szárazföld alatt kialakuló édesvíz-lencse teteje, ahol a telítetlen és a telített zóna határán fellépő keveredési korrózió hatását a felhalmozódó szervesanyag bomlása során felszabaduló CO₂ is fokozhatja. Végül hasonló keveredési korróziós hatás érvényesül a vízlencse alján, az édesvíz és a sósvíz határfelülete (az ún. haloklin) mentén is. E két utóbbi zónában kialakuló barlangok jellemzően pár tíz m-ig terjedő átmérőjű, széles de alacsony üregek, amelyek csak utólagos felszakadás esetén válnak hozzáférhetővé. A felszakadási folyamat eredményeként visszamaradó, fél- vagy akár egész körívet alkotó sziklaereszeket az angol szaknyelv „banánlyuknak” (banana hole) nevezi.

Az ilyen szigeteken jelentősebb kiterjedésű barlangok csak a lencse elvékonyodó peremén képződnek, ahol a két határfelület folyamatai összeadódnak. E típus képviselőit vékony falakkal elválasztott, nagyméretű terem-sorok jellemzik, amelyekhez csak hirtelen záruló, kis csőszerű oldalnyúlványok kapcsolódnak; megnevezésükre az angol a „flank margin cave” (magyarul kb. zátonyperem-barlang) kifejezést használja. Ha a vízlencse elegendően nagy méretű, benne kitüntetett áramlási pályák és így hosszú, freatikus vízvezető barlangok is kialakulhatnak. Ezeknek azonban minden ismert képviselője a jelenleginél alacsonyabb tengerszinthez kötődik (amikor a szigetek szárazulatainak kiterjedése a mainak a többszöröse volt), következésképpen csak bűvárok számára hozzáférhető.

A második csoportba tartoznak az ún. karbonáttal fedett szigetek (2b. ábra), ahol a felszínen ugyan csak karbonátos kőzetek vannak, de alattuk a kritikus zónában nem-karbonátos kőzetek is előfordulnak. A Bermuda-szigetek ennek a típuspéldája: a vulkáni alapzat átlag -30 m-rel van a jelenlegi tengerszint alatt, azaz az alacsony vízállású időszakokban bőven a vadózus zónában helyezkedett el. Ez a felépítés nemcsak az édesvíz-lencse méretét és alakját módosítja, de a fentiekhez képest egy további üregképző hatást is eredményez, nevezetesen a kőzethatár mentén oldalirányú szivárgásra kényszerített vizek általi oldást. Ez a folyamat viszonylag kis vízho-

zam esetén is széles sávban oldhatja alá a karbonátos tömeget, ahol a nagy fesztávolságú alátámasztatlan felületek kedveznek az omlásos felharapódzásnak. Így ezt a barlangtípust többnyire tágas, omlott felületekkel határolt terek képviselik, amelyek zömét ma víz tölti ki.

Végül a harmadik csoportot a jelentős egyéb kőzetkibúvásokkal is rendelkező ún. karbonátos szegélyű szigetek alkotják (2/c. *ábra*), ilyen, pl. Puerto Rico szigete. Ezeken a felszín alatti vizek utánpótlásában a nem karbonátos felszínekről érkező allogén vízfolyások is komoly szerepet játszanak, így barlangjaik között a jelentős hosszúságú, klasszikus víznyelő- és patakos barlangok is megtalálhatók.

A Bermuda-szigetek barlangjainak áttekintése

A XVI. század elején, egy Juan de Bermudez nevű portugál hajós által felfedezett szigetcsoport barlangjainak megismerése gyakorlatilag egyidős a szigetek 1609-ben megkezdődött betelepülésével, amikor is egy Virginiába tartó angol hajót, a viharban súlyosan megsérült Sea Venture-t a kapitánya kénytelen volt itt partra futtatni. Első – közvetett – említőjük nem kisebb személyiség, mint Shakespeare, akinek 1611 körül íródott *A vihar* c. drámáját a fentemlített hajótörés ihlette (a mű egy szigeten lévő barlangban és annak környékén játszódik). A bermudai barlangok első konkrét dokumentuma, miszerint „*egyres helyeken igen különös, sötét, ormótlan üregek*” vannak, 1623-ból származik. A barlangok látványosságát taglaló számos XIX. századi leírás, sőt költemény mellett az első tudományos értekezés 1866-ban került publikálásra, amiben D. M. Home az Admiral's Cave-ből 1819-ben az Edinburghi Egyetem számára kiemelt 3 m magas állócseppkő korát – a csonkján azóta fejlődött sztalogmit-embriók mérete alapján – 600.000 évre (!) becsülte (*ILIFFE*, 1993).

A Bermuda-szigeteken jelenleg mintegy 150 barlang ismeretes, ezek eloszlása azonban közel sem egyenletes. Több mint kétharmaduk a Castle Harbour és a Harrington Sound öblök között, azon a maximum 800 m széles földszávon található (<http://www.tamug.edu/cavebiology/index2.html>), ahol a legidősebb Walsingham Formáció kalkarenitjei a tengerszint felett helyezkednek el (*1. ábra*).

Ez a terület volt a színhelye az ISCA kongresszusának is, ahol a hivatalos program keretében bemutatott három idegenforgalmi barlang (Admiral's, Fantasy és Crystal Cave) mellett a rendezvénynek otthont adó Grotto Bay szálloda kertjében és a környező parkokban sötétlő számos további barlangszáj kiválóan érzékeltette a térség barlangokban való gazdagságát. A nevezett három barlang – legalábbis ami a légtéres részeket illeti –

egyben a szigetek legnagyobb barlangjai közé tartoznak; de az 500 méteres hosszúságot egyikük kiterjedése sem haladja meg. A kisebb barlangok egy része a kiépített ösvények tanúsága szerint egykor ugyancsak turisztikai célt szolgált, illetve szolgál ma is. A szálloda területén nyíló Cathedral Cave kristálytisza tavacskája például fedett úszómedenceként, a szomszédos, napközben kivilágított Prospero (korábbi nevén Island) Cave pedig szabadon látogatható látványosságként áll a vendégek rendelkezésére.



*1. kép: A Blue Hole Park névadó karsztjelensége (Fotó: Székely K.)
Picture 1: Blue Hole Park was named after this feature (by K. Székely)*

A látott barlangok közös tulajdonsága, hogy bejáratukat felszakadások: kisebb szakadékdolinák, a lejtőhátrálás következtében felnyílt szádák, vagy elmozdult kőzetblokkok között fennmaradt hasadékok alkotják. Egyesések abban a tekintetben is, hogy mindegyikük mélyebb a jelenlegi tengerszintnél, ami alatt brakkvízű tavak töltik ki őket; ezek szintje az árapályt követve mintegy 45 cm-es napi ingadozást mutat (PALMER *et al.*, 1977). Bár a bermudai barlangok víz alatti kutatása még kezdeti fázisban van, az ebben rejlő feltárási potenciált jól mutatja a teljes egészében a víz alatt elhelyezkedő Green Bay-rendszer, ami 2 km-es ismert hosszával jelenleg a szigetcsoport leghosszabb barlangja. A barlangokban eddig elért legnagyobb vízmélység -24 m, ez megközelíti a vulkáni alapzat átlagos tengerszint alatti mélységét (-30 m). Egyes barlangok tavai a beúszkáló halak alapján (pl. Sharks Hole) közvetlen kapcsolatban állnak a tengerrel; a legnagyobb, kb.

40x40 m vízfelületű barlangi tó pedig a Church Cave-ben található (<http://www.tamug.edu/cavebiology/index2.html>).

E tavasbarlangok sajátos képviselői azok a karsztjelenségek, melyeket az angol nyelvű szakirodalom „kék lyuk”-nak (blue hole) nevez. Ezek olyan, jellemzően alacsony tengerszint feletti magasságban nyíló barlangok, amelyeknek nincsen „járható” alzata: a víz közvetlenül egy felszínre nyíló, függőleges falakkal határolt sziklakútban jelenik meg (1. kép). Kialakulásmódjukat tekintve ezek lehetnek határzóna-üregek vagy akár nagyobb barlangok felszakadásai, avagy a tengerszint emelkedésével víz alá került vadózus aknák is (MYLROIE-CAREW, 2000). Tehát nem önálló genetikai típust képviselnek; elnevezésüket az őket kitöltő, gyakran jelentős mélységű víztömeg jellegzetes színe alapján nyerték. Átmérőjük itt Bermudán a pár métertől a pár tíz méterig terjed, ez utóbbiak minden bizonnyal felszakadásos eredetűek.

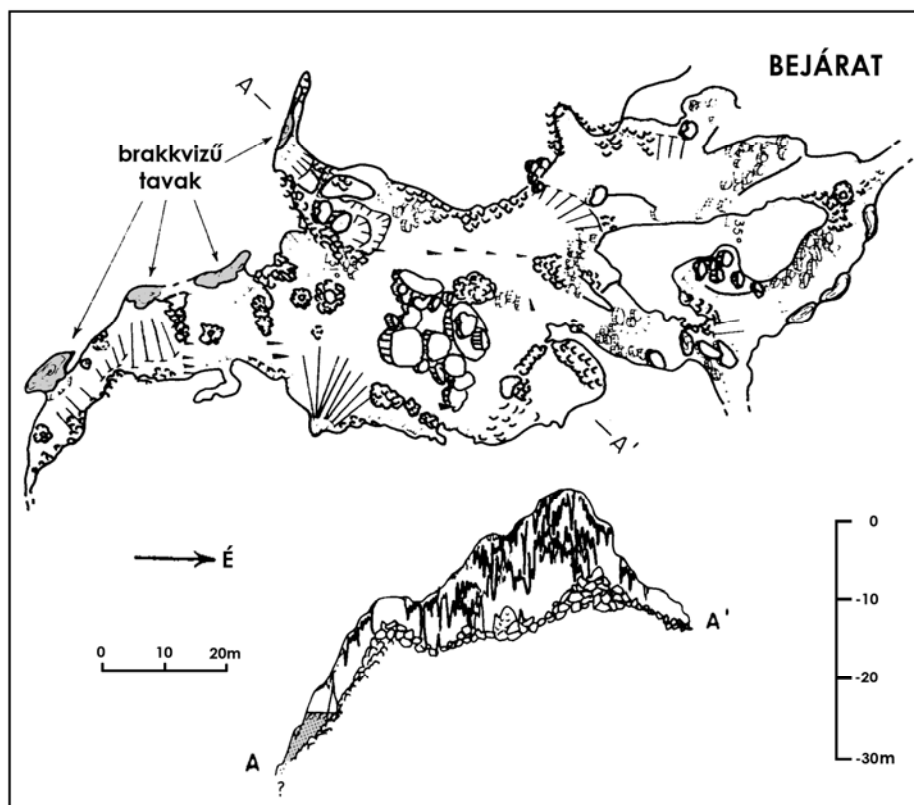
A bermudai barlangok vizei egyébként értékes troglobiont faunával rendelkeznek. Ezekből a félsós vizekből eddig 75 barlanglakó fajt – többségében alacsonyabb rendű rákokat – sikerült kimutatni, s külön érdekesség, hogy közöttük olyan fajok is találhatóak, amelyek óvilági illetve mélytengeri rokonságokat mutatnak. Jelentős részük új volt a tudomány számára is, a kutatások itt már 2 új rend, 1 új család és 15 új nemzetség leírását eredményezték (<http://www.tamug.edu/cavebiology/index2.html>).

Morfológiai viszonyok és képződmények

A felszakadásos bejáratok és a tengerszint alá nyúló jelleg mellett jól illeszkedik az általános részben vázolt genetikai modellhez a látott barlangok morfológiája is. Ahogyan azt az Admiral's Cave térképe (3. ábra) is szemlélteti, a légtér részüket jellemzően egyetlen, a szélességéhez képest kis belmagasságú, s a vízszint irányába lejtős aljzatú terem alkotja, amelyet legfeljebb omladéktömbök vagy kulissza-szerű cseppkőoszlop-sorok tagolnak. Bennük az oldásformák nem jellemzőek, a tágas, többnyire háromszög-szelvényű terek oldalfalait és mennyezetét sík, omlott felületek alkotják, hosszanti kiterjedésük pedig omladéktömbökkel zárul.

Bár ismereteseek csupán a XX. században felnyílt barlangok is, az omlási folyamatok zöme láthatóan nem a közelmúltban következett be. A csekély (a Cathedral és a Prospero Cave esetében például csak pár m-es) fedővastagság dacára ugyanis a bermudai barlangok igen gazdagok cseppkőképződményekben. A lejtős aljzatokat kiterjedt lefolyások borítják helyenként méretes sztalagmitokkal és oszlopokkal; a mennyezetet pedig aktív függőcseppkövek tömege díszíti, amelyek sűrűsége és egyenletessége való-

szerűleg a bőséges csapadéokra és a fedőközet magas porozitására vezethető vissza. A barlangszádakban gyakoriak a trópusi-szubtrópusi barlangokra jellemző, bizarr alakú, mattfehér „tufafüggönyök” is (1. kép), amelyek képződése a környező dús növényzetből alányúló gyökerekre kicsapódó mészanyag következménye.



3. ábra: Az Admiral's Cave alaprajza és jellegzetes felharapódzásos szelvénye (PALMER et al., 1977)
 Fig. 3: Plan of Admiral's Cave with a cross section typical to Bermuda caves (PALMER et al., 1977)

Ami a képződmények épségét illeti, a látott barlangok közül a legjobb állapotban a Fantasy (korábbi nevén Wonderland) Cave van, amit 1907-ben, egy szűk, huzatoló nyílás kitágításával fedeztek fel, s a közel-múltban történt kiépítéséig le volt zárva. E lényegében egyetlen, lefelé táguló ferde hasadék-üregből álló barlang képződményegyüttese összehatásában a Rákóczi-barlangéra emlékeztet (2. kép): az álló- és függőcseppköveket borsókövek borítják, melyekhez szalmacseppkövek és néhol kisebb heliktitek társulnak. A barlang legfelső, bejáratközeli részein azonban a képződmények felszíne mattfehér, földes megjelenésű, ami a környező kőzetfelületek

hullámos, helyenként kifejezetten gömbüstökre emlékeztető formáival együtt arra utal, hogy e barlang fejlődése során kondenz-korróziós folyamatok is szerepet játszhattak.



2. kép: A közelmúltban kiépített Fantasy Cave képződményei (Fotó: Székely K.)
Picture 2: Speleothems in the recently developed Fantasy Cave (by K. Székely)

Az ettől alig 150 m-re nyíló, s ugyancsak a XX. század elején felfedezett Crystal Cave térformája annyiban különbözik az előzőektől, hogy a szintén ferde hasadék-szelvényű száraz járatához a vízszint közelében egy kb. 50 x 12 m alapterületű, szintes kifejlődésű terem csatlakozik, amit teljes szélességében víz tölt ki (3. kép). A víztükör fölött átlag 2,5 m magasságban húzódó mennyezet egy foltján itt oldásnyomok is megfigyelhetők, szorosan egymáshoz kapcsolódó, pár cm átmérőjű szabálytalan üregecskék és csatornácskák rendszere formájában. Ezek valószínűleg az angolul „szivacs-szerkezet”-ként (spongework) leírt, és az intenzív keveredési korrózióra jel-

lemzőnek tartott (*PALMER, 1977*) kisforma-együttessel azonosíthatók. Ebben a barlangban borsókövek nincsenek, a mennyezetet gazdagon díszítő méretes sztalaktitok egy részét viszont agancs-szerű heliktitek tuskézlik, amik ismét az Esztramos egyes barlangjaiban előforduló alakzatokhoz hasonlíthatók. Állócseppkövek itt szinte kizárólag csak a víz alatt láthatók, ami egyben azt is mutatja, hogy ez a terem már a legutóbbi tengerszint-minimumot megelőzően is létezett.



3. kép: A Crystal Cave tágas, szintes termét a tengerszint alatt brakkvizű tó tölti ki (Fotó: Székely K.)
Picture 3: The wide, horizontal room of Crystal Cave is filled with brackish water at the sea level (by K. Székely)

Ez a jellemvonás azonban nem egyedi: amennyire a megvilágítás látni engedi, a víz alatt mindenütt vannak cseppkövek, sőt a búvárok beszámolóí szerint megtalálhatók az eddig elért legnagyobb vízmélységben is (*ILIFFE, 1993*). A víz alá került képződmények korára vonatkozóan csak annyi információ áll rendelkezésre (*PALMER et al., 1977*), hogy a -10 m-ig terjedő mélységből az 1970-es években vett minták 150-195 ezer éves kort eredményeztek, azaz az utolsó előtti glaciális (riss) során keletkeztek.

Összegzés

A rendelkezésre álló ismeretek alapján a tárgyalt bermudai barlangok közös tulajdonságai az alábbiakban összegezhetők:

- bejárataikat felszakadások alkotják,
- üregesedésük a jelenlegi tengerszint alá hatol, ahol brakkvizű tavak töltik ki őket,
- bennük az oldásformák nem jellemzők, tágas, teremszerű üregeiket többnyire omlott felületek határolják,
- a légteres és a víz alatti részeik egyaránt gazdagok cseppkövekben.

Mindezek a jellemvonások jól illeszkednek ahhoz a genetikai modellhez, ami szerint a jelenlegi, uralkodóan felharapódzásos morfológiájú barlangok kialakulását a mainál alacsonyabb tengerszint mellett a vadózus zónába került vulkáni alapzat határfelülete mentén lezajlott aláoldási folyamat indította el. Ezek, az ún. karbonáttal fedett szigetekre jellemző és a pleisztocén eusztatikus tengerszintingadozásai által vezérelt folyamatok, illetve az azok eredményeként kialakuló barlangok egy olyan tárgykörbe tartoznak, ami a hazai speleológiai irodalomban eddig még nem szerepelt.

IRODALOM

ILIFFE, T. M. (1993): Speleological History of Bermuda. – Acta Carsologica, XXII. p. 114-135.

MYLROIE, J. E. – CAREW, J. L. (2000): Speleogenesis in Coastal and Oceanic Settings. – In: KLIMCHOUK et al. (szerk.): Speleogenesis. NSS, Huntsville, p. 226-233.

PALMER, A. N. et al. (1977): Geology and origin of the caves of Bermuda. – Proc. 7th Int. Spel. Congress, Sheffield, UK., p. 336-339.

<http://www.tamug.edu/cavebiology/index2.html>

A PORCIKA-JÉGBARLANG PADOZATI JEGÉNEK KÉPZŐDÉSÉVEL KAPCSOLATOS KÖVETKEZTETÉSEK GLACIOLÓGIAI MEGFIGYELÉSEK ÉS GEOKÉMIAI JELLEMZŐK VIZSGÁLATA ALAPJÁN

KERN ZOLTÁN^{1,2}-MOLNÁR MIHÁLY³-FÓRIZS ISTVÁN⁴-
PERȘOIU AUREL⁵-NAGY BALÁZS¹

¹Vízügyi és Környezetvédelmi Központi Igazgatóság, Budapest, 1017, Márvány utca 1/c, zoltan.kern@gmail.com

²ELTE, Dendrokronológiai Laboratórium, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, 1117

³MTA ATOMKI, Debrecen, Bem tér 18/c, 4026

⁴MTA GKKI, Budapest, Budaörsi út 45, 1112

⁵“Emil Racoviță” Institute of Speleology, 5 Clinicilor Str, PO Box 58, 400006, Cluj (Kolozsvár), Románia

Abstract: Rock-hosted caves containing perennial ice and snow deposit are peculiar phenomena of mid-latitude, mid-altitude mountainous terrains. They are generally situated in regions where surface mean annual air temperature exceeds 0°C. So ice caves can be regarded as sporadic members of cryosphere in fragile mass and energetic balance with their environment which is highly sensitive to changes in the ambient climate. Borțig Ice Cave (46.56 N 22.69 E; 1236 m asl.) contains 25000 m³ stratified ice. To see evolution dynamics of the ice block, to gain information about the potential sources of ice formation and to evaluate the potential of cave ice of Borțig Ice Cave in future paleoclimate study a research project has been carried out since 2005. Two wood samples were carved from the ice deposit. One from the base part of the central ice body and the other one from a well-stratified ice mound attached to the main ice block. Radiocarbon dates from the two samples yielded 170±50 ¹⁴C BP and 1150±60 ¹⁴C BP ages (Tab. 1). The monitoring program of waters entering into the cave has been launched on 17 September, 2005. Two drill cores (BA and BB) were extracted from the floor ice on 11-12 December, 2005. BA core was divided into 10 cm long while BB into 2 cm long subsamples. On the basis of monthly observations we can conclude that dripping water does not seem to be important source for ice accumulation in the Borțig Ice Cave. Inflowing spring meltwater and the meltwater from autochthonous snowmound mixing with entering rain act as primary supply material. Results from tritium concentration measurements on BB core suggest that the complete 20th century history of atmospheric tritium is preserved in the ice cores at an exceptionally good resolution. Not only the Northern Hemispheric vertex of 1963 emissions but also minor peaks recognisable giving absolutely dated horizons into the sequence. Dated points highlight a roughly constant 5 cm/yr ice accumulation rate for the 1953-1975 period and a significantly lower rate (1.5 cm/yr) for the recent times (Fig. 8). The drastic decrease of snow-season (December-March) precipitation starting from the mid-70's at the high elevation sites could partially explain the ascertained decline in ice formation (Fig. 9).

Bevezetés

A mérsékelt éghajlati öv középhegységi térszínén található állandó jégkitöltésű barlangjai olyan területeken helyezkednek el, ahol az átlagos éves felszínközeli léghőmérséklet jóval meghaladja a 0°C-ot. Ez azt jelenti, hogy

a jég felhalmozódásának nem kedveznek a környezeti feltételek. A hó és jég állandó jelenléte csakis különleges egyedi feltételek teljesülésének köszönhető, és maguk a jégbarlangok, a felszíni jégtömegek és a fagyott talaj klímazonáitól távol eső, a krioszféra elszórt képviselőiként kezelendők (URDEA 2004). Kialakulásukban az éghajlati feltételek szerepe megkérdőjelezhetetlen, de a kedvező klimatikus tényezők csak alkalmas járatmorfológia és hidrológiai rendszer esetén képesek kialakítani az állandó jégfelhalmozódást (MAVLYUDOV 1989, SILVESTRU 1998-99, KERN 2001).

A fenti megállapításokból következik, hogy a mérséklet övi jégbarlangok, a hóhatár közeli gleccserekhez hasonlóan, érzékeny anyag- és energia-egyensúlyban vannak környezetükkel. Az anyag- és energia-egyensúlyban bekövetkező változásokra (klimatikus, antropogén stb.) a barlangi jég igen érzékenyen reagál (KERN et al. 2007a).

Azért, hogy megismerjük a Porcika-jégbarlangban fellelhető jégblokk fejlődésének törvényszerűségeit, megállapítsuk a vízutánpótlás eredetét és értékeljük a barlangi jégblokk éghajlat-rekonstrukciós vizsgálatokra való alkalmazhatóságának a lehetőségét 2005 szeptemberétől kutatási programba kezdtünk.

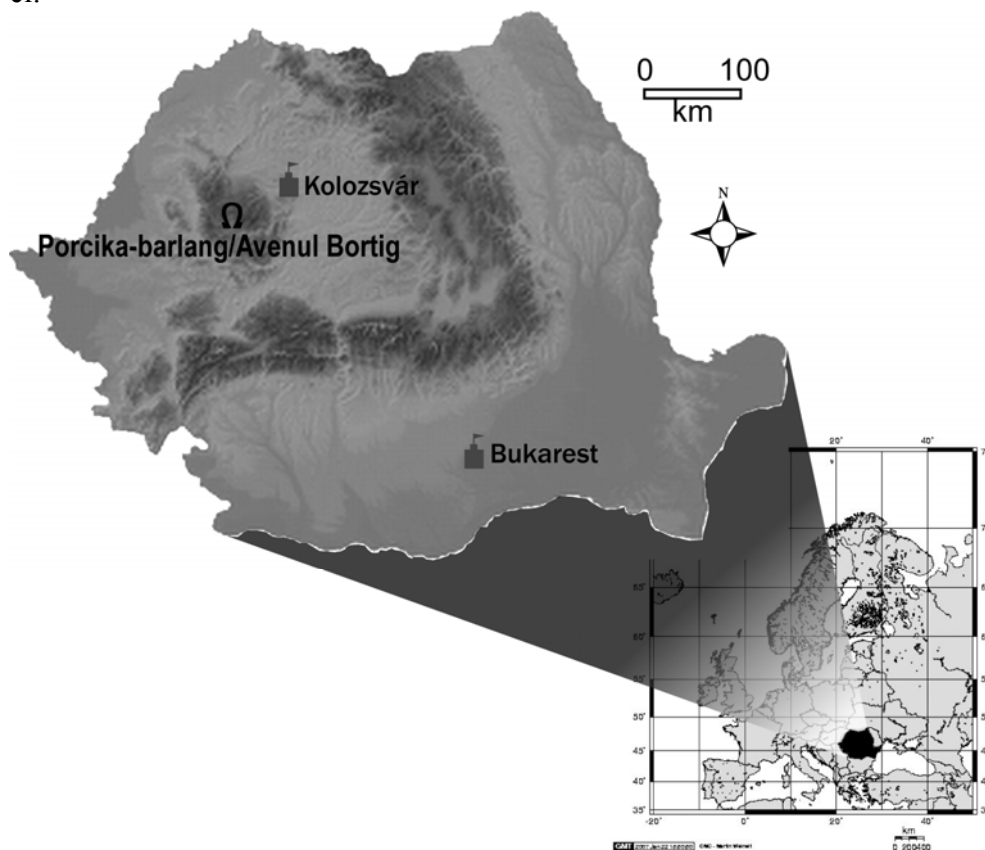
A barlang bemutatása

A Porcika-jégbarlang (Avenul Bortig; É 46,56°, K 22,69°; 1236m tszfm.) Románia Ny-i részén a Bihar-hegység területén helyezkedik el (1. ábra). A jobban ismert Csodavár közelében, az Eszkimó-jégbarlangtól (Ghețarul Focul Viu) 2 km-re DK-i irányban. A barlang környékén a becsült átlagos éves felszínközeli léghőmérséklet 4,01°C, az éves csapadékösszeg 958 mm (GÁL 2004).

A Porcika-jégbarlang a légmozgás megfigyelt alakulása alapján a statikus, jégüledék szempontjából a firnesedő havat és ráfolyásból táplálkozó jeget tartalmazó jégbarlangok osztályába sorolható (LUETSCHER, JEANNIN 2004).

A barlangban felhalmozódott jég térfogata kb. 25000 m³ (ORGHIDAN et al. 1984). A barlang térképezett részének legmélyebb pontja 68 m-rel van a bejárat szintje alatt (2. ábra). A mélység nagy része a bejárat aknára esik, ami a jégfelszínig kb. 44 m mélységet képvisel. A jégblokk vastagságát az északi terem felé 11, a déli terem felé 23 méterre becsülhetjük. A pontos érték meghatározását akadályozza, hogy a barlangi aljzat jég alatti morfológiáját nem ismerjük. A jégblokk oldalán morfológiai alapon három rész határolható le. Két függőleges jégfalakkal jellemezhető rész kö-

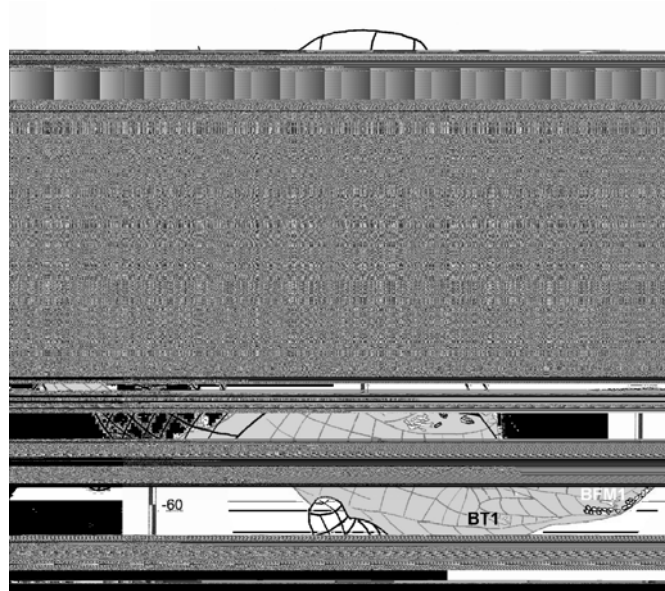
zött egy a főblokkhoz oldalról támaszkodó jégnyelvszerű forma helyezkedik el.



1. ábra: A Porcika-jégbarlang (Avenul Bortig) elhelyezkedése.
Fig. 1: Location of Bortig Ice Cave.

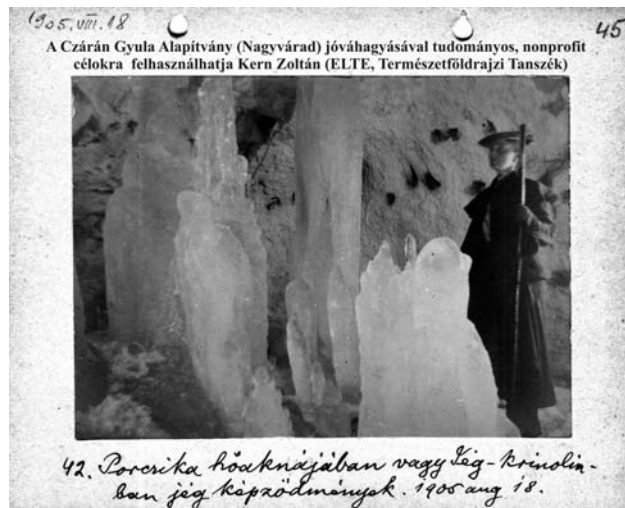
Mindegyik egység esetében rétegzett jéganyagot láthatunk, de a nyelvyszerű formát vastagabb saras rétegek tagolják, és a légmozgás eredményeként elszublimált jégből visszamaradó saras üledék kéregszerűen burkolja a jégnyelvet.

A barlangot Czárán Gyula tárta fel a XIX. sz. utolsó évtizedében, a jégalakzatok megtekintésének elősegítése érdekében a bejárati aknába falétrát ácsoltatott, a jégbe pedig lépcsőfokokat vésetett. A jéglépcsőket minden évben újravágták, és a falétrát is rendszeresen renoválták. Czárán halála után a jéglépcsőket és a létrát már nem tartották karban (EGRI 2002). Az első fényképekkel is dokumentált barlangtúra épp száz évvel kutatásaink megkezdése előtt, 1905. augusztus 18-án történt (3. ábra).



2. ábra: A Porcsika-jégbarlang térmodellje. A jégkitöltést szürke szín jelzi. A nyilak a BA és BB jégfúrások helyére mutatnak. A radiokarbon minták helyét a mintakódokkal (BT1, BFM1) jelöltük (A barlangot feltérképezte és a térmodellt készítette Szabó Lénárd).

Fig. 2: Model of Borfűg Ice Cave. Perennial ice deposit is indicated by grey colour. Tip of arrows indicate the places where BA and BB cores were extracted. We have marked the location of radiocarbon samples by their sample codes (BT1, BFM1). (The cave is mapped by Mr Lénárd Szabó)



3. ábra: A Porcsika-jégbarlangban készített első fényképek egyike. (Ruzitska 1905, augusztus 18)
Fig. 3: Centennial photo taken in the Borfűg Ice Cave (Ruzitska, August 18, 1905)

Vizsgálati anyag és módszerek

Megfigyelés, mintagyűjtés

2005. szeptember 17-én két helyen állítottunk fel vízgyűjtő eszközöket. Az esőt, és a csepegő vizet műanyagkannába illesztett és szilikonpasztával szigetelt tölcser segítségével gyűjtjük (*ANONYMUS* 2002), a hó mintázására pedig ládát helyeztünk el. Havi egy alkalommal igyekszünk begyűjteni a felfogott vízmintákat, melyeknek a stabil oxigén-, és hidrogén-izotópos összetételét meghatározzuk.

2005. december 11-12-én két fúrómagot emeltünk ki a jégblokkból. A BA furat 205 cm mélységig hatolt, anyagát 10 cm-es szakaszokra vágtuk. BB furat 195 cm mélységet ért el a jégmagot 2 cm-es szakaszokra daraboltuk. A szeletelést egy erre a célra tervezett műanyag mintatartóban végeztük. A jég jól rétegzett, bár bizonyos szakaszokon a rétegzettség nehezen látható. A részmintákra bontásnál ezért a jól rétegzett részen sem igazodtunk a réteghatárokhoz, hanem a fúrómagok teljes hosszában azonos szakaszolást alkalmaztunk.

A fúrólukakba vonalzót állítottunk, és ettől kezdve a vonalzon leolvasott jégállásokkal követjük a jégfelszín változásait.

A központi jégblokk és a hozzá oldalról támaszkodó nyelvszerű forma korának becslésére famintákat gyűjtöttünk a jégből, melyeken radiokarbon kormeghatározást végeztünk. A jégfelszín alatt 10 méterrel közel vízszintesen, a rétegzettséghez jól igazodóan helyezkedik el egy 11 cm átmérőjű bükk törzs. A jégfalból kilógó végéből vettük a BFM-1 kóddal jelölt mintát.

A nyelvszerű jégtömeg egyik vastagabb sárrétegéből sikerült kifagragni egy 4-5 évgyűrűt tartalmazó, a faanyag szerkezete alapján lucnak meghatározott mintát (BT-1). Megjegyezzük, hogy BT-1 nagyobb mélységből származik, mint BFM-1, de a felette lévő jégréteg vastagsága számottevően kisebb, kb. 2 méter.

Stabilizotópos mérések

Mintánként 1 ml vizet pipettáztunk 10 ml-es menetes nyakú, szeptummal lezárt üvegedényekbe.

Oxigén:

Az edényekben a víz fölötti térfogatot 0,3 v/v% CO₂-ot tartalmazó hélium gázzal öblítettük át 6 percen keresztül, majd állandó 32 °C-on tartva az edényeket, a víz és a széndioxid közti izotópegyensúly elérése (18 óra) után

Finnigan delta plus XP vivőgázos tömegspektrométerrel meghatároztuk a vízzel egyensúlyba került széndioxid $\delta^{18}\text{O}$ értékét. (Az eredeti elv leírása: EPSTEIN, MAYEDA, 1953).

- *Hidrogén:*

Az edényekben a víz fölötti térfogatot 2,1 v/v% H_2 -t tartalmazó hélium gázzal öblítettük át 6 percen keresztül, majd állandó 32 °C-on tartva az edényeket, a víz és a hidrogén gáz közti izotópegyensúly elérése (Pt katalizátorral 40 perc) után *Finnigan delta plus XP* vivőgázos tömegspektrométerrel meghatároztuk a vízzel egyensúlyba került hidrogén gáz δD értékét (az alkalmazott módszer részletes leírása: PROSSER, SCRIMGEOUR 1995).

A mérésekhez a BTW XIII laborszenderdet használtuk. Az eredményeket a nemzetközi VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) etalonhoz viszonyítva ezrelékben adjuk meg a szokásos delta (δ) jelöléssel:

$$\delta\text{D vagy } \delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{sztenderd}}}{R_{\text{sztenderd}}} * 1000 \text{ [‰]}$$

ahol R_{minta} és $R_{\text{sztenderd}}$ a minta és a sztenderd $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, ill. $^2\text{H}/^1\text{H}$ (D/H) aránya. A mérések bizonytalansága (mintaelőkészítés+mérés) oxigénre $\pm 0,2$ [‰]_{VSMOW}, hidrogénre $\pm 0,2$ [‰]_{VSMOW}.

- *Radiokarbon*

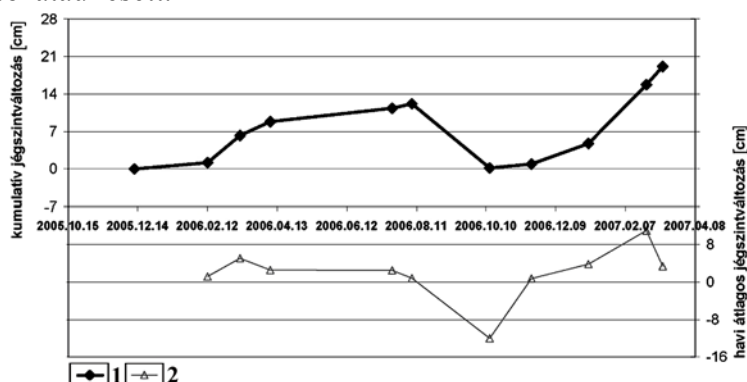
A famintákból kipreparált α -cellulóz radiokarbon kormeghatározását az MTA ATOMKI Környezetanalitikai Laboratóriumában végeztük gáztöltésű proporcionális béta-számlálásos technikával (HERTELENDI 1990). A ^{14}C korokat az OxCal v3.10 szoftver segítségével kalibráltuk (BRONK RAMSEY 2001).

- *Trícium*

A BB furatból kinyert 94 db olvadék vízminta trícium aktivitását folyadék szcintillációs mérés technikával (LSC) határoztuk meg. A quench csökkentése érdekében az LSC mérések előtt minden mintát desztilláltunk. 10-10 ml vízmintát alacsony diffúziójú PE küvettában 10-10 ml Ultima Gold LLT szcintillációs koktéllal elkeverve mértük Quantulus 1220 típusú (Perkin Elmer) folyadékszscintillációs spektrométerrel az MTA ATOMKI laboratóriumában. Mintánként 1000 perc mérési idő mellett a kimutatási határ 7,2 TE volt (*trícium egység*, 1 TE = 0.1183 Bq/L) (CURIE 1995). A trícium eredmények egységesen a mintavétel időpontjára (2005.12.11.) lettek normálva.

Eredmények, következtetések

A havonként leolvasott jégszintváltozások és az ezekből származtatott halmozottösszeg görbéről (4. ábra) leolvasható, hogy a január-áprilisi időszakban tapasztaltuk a legerősebb jégképződést. Feldolgozott adataink tanúsága szerint a nyár folyamán csekély mértékű gyarapodás történt, bár a hiányzó adatok pótlása még módosíthatja a képet. Nyár végén elindult, ősszel erőteljesebbé vált a visszaolvadás, amelynek szinte a teljes 2006-os növekmény áldozatául esett.

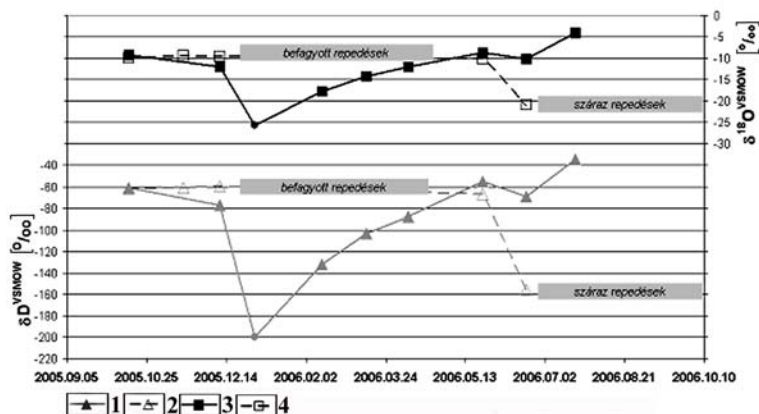


4. ábra: Jégszintváltozás a Porcika-barlangban 2005.12.11 és 2007.03.11 között
Jelmagyarázat: 1. jégszint változás, 2. havi jégfogyás/jéggyarapodás

Fig. 4: Changes in level of the ice block in the Bortig Ice Cave between December 11, 2005 and March 11, 2007.
Legend: 1. changes in level of the ice, 2. the increase of the ice

A megfigyelési időszakban a csepegés nem volt folyamatos. Decembertől áprilisig a repedésrendszer befagyása, míg július-augusztusban a feltételezhető kiszáradása miatt szünetelt a csepegés. A felfogott vizek stabilizotópos adatai (5. ábra) szépen kirajzolják a léghőmérséklet esetében jól ismert (indirekt módon ahhoz kapcsolódó) évi menetet, a téli minimumot és nyári maximumot. A csepegő víz stabilizotópos összetételével kb. fél éves lemaradással követi a csapadék stabilizotópos menetét. Ősszel a csepegő víz stabil izotópos összetétele kevésbé negatív, mint a csapadéké. Tavasszal és kora nyáron a téli beszivárgás miatt lényegesen negatívabb, mint az adott időszak csapadékának stabilizotópos összetétele. Azt is megállapíthatjuk, hogy a fő jégképződési időszakban nincs csepegés, azaz a jéggyarapodás anyagutánpótlásában a csepegő víz elhanyagolható. A kannák ürítésekor azt is megfigyeltük, hogy amikor volt csepegés, mennyisége akkor is igen szerény volt a csapadékhoz képest. A fentiekből következik, és a terepi megfigyelésekkel teljes mértékben összhangban van, hogy a jéggyarapodás fő

forrása a hóhalom olvadása, illetve a hóra hulló, azon átszivárgó és az olvadékvízzel keveredő vizek.



5. ábra: A csapadék és csepegővíz stabil hidrogén- és oxigénizotópos összetétele 2005 szeptember 17. és 2006 június 26. között. A csepegés szünetelését szürke téglalappal jelöltük. A 2006 januári csapadékatadatot teli körrel különböztettük meg, mert szervezési nehézségek miatt ebben a hónapban nem tudtunk a mintákért menni, és a kimaradó mintát az Aranyosfőn (Scărișoara) 2006. január 1-31. között gyűjtött csapadék adatával pótoltuk.

Jelmagyarázat: 1. csapadék dD, 2. csepegő dD, 3. csapadék d18O, 4. csepegő d18O

Fig. 5: Stable hydrogen and oxygen isotopic composition of precipitation (filled symbols) and dripping water (empty symbols) between September 17, 2005 and June 26, 2006. Grey rectangles mark pause in dripping. Precipitation data at January, 2006 is marked by filled circle symbols because data of these missing samples has been substituted by the isotopic ratios of precipitation at Scărișoara from January 1-31, 2006.

Legend: 1. rainfall dD, 2. dripping dD, 3. rainfall d18O, 4. dripping d18O

A radiokarbonos mérés eredményeként a famaradványokra kapott koradatok felhasználásával (1. táblázat), és a kiválasztott minták rétegtani helyzete miatt a befoglaló jég korára következtethetünk. A jégréteg idősebb nem lehet mint a famaradvány. Feltételezhetjük, hogy a famaradvány, a behordódásához szükséges idő miatt, 5-15 évvel idősebb lehet mint a befoglaló jég, viszont 30 évnél többet nem tartózkodhatott elhalt faanyagként a felszínen, mert a jellemző felszíni viszonyok között ennyi idő alatt elkorhad. Ezért azt mondhatjuk, hogy a BT1 mintát befoglaló jégréteg legfeljebb 975-1285 éves BP és legalább 955-1265 éves. Megállapíthatjuk, hogy BFM1 esetében a befoglaló jégréteg lényegesen fiatalabb, de az 1σ tartományok szóródása és a széles 2σ tartomány miatt ennél messzebbmenő következtetést nem kívánunk tenni. Ugyancsak alaposabb terepi vizsgálatok szükségesek annak eldöntésére, hogy a főblokkhoz támaszkodó, a radiokarbon adat alapján, idősebbnek tekinthető, nyelvyszerű forma a főblokk alól nyúlik-e ki, avagy mellette fejlődött. Első esetben a blokkban 10 m-es szint alatt jelentős réteghiányt kell feltételeznünk.

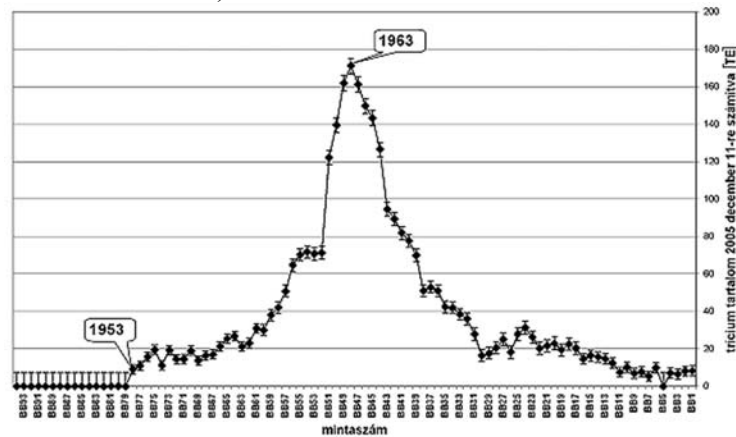
1. táblázat
Table I.

A Porcika-jégbarlangból származó famaradványok radiometrikus kormeghatározásának eredményei. A konvencionális radiokarbon korok kalibrálását az OxCal v3.10 szoftverrel (BRONK RAMSEY 2001), az IntCal04 (REIMER et al. 2004) referenciaadatok alkalmazásával végeztük.

Results of radiocarbon age determinations from the Borjig Ice Cave. Calibration of ^{14}C ages were performed using the OxCal v3.10. software (BRONK RAMSEY 2001) on IntCal04 (REIMER et al. 2004) dataset.

Labor kód	Minta kód	Konvencionális ^{14}C kor (BP) ($\pm 1\sigma$)	Kalibrált kor	
			1 σ (68,2%)	2 σ (95,4%)
Deb-13203	BT1	1150 \pm 60	780-970 AD	710-1020 AD
Deb-13204	BFM1	170 \pm 50	1660-1820 AD 1910-1960 AD	1650-1960 AD

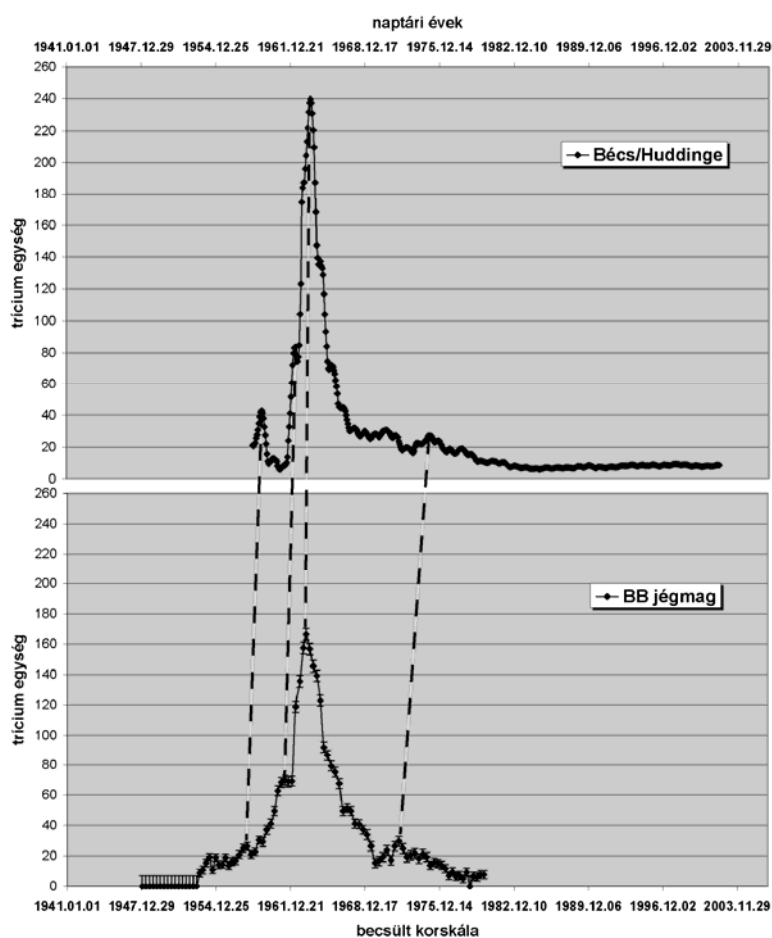
A BB jégmag 94 mintájának trícium tartalma alapján már első pillantásra is azonosítani lehet a 20. századi légkör trícium történetének két markáns, jellegzetes eseményét (6. ábra). A szabadlégköri termonukleáris robbantásokból származó antropogén trícium-többlet megjelenését 1953, és a szabadlégköri termonukleáris robbantások 1963-as betiltását követő mérsekeltőbb kibocsátás, valamint a trícium radioaktív bomlása miatt bekövetkező koncentráció csökkenés miatt kirajzolódó csúcsot. Ez utóbbit a durvább felbontással mintázott BA fűrőmagban korábban már szintén azonosítottuk (KERN et al. 2007b).



6. ábra: A BB jégmag 94 mintájának 2005 december 11-ére számított trícium tartalma.
Fig. 6: Tritium content of 94 samples of BB core calculated for December 11, 2005.

Ezért a BB48-as kóddal jelölt legmagasabb trícium koncentrációjú mintához az 1963-as, a BB78-as kóddal jelölt mintához, mivel minden mélyebb minta trícium tartalma kimutatási határ alatt volt, az 1953-as dátumot rendeltük. Feltéve, hogy a barlangba hulló csapadék az elmúlt 60 esztendő-

ben nagyjából állandó időeltolással jutott a jégfelszínre, és a jégfelszín olvadása majd újrafagyása csupán kismértékű keveredésre adhatott lehetőséget a fenti két ismert dátumú ponttal korolást kíséreltünk meg.

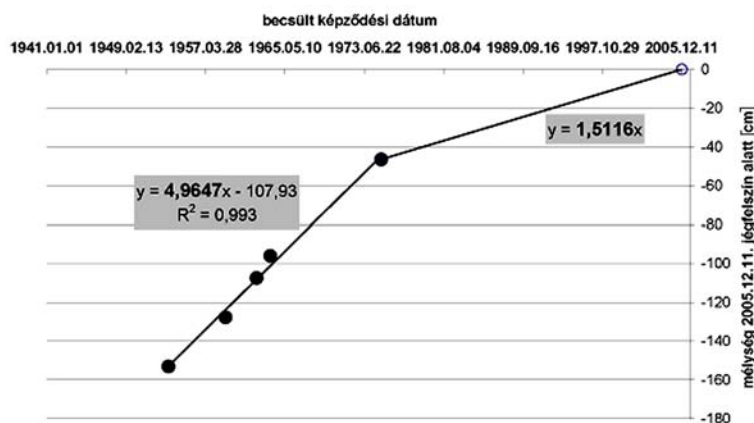


7. ábra: Bécs és Huddinge állomások havi csapadékában meghatározott trícium tartalom (GNIP/ISOHIS 2005) 2005. 12. 11-ére kalkulált értékei. 1963 előtt 9 hónapos, azután 15 hónapos mozgóátlaggal simítva (felső ábra). A Porcika-jégbarlang BB jelű jégmagban észlelt hasonló tríciumtartalom változások (alsó ábra).
 Fig. 7: Tritium in the monthly precipitation in Vienna and Huddinge (GNIP/ISOHIS 2005) calculated for December 11, 2005 smoothed by 9-month average before and 15-month average after 1963 (upper panel) and the ascertained similar pattern in the BB ice core from Bortig Ice Cave (lower panel).

A BB48 és BB78 jelű minták kor és mélységkülönbségét (10 év, 57 cm) figyelembe véve egy durva korskálát számítottunk a többi mintára is. Majd ezt összevetettük Bécs havi csapadékában mért átlagos tríciumtartalom (GNIP/ISOHIS 2005) alapján a 2005. december 11-ére számított értékek idősorával. A bécsi csapadék trícium tartalmának változásai

érvényesek a Kárpát-medence belsőbb területeire is (DEÁK 2006). A bécsi (1961. január-2002. december) adatokat kiegészítettük a jól illeszkedő Huddinge (1958. február-1961. december) adataival.

A két görbén közeli időpontokra nagyon hasonló mintázatokat találunk (7. ábra). Az 1963-as legnagyobb csúcs előtt a két kisebb csúcs szinte pontosan egybeesik a BB fúrómag adatsorában jelentkező csúcsokkal. 1963 után mindkét görbén a trícium tartalom gyors csökkenését láthatjuk. A trícium értékek a bécsi csapadékban és a BB mintákban is 20 TE alá csökkennek, majd ismét emelkednek az értékek. Az itt kirajzolódó csúcsot a jelentősebb korektálás ellenére ugyancsak megfeleltethetőnek tartjuk.



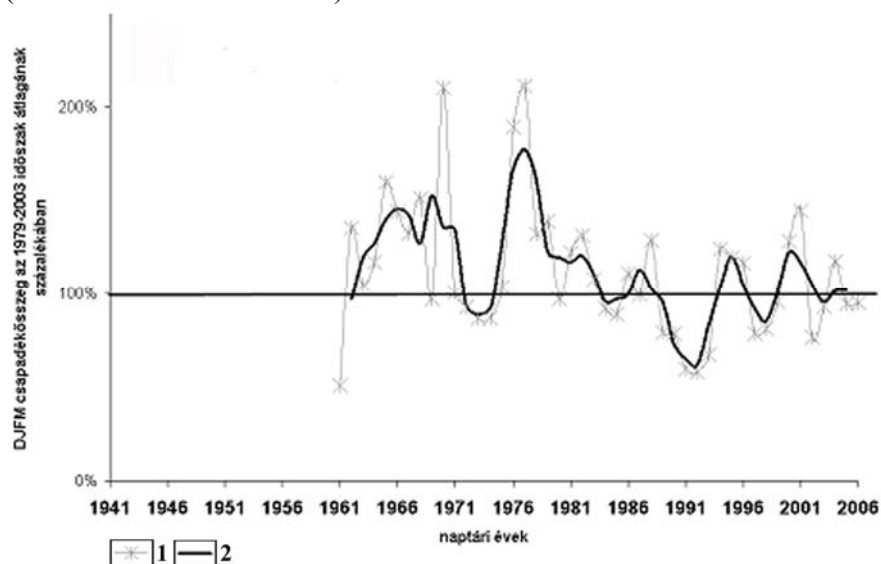
8 ábra: Kor-mélység összefüggés és a jégképződési trend becslései a BB jégmag adatai alapján.
Fig. 8: Age-depth relationship and regressed ice growth trends for the BB ice core.

Barlangi jégfelhalmozódások esetében vizsgálták már a jég rétegek trícium tartalmát (pl. PAVUZA-MAIS 1999, FÓRIZS et al. 2004). Azonban a korábbi közlésekben csupán a horvátországi Velebitben, a Ledenica Jama jégkitöltésében feltételezték az 1963-as trícium csúcs megőrződését, bár magát a csúcsot nem sikerült kimutatni (HORVATINČIĆ 1996). Több esetben pedig épp jelentős üledékhézagra kellett következtetni a jégbarlangi trícium adatok vizsgálata alapján (LUETSCHER 2005, KERN et al. 2007c). Ezért hangsúlyozandó eredménynek tartjuk, hogy a Porcika-jégbarlang padozati jégéből vett mintákban a légköri csapadék trícium-tartalmának ismert változásait nagy részletességgel felismertük. A jégben őrzött radiokémiai információ több mint fél évszázadon keresztül megőrződött. Kisebb mértékű keveredésnek látjuk jeleit (a maximum értéke kisebb, a csúcs tartománya szélesebb, mint keveredés nélkül az várható lenne) de a mintázat lényegében nem mosódott el.

A megfeleltetett csúcsokhoz a Bécs/Huddinge csapadékvíz trícium-idősor alapján pontosabb dátumot rendeltünk. A pontosított korokat és a hozzájuk tartozó mélységadatokat koordináta rendszerben ábrázoltuk (8. ábra). Figyelembe vettük továbbá, hogy megfigyeléseink szerint a jégfelszínen jelenleg is zajlik a jégképződés, ezért a 0 szinthez (jégfelszín) a fúrás dátumát rendeltük. A trícium-görbék illesztésével datált pontok jól illeszkednek a regressziós egyeneshez. A regressziós egyenlet az 1953 és 1975 közötti időszakra 5 cm/év jégképződési rátát határoz meg a BB jégmag érintett szakaszára. De a BB mag legfiatalabb szakaszán jóval kisebb, mindössze 1,5 cm/év átlagos jéggyarapodási sebessége adódik.

Igyekeztünk megállapítani, hogy az észlelt jelentős csökkenésnek lehet-e meteorológiai okokra visszavezethető magyarázata. Több tényezőt is elemeztünk, de itt csupán a december-március havi csapadékösszegek változásához kapcsolódó eredményeket kívánjuk tárgyalni.

A barlangi jégképződés szempontjából kitüntetett fontosságú a hóutánpótlás. Ugyanis a hóval anyagutánpótlás érkezik a jégképződéshez, és ez olyan formában történik, ami energiát tud elvonni a környezetétől, így a rendszer fagyponthőmérsékleten tartásához is hozzájárul. A barlangi jég anyagmérlegében észlelt hosszú távú változások és a hócsapadék alakulása között a svájci Jura-hegységben is szignifikáns pozitív kapcsolatot találtak (LUETSCHER et al. 2005).



9 ábra: Havas hónapok (DJFM) átlagos csapadékösszege a szomszédos meteorológiai állomások (Vlegyásza 1800 m tszf, Biharfüred 1102 m tszf) adatai alapján.

Jelmagyarázat: 1. éves DJFM csapadékösszeg, 2. 3 éves mozgóátlag

Fig. 9: Mean snow season (DJFM) precipitation of neighbouring high elevation meteorological stations (Vladeasa 1800 m asl, Stina de Vale 1102 m asl)

Legend: 1. years old DJFM rainfall amount, 2. consecutive average

Vizsgálati területünkhöz a legközelebb Biharfüred (Stîna de Vale) állomása esik, de itt csak 1979-től kezdték meg az észlelést. Az ugyancsak közel található Vlegyásza (Vladeasa) meteorológiai állomásán 1961-től gyűjtik az adatokat. Mivel a Porcika-jégbarlang környezetében a szilárd halmazállapotú csapadék jellemzően a december-március (DJFM) közti időszakban hullik, ezért ezeknek a hónapoknak a csapadékösszegével a hócsapadék mennyiségét jellemezhetjük. Azért, hogy a két állomásra kapott értékeket összevethessük, átlagolhassuk, az egyaránt észlelt időszak (1979-2003) átlagának százalékaként határoztuk meg az egyes évekre a havas időszak csapadékösszegeit. A csapadékösszegek idősorai meglehetősen jó hasonlóságot mutattak ($r=0,76$) az átlagolásukkal előállított DJFM csapadékösszeget a pádisi területre reprezentatívnak tekinthetjük az 1961-2006 időszakra (9. ábra). Az adatokat elemezve jól elválnak egymástól két eltérő csapadékviszonyokkal jellemezhető periódus. Az ábrázolt időszak első felében jellemzően átlag feletti, míg a második felében átlagos illetve átlag alatti DJFM csapadékösszegeket láthatunk. A téli csapadék csökkenése az 1970-es évek második felében kezdődött, és a 90-es évek első felében több éven keresztül csupán a referenciaidőszak átlagos DJFM-csapadékösszegének 60%-át regisztrálták. A téli csapadék mennyiségében tapasztalt csökkenés időben igen közel esik a jégképződés trendjében észlelt törésponthoz. Véleményünk szerint a jégképződés ütemében mutatkozó jelentős csökkenés egyik valószínű magyarázata a téli csapadék mennyiségének a 70-es évek második felétől észlelt csökkenése.

A későbbiekben vizsgálni kívánjuk az évszakonkénti hőmérsékleti viszonyok, alakulását is, hisz az Aranyosfői-jégbarlangban (Ghețarul Scărișoara) a téli hőmérséklet emelkedését gyanítják a megfigyelt jégfogyás okozójának (RACOVITA-ONAC 2000). A lengyelországi Jaskinia Lodowa w Cemniaku jégbarlangjában ugyancsak a felszíni léghőmérséklet emelkedésével hozták kapcsolatba a barlangi jég gyorsuló tömegvesztését (RACHLEWICZ-SZCZUCINSKI 2004). Továbbá a hőmérsékleti hatás téli csapadékcsökkenéssel összeadódó jellegére is lehet számítani (LUETSCHER et al. 2005).

Összegzés

Megfigyeléseink alapján a Porcika-jégbarlangban a jég utánpótlásában a csepegő vizek szerepe elhanyagolható. A jéggyarapodás fő forrása a több-éves hódomb olvadásával keletkező olvadékvizek és a hódombra hulló, azon átszivárgó, és annak olvadékvizeivel keveredő, barlangba jutó vizek (eső, befolyó tavaszi olvadékvíz).

A barlangi jégtömeg legidősebb rétegeinek a kora eléri az 1000-1300 évet.

A barlangi jégben kivételes részletességgel őrződött meg a XX.sz-i csapadékvíz „trícium-története”. A havi csapadék átlagos trícium-tartalmának Bécsben és Huddinge-ben mért adatainak segítségével a jégmagok az 1953-1975 időszakra nagy pontossággal datálhatók.

A trícium-tartalom segítségével számolt átlagos jégképződési ráta az 1953-75 időszakban 5 cm/év, 1975-2005 időszakban 1,5 cm/év.

A jégképződés ütemében mutatkozó jelentős csökkenés egyik valószínű magyarázata a téli csapadék mennyiségének a 70-es évek második felétől észlelt csökkenése.

IRODALOM

ANONYMUS (2002): A new device for monthly rainfall sampling for GNIP. *Water & Environment News* 16, p.5.

BRONK RAMSEY C. (2001): Development of the Radiocarbon Program OxCal. - *Radiocarbon* 43 (2A), p.355-363.

CURIE, L. A. (1995): Nomenclature in Evaluation of Analytical Methods Including Detection and Quantification Capabilities. (IUPAC Recommendation 1995) - *Pure & Appl. Chem.* 67, p.1699-1723.

DEÁK J. (2006): A Duna-Tisza köze rétegvíz áramlási rendszerének izotóp-hidrológiai vizsgálata. - PhD értekezés, ELTE TTK, Kézirat, Budapest, 112.p.

EGRI, F. (2002): Czárán Gyula és a “Rézbányai vízijátékok” (Kataraktália). - „Zöldike” könyvsorozat 14, Szarvas, 171.p.

EPSTEIN, S.-MAYEDA, T. (1953): Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, p.89-103.

FÓRIZS I.-KERN Z.-NAGY B.-SZÁNTÓ Zs.-PALCSU L.-MOLNÁR M. (2004): Environmental isotope study on perennial ice in the Focul Viu Ice Cave, Bihor Mts., Romania. - *Theoretical and Applied Karstology* 17, p.61-69.

GÁL, A. (2004): Barlangi jégfelhalmozódás éghajlati és morfológiai feltételeinek vizsgálata az Erdélyi-szigethegység területén. - Diplomamunka, Kézirat, Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Kolozsvár/Cluj, Románia, 38p.

GNIP/ISOHIS (2005): International Atomic Energy Agency, Isotope Hydrology Section, GNIP/ISOHIS database 2005

<http://isohis.iaea.org/Projects.asp>

- HERTELENDI, E.* (1990): Izotópanalitikai célú műszer és módszerfejlesztések és azok alkalmazásainak eredményei - Kandidátusi disszertáció, Kézirat, MTA ATOMKI, Debrecen
- HORVATINČIĆ, N.* (1996): Isotopic measurement in ice, Ledenica Cave, Velebit, Croatia. (In Croatian with English summary) – In: KUBELKA, D. - KOVAČ, J. (szerk.) Proceedings of the third symposium of the Croatian Radiation Protection Association, Zagreb, p.297–302.
- PAVUZA, R.-MAIS, K.* (1999): Aktuelle höhlenklimatische Aspekte der Dachstein-Reiseneishöhle. - Die Höhle 50/3, p.126-140.
- KERN Z.* (2001): A Kárpátok jeget rejtő barlangjai - Szakdolgozat, ELTE TTK, Budapest, Kézirat, 58p.
- KERN Z.-MOLNÁR M.-FŐRIZS I.-PERȘOIU, A.-NAGY B.* (2007a): Geochemical and stratigraphic analysis of ice from Borțig Ice Cave, Romania. - *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 08243, 2007 SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-08243
- KERN Z.-MOLNÁR M.-PERȘOIU, A.-NAGY B.* (2007b): Radiochemical and stratigraphic analysis of two ice cores from Borțig Ice Cave, Apuseni Mts, Romania. - In: Zelinka, J. (szerk.): Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves, Liptovský Mikuláš, p.65-69.
- KERN Z.-SURÁNYI G.-MOLNÁR M.-NAGY B.-BALOGH D.* (2007c): Investigation of natural perennial ice deposits of Durmitor Mts, Montenegro. - In: Zelinka, J. (szerk.): Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves, Liptovský Mikuláš, p.70-73.
- LUETSCHER, M.-JEANNIN, P.* (2004): A process-based classification of alpine ice caves. - *Theoretical and Applied Karstology* 17, p.5-10.
- LUETSCHER, M.* (2005): Processes in ice caves and their significance for paleoenvironmental reconstructions. - Part I. *SISKA*, p.1-51.
- LUETSCHER, M.-JEANNIN, P.-HEABERLI, W.* (2005): Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. - *The Holocene* 15/7, p. 982-993.
- MAVLYUDOV, B.* (1989): Cave glaciations. - Proc. 10th Intern. Congr. Speleol., Budapest 1, p.298-300.
- ORGHIDAN, T.-NEAGRA, S.-RACOVIȚA, G.-LASCU, C.* (1984): Pesteri din Romania: ghidturistic. - *Sport-Turism Bucuresti*, p.85-87.
- PROSSER S. J.-SCRIMGEOUR C. M.* (1995): High-precision determination of ²H/¹H in H₂ and H₂O by continuous-flow isotope ratio mass spectrometry. - *Analytical Chemistry* 67, p.1992-1997.
- RACOVIȚA, G.-ONAC, B.P.* (2000): Scărișoara Glacier Cave – Monographic study p.112-118.

RACHLEWICZ, G.-SZCZUCINSKI, W. (2004): Seasonal, annual and decadal ice mass balance in the ice cave Jaskinia Lodowa w Cemniaku, the Tatra Mountains, Poland. - *Theoretical and Applied Karstology* 17, p.11-18.

REIMER PJ - BAILLIE, MGL - BARD, E - BAYLISS, A - BECK, JW - BERTRAND, C - BLACKWELL, PG - BUCK, CE - BURR, G - CUTLER, KB - DAMON, PE - EDWARDS, RL - FAIRBANKS, RG - FRIEDRICH, M - GUILDERSON, TP - HUGHEN, KA - KROMER, B - MCCORMAC, FG - MANNING, S - BRONK RAMSEY, C - REIMER, RW - REMMELE, S - SOUTHON, JR - STUIVER, M - TALAMO, S - TAYLOR, FW - VAN DER PLICHT, J - WEYHENMEYER. *CE* (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. - *Radiocarbon* 46, p.1029-1058.

SILVESTRU, E. (1998-1999): Perennial ice in caves in temperate climate and its significance. - *Theoretical and Applied Karstology*, 11-12, p.83-94.

URDEA, P. (2004): Ice caves and permafrost.- 1st International Workshop on Ice Caves, Volume of Abstracts, p.30.

A SZENTKÚTI BETYÁR-BARLANG

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.

Abstract: The Betyár Cave (Outlaw Cave) is situated in the geologically diversified Cserhát Mountains, in North Hungary. Szentkút – a pilgrim place – belongs to Mátraverebély village. Above Szentkút rises the Meszes Peak. In the western side of the Meszes Peak opens the recently 87 m long cave. The cave was developed in calcareous (calcareous) sandstone. The hole was for greater part choked. Its continuous excavation lasts since 1982 and the length of the cave was increased year by year. We have transported till now about 80-100 cubicmeters sand out of the cave. Furthermore the excavation has shown the structure and the genetics of the cave and brought to the surface many paleontological and some historical findings. The cave was formed along a fault line. The infiltration of the carbonated water dissolved the calcareous cementing material. Due to the fragmentation the residual quartz sand was fallen out, therefore the upper passages were heightened and at the same time the lower sections were filled up.

Bevezetés

A Mátraverebélyhez tartozó kicsiny településnek, Szentkútnak több nevezetessége is van. Az itteni forrásokat a legendák szerint Szent László király fakasztotta. A forrásoknak csodatevő hatást tulajdonítanak. Ezért a források környéke az 1200-as évektől máig is látogatott kegyhellyé vált, melyet az egyház a Mária-kultusz jegyében karolt fel és templomot, rendházat emelt itt. A jeles búcsújáró napokon hatalmas tömegek zarándokolnak ide testi-lelki bajaikra vigaszt találni. A középkorban remetek is megjelentek Szentkúton, akik egy természetes sziklaereszt barlanglakásokká, sziklakápolnákká alakítottak. Ezeket mondják ma Remete-barlang (-ok) -nak. A 20. század elején kezdték megismerni az itteni kőzetek fossziliagazdagságát. Azóta a geológusok és paleontológusok eldorádójává vált. Legutóbb pedig a Betyár-barlang feltárása gazdagította újabb színfolttal a szentkúti nevezetességek sorát. Dolgozatomban ez utóbbi jelenséget kívánom bemutatni.

Földrajzi környezet

A Cserhát keleti szélén, a Tarján-patak, a Zagyva és a Kis-Zagyva által határolt, mintegy 60 km²-es tájrészt mondják a Mátra hídjának. A tájrész gerincét egy észak-déli irányú, fokozatosan alacsonyodó hegység alkotja, peremvidékén pedig néhány kúpszerű hegy és hegyhát található. A hegyeket

többnyire kis vízfolyásokkal bíró aszimmetrikus tektonikus völgyek választják el egymástól.



1. ábra: Mátraverebély és környéke (A Betyár-barlang helye bekeretezve)
 Fig. 1: The surroundings of Mátraverebély village (The site of the Betyár Cave is framed)

A Mátra hídja központjában, a Szentkúti-patak völgyében, 227 m tengerszint feletti magasságban található a közigazgatásilag Mátraverebélyhez tartozó, a kolostoregyüttesből és mintegy 10-12 lakóházból álló kicsiny település, Szentkút. Az északnyugat felől érkező Szentkúti-patak mielőtt elérné a települést, egy szűk szurdokvölgyben folyik, ahol egy mára többnyire már elapadt források csoportja (Szent Imre-, Szent Háromság-, Szent István-, Szűz Mária-, Szent László-forrás) alkalmi vizeit is felveszi. A völgynek a templom mellett kiszélesedő részén van a csőhálózatba foglalt

vizű "Szent-kút". A forrásokat egy vető mentén, az andezittufa és a meszes homokkő határán előbukkanó rétegvizek táplálják (NOSZKY 1940), táplálták.

Szentkút búcsújáró településétől északra emelkedik a barlangokat is tartalmazó Meszes-tető (421,9 m). A Meszes-tető oldalainak közepe táján (kb. 330-350 m tszf. magasságban) van az eddig ismertté vált barlangokat tartalmazó réteg. A hegy déli oldalában található az egykor természetes ereszből kifaragott Remete-barlangok (7 egymás melletti fülke), a keleti oldalban a Szúpataki mészkőbánya által még a részletesbb megismerés előtt megsemmisített barlang és a nyugati oldalban a Betyár-barlang (1. ábra).

A barlang környékének földtani felépítése

A Meszes-tetőn és az azt határoló Szentkúti-völgyben, valamint a Szent László-hasadékban csak a középső miocén kárpáti és bádeni emeleteit képviselő kőzetféléseket ismerünk (HÁMOR 1998, HÍR 1992, PRAKFALVI 2004), eltekintve a felszínt néhol borító pleisztocén-holocén lejtőtörmeléktől és fluviális üledéktől.

A kárpáti emelet kőzetrétegei

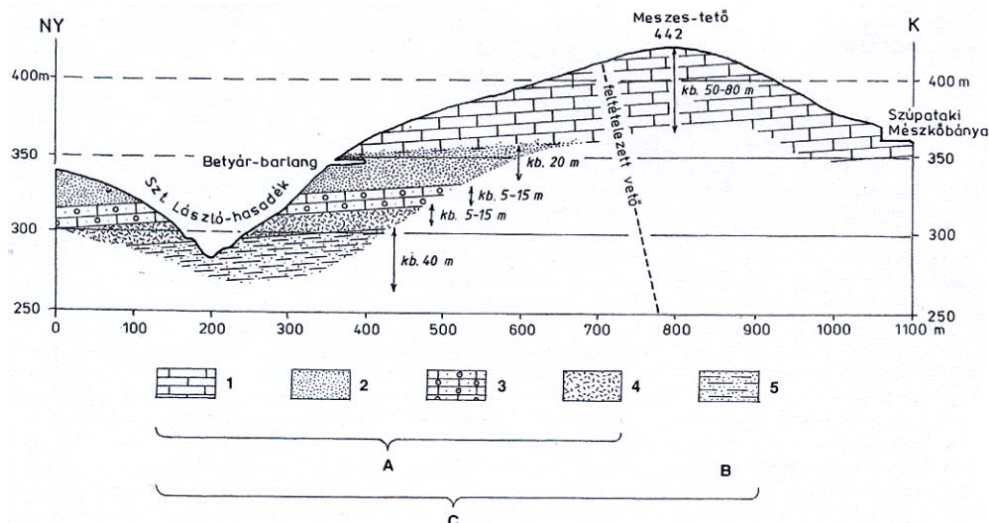
A Meszes-tető közvetlen környékének legidősebb kőzete a kárpáti slír, rétegtani nevén a Garábi Slír Formáció. Megtalálható a Meszes-tető keleti lábánál a lajtamészko fekéjében (CSEPREGHYNÉ 1954). A fúrások szerint vastagsága eléri az 500-600 métert.

A kárpáti emelet végét területünkön a riolottufát telepítő vulkánosság jelentette. E vulkáni törmelékből alakult az ún. középső riolittufa, a Tari Dácittufa Formáció. Környékünk felszínén csak egy kicsiny foltja ismert (IZING 2002) a Meszes-tető délnyugati lábánál. Vastagsága 10-30 méterre becsülhető.

A bádeni emelet kőzetrétegei

A Meszes-tetőn a bádeni emeletet legelső ül üledékei hiányoznak, ami egy korszakeleji kiemelkedést és a velejáró lepusztulást látszik igazolni. A bádeni emelet első harmadában (kb. 16 millió évvel ezelőtt) kezdődött a Cserhát fő tömegét létrehozó vulkanizmus. E vulkanizmus során mind andezittufát adó törmelék, mind lávaandezit került a felszínre. A Meszes-tető vidékén lapillis horzsaköves andezittufa (HÁMOR 1998, NOSZKY

1940) alkotja a Mátrai Vulkanit Formáció képződményeit, melyben azért lávapakok is előfordulnak. E döntően piroklasztikumból álló rétegek megtalálhatók a Szentkúti-völgy és a Szent László-hasadék alján. Az andezittufa vastagsága a fúrásokból ítélve kb. 40 m.



2. ábra: A Szent László-hasadék és a Meszes-tető földtani metszet (Szerkesztette: Eszterhás István Hámor G, Noszky J, Prajfalvi P, Schafarzik F, Strausz L, Szalay T. adatait felhasználva)

Jelmagyarázat: 1. tömör lithothamniumos lajtamész-kő, 2. meszes (kalkarenites) homokkő, 3. márgás lithothamniumos mészkő, 4. meszes tufás homokkő, 5. lapillis horzsaköves andezittufa, A. Rákosi Mész-kő Formáció, B. Mátrai Vulkanit Formáció, C. Miocén bádeni emelet

Fig. 2: Geological Section of the Saint László Gorge and the Meszes Peak (Edited by István Eszterhás after G. Hámor, J. Noszky, P. Prajfalvi, F. Schafarzik, L. Strausz, T. Szalay)

Legend: 1. compact lithothamnion limestone, 2. calcareous (calcareeniteous) sandstone, 3. marly lithothamnion limestone, 4. limy tuffaceous sandstone, 5. pumiceous andesite tuff with lapillis, A. "Rákosi Limestone" Formation, B. "Mátra" Volcanic Formation, C. Miocene Badenien Stage

Már lecsengőben volt, de még tartott a bádeni andezitvulkanizmus amikor az előretörő tenger vizében elkezdődött a lajtamész-kő-féleségeket (Rákosi Mész-kő Formáció) adó üledékképződés, mely a Meszes-tetőn négy jól elkülöníthető szintet ad (2. ábra). Ennek első, kb. 5-15 m vastag rétege az andezittufára települt meszes tufás homokkő. Legszébb feltárásai a Szentkúti-völgy és a Szent László-hasadék által bezárt háromszög déli részén található.

A következő, 5-10 m vastag réteg egy lithothamnium maradványokban gazdag, de más fossziliákban már szegény márgás mészkő. E réteg félkörben mutatható ki a Meszes-tető déli és nyugati oldalában.

Szpeleológiaiilag a legfontosabb réteg a mintegy 20 m vastag meszes homokkő. A meszes homokkő feltárásai patkóalakban, alkalmasint lépcsőket alkotva övezik a hegy északi, nyugati és déli oldalát. Ebben található a Meszes-tető valamennyi ismert barlangja. A kőzetréteg bőségesen tartalmaz többé-kevésbé lekoptatott szemcséjű kvarchomokot, kevés horzsakőszemcsét, biotitdarabkákat és feltűnően sok kövületőrleményt, azaz kalkarenitet. A kvarchomokszemcséket, a kalkarenitet és más őrleményeket mészcementálja össze. A homokkő mésztartalma átlagosan szerény, a kőzettömegnek csupán negyedét, harmadát jelenti (*FORGÓ - NAGY 1985*).

A meszes (kalkarenites) homokkőréteg fokozatos átmenettel fejlődik át tömör, szilárd lithothamniumos lajtamészkkőbe. Ez a klasszikus lajtamészkkőréteg adja a Meszes-tető legfelső és legvastagabb, 50-80 m-es rétegét. Faunáját többnyire foraminiférák, kagylók és csigák alkotják.

További rétegek a Meszes-tetőn már nem találhatók. Tehát, a ma is szemlélhető legfiatalabb kőzetrétegek képződése kb. 14 millió évvel ezelőtt befejeződött.

A Meszes-tetőt nagyobb harántvetők szegélyezik, de a hegy lajtamészkköves összletében is kimutathatók kisebb vetők. A Betyár-barlang is egy tektonikai zónához kapcsolódik. A hegy rétegeinek dőlése átlagosan 8 ° délnyugati irányba.

A barlang megismerése, feltárása

A barlang ismertségének kezdetéről nincs tudomásunk, bár a leletek tanúsága szerint nyilvánvaló, hogy meglehetősen régen is jártak benne emberek. A barlang homokos kitöltéséből egyenlőre ismeretlen korú, de réginek látszó cserépdarabok kerültek elő (*BUDA 2004*). A feltárások során tekintélyes mennyiségű emlőscsontot találtunk. A nagytestű állatok csontmaradványának némelyikén éles tárgytól származó karcok, vágásfelületek voltak, melyek minden bizonnyal embertől származtak. A barlang első szakmai bejárásakor, 1982-ben még megvolt a bejáratot követő néhány méter után egy kötés nélkül rakott kőfal maradványa (*BUDA - PRAKFA LVI 2004*). A barlang jelenlegi végénél, a bejáratától 30 méterre levő Medve-teremben tűzrakó hely maradványai voltak, a terem mennyezetén pedig korom.

A barlang bejárata fölötti sziklafalon valamint a Főfolyosó bal oldalán, a bejáratától 7-8 méterre monogramok és dátumok karca látható. A Főfolyosóban olvasható a legrégebbi dátum: "1936. V." (*ESZTERHÁS 2005a*). Ez azért jelentős, mert valószínűsíti, hogy a jelzett évben is jártak a barlangban.

A barlang első hiteles dokumentálása a Budapesti Geodéziai és Térképészeti Vállalat által 1956-ban kiadott, 1:10 000 méretarányú térképén van (*BGTV* 1956). Annak ellenére, hogy a térképen pontosan ábrázolták a barlang bejáratát, hosszú időn keresztül nem indult meg az üreg kutatása. Nem indulhatott meg, hisz annak idején a részletes térképek titkosítottak voltak, így az információ nem jutott el a barlangkutatókhoz.

A szúpataki lakosok közül néhányan tudtak a barlangról. Az első barlangkutató csapat (Buda László, Koós Zoltán, Manga Mihály és Verebélyi István a salgótarjáni Sziklaorom Hegymászó és Barlangász Clubból) is egy szúpataki idős asszony elmesélése alapján talált rá az üregre 1982-ben (*BUDA* 2002). Ekkor a barlang kb. 20 m hosszán volt bejárható, pontosabban bekúszható az aljazaton felgyült nagy mennyiségű homokos feltöltődés miatt. A barlangról fényképdokumentációt készítettek és megkezdték a homokos feltöltődés kitermelését.

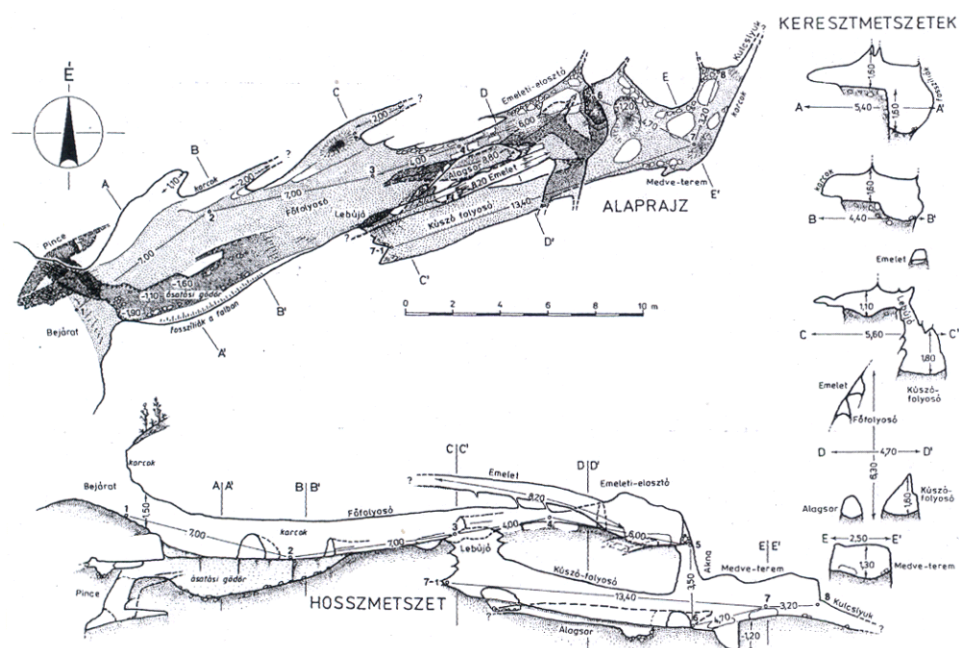
Legjobb tudomásunk szerint a Betyár-barlangról az első, néhány soros írásos említés a "*Búvár*" folyóiratban jelent meg 1988. szeptemberében *FANCSIK Jánostól*. Az 1980-as években a Sziklaorom Hegymászó és Barlangász Club tagjai folytatták a barlang feltárását. A homoknak a Főfolyosó aljáról való kitermelése közben rátaláltak egy eltömődött aknára, melynek kitisztítása után lejutottak a szabad légterű alsó szintre. A barlang bejárható hossza így kb. 38 méterre növekedett (*FRICS* 1997).

A feltárás közben a homokos kitöltésben sok emlőscsontot találtak. Ez ösztönözte Hír János paleontológust, a Pásztói Múzeum igazgatóját, hogy 1994-ben egy szakszerű őslénytani ásatást végezzen a barlangban. Közvetlen a bejárat után a Főfolyosó jobb oldalánál egy nagyobb ásatási gödröt mélyített. Az őslénytani ásatásokkal egyidejűleg Hír János készítette a barlang első térképét is, mely szerint 1994-ben már 43 m hosszú volt a barlang (*HIR* 1994).

Az 1990-es évek végén és a 2000-es évek elején a feltárásoknak jelentős lendületet adtak az Orosz Mihály által a salgótarjáni Petőfi Sándor Általános Iskola tanulóinak és az ő szüleiknek a bevonásával szervezett diáktáborok. Máig mintegy 80-100 m³ homok került ki a barlangból, melyet az üreg bejárata előtt úgy halmoztak fel, hogy az egy a táborozást komfortosabbá tevő, vízszintes felszínű teraszt adjon az eredetileg meredek hegyoldalon. A barlang nemcsak átmérőjében, hanem hosszában is jelentősen növekedett, hisz a homok egy részének eltávolításával újabb folyosók, folyosószakaszok váltak bejárhatóvá. Aktuálissá vált egy újabb barlangtérkép készítése. Erre 2002 nyarán került sor. A térképet Eszterhás István szer-

kesztette, mely szerint a Betyár-barlang bejárható része 61,7 m hosszú lett (BUDA - ESZTERHÁS 2002).

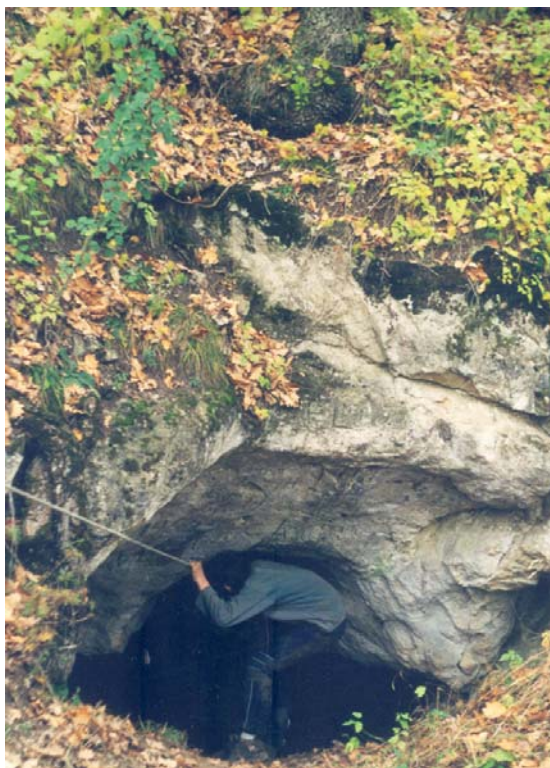
A 2004. évi feltárások újabb eredményeket hoztak. Egyrészt az újonnan feltárt Alagsorral és a Pince-járáttal gyarapodott a barlang, másrészt a Kúszó-folyosó és a Medve-terem aljáról kiszállított sok homok által jelentősen tágultak e barlangszakaszok. Ezek után szükségessé vált a barlangtérkép kiegészítése. A 2005-ben végzett térképkiegészítés után (3. ábra) már 87,4 méternek bizonyult a Betyár-barlang hossza (ESZTERHÁS 2005a).



3. ábra: Betyár-barlang (Felmérte: Eszterhás István Lukács Attila és Lukács László segítségével 2005-ben)
 Fig. 3: Betyár Cave (Surveyed by István Eszterhás with the co-operation of Attila Lukács and László Lukács in 2005)

A barlang leírása

A Betyár-barlang a szentkúti kegytemplomtól mintegy másfél kilométerre, a Meszes-tető nyugati oldalában, a hegylábtól kb. 60 méterrel magasabban szájadzik. Az utak, az ösvények elkerülik, így a bozóterdős, meredek hegyoldalon meglehetősen nehéz megtalálni. Előterét a barlangból kiszállított kitöltési anyagból épített terasz képzi. A terasz mögött találjuk a barlang bejáratát.



1. kép: A Betyár-barlang bejárata a Meszes-tető oldalában
Picture 1: Entrance to the Betyár Cave in the slope of the Meszes Peak

A Betyár-barlang nyitott, természetes bejárata 2,1 m széles és 1,2 m magas, nagyjából nyugat felé néz (1. kép). A bejáratot követően egy rövid lejtőn juthatunk be a barlang legnagyobb kiterjedésű (16 x 4 m-es) részébe, a Főfolyosóba (2. kép). A Főfolyosó bejárat közeli jobb oldalában van a 6 x 1,5 m alapterületű, 1,5 m mély, 1994-ben mélyített ásatási gödör. Az első szpeleológiai bejárás idején, 1982-ben itt volt az ismeretlen elődök által emelt, kötés nélküli kőfal, amit azóta kihordtak a barlangból. Az ásatási gödörből a bejárat alá vezet, a csak kúszva járható, zeg-zugos, 11 m hosszú és 3 m mély Pince-járat. Az ásatási gödör feletti jobb oldali falban fossziliák látszanak. A Főfolyosó bal oldali falából három rövid (2 m körüli), egyenlőre vakon végződő hasadékjárat ágazik ki. A bejáratától 13 m-re, a jobb oldali fal aljában van a 2004-ben kibontott, 2,6 m mély Lebújó (3. kép), amely az alsó szint Kúszó-folyosójába vezet. A fokozatosan emelkedő Főfolyosó bejáratlal szemközti része a 18-20. méter táján erősen összeszűkül az un. Kúszodát alkotva (4. kép), majd a 23-24. méternél valamelyest kiszéle-

sedik létrehozva az Emeleti-elosztónak nevezett fülkét, melyből a rézsútosan emelkedő, a bejárat irányába tartó, 8,2 m hosszú Emeleti-folyosó és egy 3,5 m mély, az alsó szintű Medve-terembe vezető Akna nyílik (5. kép).



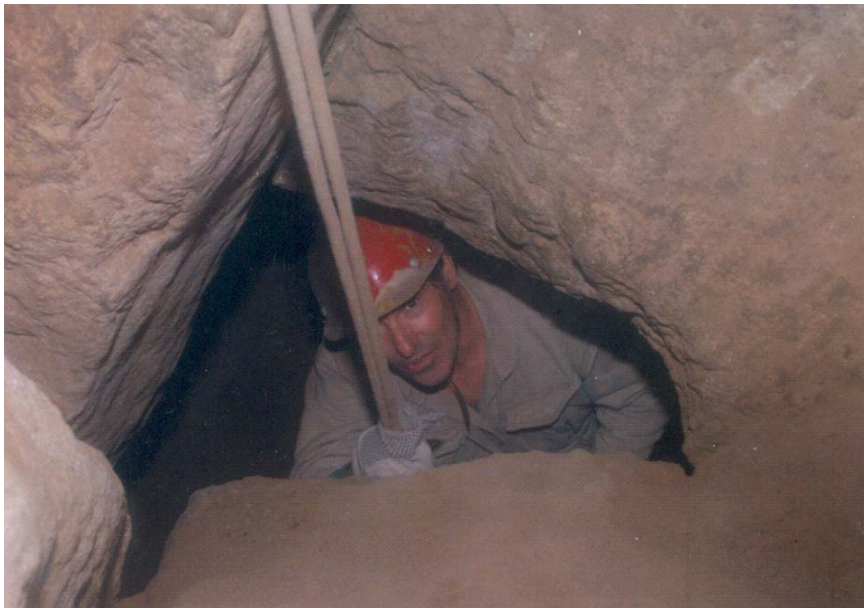
2. kép: Vastag homokrétteg alkotja a Főfolyosó alját is
Picture 2: Thick sand layer covers the floor of the Main Passage



3. kép: A Főfolyosóból ezen a lebújón lehet lejutni az alsó szint Kúszó-folyosójába
Picture 3: Through this narrow hole is accessible the "Kúszó-folyosó (Crawl Passage) in the lower level



4. kép: A Főfolyosó felső része a Kúszoda
Picture 4: Upper section of the Main Passage, the "Kúszoda" (Crawl Way)



5. kép: A Medve-terembe vezető 3,5 méter mély akna
Picture 5: A 3,5 meters deep shaft leads to the "Medve-terem" (Bear Hall)

Az alsó szint központi tere az Aknán és a Lebújón át megközelíthető Medve-terem. A Medve-terem egy nagyjából 5 x 7 méteres, sokszögletű tér, mely jelenleg 1,5 - 1,7 m magas, mert az alját nagy mennyiségű homok tölti ki. A feltárás során a Medve-teremből is sok homokot szállítottunk ki, de még mindig nem tudjuk, hol lehet a terem szálkőfeneke. A kiszállított homokból sok csontlelet is előkerült, többek közt a barlangi medve csontjai és foga. E teremben akadtunk rá egy szabad tűzhelyre is. A Medve-teremből ágazik ki a 10 m hosszú, a bejárat irányába tartó Kúszó-folyosó, melynek végéből a Lebújó nevű aknán fel lehet kapaszkodni a Főfolyosóba. Továbbá, szintén e teremből indul a bejárat irányába a 10 m hosszú, csak kúszva járható Alagsor. A terem legvégéből nyílik a bejáratától legtávolabb eső járat, a Kulcslyuk, mely igen szűk, még a legvékonyabb alkatúak is csak mintegy 2 m hosszban tudnak belepréselődni (*ESZTERHÁS 2007a, 2007b*).

Összegezve, a nyitott barlangot nehezebb megtalálni, mint bejárni. A barlanglátogatáshoz elegendő a túraruha sisakkal és lámpával kiegészítve. A bejárás nem okoz különösebb nehézséget, hisz folyosói csak enyhén lejtősek. Legfeljebb az alsó szintre vezető két rövid (2,6 m és 3,5 m mély) aknán való le- és feljutáshoz hasznos a kötél. A barlang alját laza homok tölti ki, nincs benne sem tócsa, sem sár. A barlangban ásványi képződmények nincsenek.

A Betyár-barlang bejáratának GPS-szel meghatározott koordinátái: X = 296 391, Y = 703 350, Z = 349. A 2005. évi térképkiegészítés szerint a barlang járatai kelet-északkelet felé, a 72 °-os irányba tartanak. A barlang teljes hossza 87,4 m, vízszintes kiterjedése 33,6 x 6,1 m, függőleges kiterjedése 7,3 m.

Óslénytani vizsgálatok

A Betyár-barlang paleontológiai tárgyalásánál praktikus szétválasztani a barlang falában (a befoglaló kőzetben) levő és a barlang homokos kitöltésében található élőlénymaradványokat.

A barlang falának kövületei

A kövületek sokaságát határozták meg és írták le a Meszes-tető különböző helyein talált, vett mintákból (*BOGSCH 1943, CSEPREGHYNÉ 1954, DULAI - MOISETTE 2002, STRAUSZ 1923, VADÁSZ 1914*). Jellemzőek a *Lithothamnium* mészalgák, a *Foraminiferák* közül az *Amphistegina*, a *Heterostegina*, a *Borelis*, az *Obulina* nemzetségekbe tartozó fajok. Igen sok

mohaállat (*Bryozoa*) faj maradványát azonosították, mint a *Collepora globularis*, *Idmonea disticha*, *Cerriopora globulus*, *Retepora gigantea* stb. A különböző kagylók (*Lamellibranchiata*) vázának sokasága ismert a barlangot is magába foglaló kőzetből: *Ostrea digitalina*, *Pecten cristatus*, *Pecten latissimus*, *Ervilia miopusilla*, *Panopaea menardi*, *Amussium cristatum*, stb. A legjellemzőbb csigák (*Gastropoda*) az *Ancillaria glandiformis*, a *Turritella turris*, a *Nerita picta*, a *Natica millepunctata*, stb. A tengeri sünök (*Echinoidea*) szinte vezérvünetnek számítanak és a mintegy 25 faj egyedének sokasága található a kőzetben, pl: *Brissopsis otnagensis*, *Schizaster laubel*, *Clypeaster crassus* stb.

A Betyár-barlang falában több helyen is látszik az előbb felsorolt faunaelemek közül jó néhány. Különösen faunagazdag a bejáratot követő jobb oldali fal. Itt több csiga és kagyló váza található. A barlang más részein inkább csak elszórtan akad egy-egy puhatestűváz. A barlang falai teljes részletességgel még nem lettek átvizsgálva, így várható, hogy ha nem is a felszíni mintákból megismert gazdagságban, de azért még sikerül a későbbiekben is újabb fossziliákat találni.

A barlang kitöltésének őslénytani leletei

A barlangnak már az 1982-ben megkezdett feltárásakor is feltűnt, hogy a homokos kitöltésben meglehetősen sok a csontmaradvány. A csontleletek tudományos feldolgozása Hír János 1994-es őslénytani ásatásával kezdődött (*HÍR* 1994) és azóta is az ő vezetésével folyik. Hír 1994-ben négy mintát vett három különböző helyről. Kettőt a bejárat után mélyített ásatási gödörből, egyet a Főfolyosó közepén akkor még létezett guanóhalomból, és még egyet az alsó szint Medve-terméből. A leggazdagabbnak a guanóhalomból vett minta bizonyult. A minták leletanyaga mind a ma is előforduló emlősök csontmaradványaiból tevődött össze, többek közt: nagy pele (*Glis glis*), mogyorós pele (*Muscardinus avellanorius*), kis patkósdenevér (*Rhinolophus hipposideros*), stb. E csontmaradványok korát néhány száz évre lehetett becsülni, így különösebb jelentőséggel nem is bírtak.

A barlang alsó szintjének az 1998-2004. évek közti intenzívebb feltárásakor viszont megsokasodott a talált nagyemlős csontok száma. Többségük nehezen meghatározható végtagsont volt, de számos jól azonosítható koponya is előkerült (6. kép). A csontokból meghatározott állatok a következők voltak: patkányfejű pocok (*Microtus oeconomus*), nagy pele (*Glis glis*), mezei nyúl (*Lepus europaeus*), hörcsög (*Cricetus arictus*), kutya (*Canis familiaris*), farkas (*Canis lupus*), róka (*Vulpes vulpes*), macska (*Felis*

silvestris, Felis catus), disznó (*Sus scrofa*), marha (*Bos taurus*, esetleg *Bos primigenius*), őz (*Capreolus capreolus*), szarvas (*Cervus elaphus*).



6. kép: A barlang homokjában talált néhány csontlelet
Picture 6: Some bone findings from the sand deposit of the cave

2004. áprilisában viszont már olyan végtagcsontok is előkerültek, melyek gyanúsán medvétől származtak. Ezek legalább három egyed csontjai voltak. Végre sikerült megtalálni egy semmivel össze nem téveszthető szemfogát, a barlangi medve (*Ursus spelaeus*) fogát (BUDA 2004). E lelet megtalálása több szempontból is jelentős. Először is bizonyítja, hogy a barlang alsó szintje is legalább 16 ezer éve nyitott (a barlangi medvék kihalása kb. 16 ezer évvel ezelőttre tehető). Ez az első és eddig egyetlen Nógrád megyei barlangi medvelelet.

A barlang eddig megismert állatvilága

Előrebocsájtandó, hogy a Betyár-barlangban biológiai felmérés még nem történt. A barlangban ma előforduló állatok közül csak véletlenszerűen találkoztunk néhányal. Eddig négy ízeltlábú (*Arthropoda*) és két emlős (*Mammalia*) fajról van tudomásunk. Mintegy 30-40 darab kifejlett tegzest (*Steniphylax permistus*) láttunk a Pince-járat falán pihenni, vagy lassan

mászkálni. Az alsó szint Kúszó-folyosójában két kicsiny púposlegyet (*Phoridae sp.*) vettünk észre a falon. A bejárat közelében, a bal oldali fal kis fülkéiben kutyabenge-araszoló-lepke (*Triphosa dubitata*) és vörös csipkés-bagoly-pille (*Scoliopterix libatrix*) néhány egyedét tapasztaltuk. Nyáron 1-2, télen egész kis kolónia (38 db.) kis patkósdenevér (*Rhinolophus hipposideros*) szokott a barlangban tartózkodni (ESZTERHÁS 2005-a). 2000. év tavaszán, az az évben először a barlanghoz vonuló feltáró csapat egy rókcacsaladot (*Vulpes vulpes*) talált a barlangban. A rókákat sikeresen elűzték, de az állatok nem a bejáraton át távoztak, hanem a feltárók előtt ismeretlen katorékjáraton keresztül.

Az említett hat fajnál bizonyára sokkal több állat lehet a barlangban, de az állatvilág felmérésére csak a jövőben fog sor kerülni.

A barlang keletkezése

A barlang egy 72 °-os irányú törésvonal mentén alakult, mely törés a barlang számos helyén jól látszik. A Főfolyosó és a Kúszó-folyosó mennyezetén mindvégig követhető a törésvonal. Az Emeleti-elosztó, illetve az Emeleti-folyosó pedig kifejezetten töréses jellegű.

A Meszes-tető felszínére manapság átlagosan 610 mm csapadék hull évente. A megelőző évmilliók egyes szakaszaiban viszont lényegesen több is lehetett. Mint ismeretes, a beszivárgó csapadékvíz a talajban levő élőlények anyagcseretermékeiből jelentős mennyiségű széndioxidot vesz fel és így savassá válik. E savas víz szivárog aztán tovább a kőzet repedéseiben. A Betyár-barlang térségében a kőzetbe szivárgó vizek legfőbb útja a fentebb említett 72 °-os irányú törésvonal.

A tektonikusan előkészített kőzetben a Betyár-barlang kialakulása alapvetően 3 fő hatásnak köszönhető. E hatások: az oldódás (szolúció), az aprózódás (fragmentáció) és a felhalmozódás (akkumuláció) majdnem egyidejűleg, kis fáziskéséssel érvényesülnek.

A törésvonalon alászivárgó szénsavas víz a törésfelületeken kioldja a kőzet meszes anyagát, a kalkarenitet és a meszes kötőanyagot. Ezáltal a törésfelületeken fellazul, szivacsossá válik a kőzet. Az egymáshoz így már alig, vagy sehogy sem tapadó homokszemcsék kiperegnek és a rés alsóbb részén összegyűlnek, halmozódnak. A meg-megismétlődő oldásos folyamatok mind több meszet oldanak ki a törésfelületeken és ezáltal egyre szélesítik a repedést. A nem oldódó, kipergett homok pedig a szélesedő repedésekben tovább halmozódik (ESZTERHÁS 2005b). A szolúciós és fragmentációs folyamatok során anyaghiányt a kőzettestben csupán az oldódás okoz, mert

a kipergő homokszemcsék végül is a kőzettestben maradnak, összegyűlve a repedés alján. Tehát, tényleges üregkialakulást a kőzet 20-40 %-nyi mésztartalmának elvesztése okoz. A kőzet 60-80 %-nyi homokja pedig megszabadulva a korábban hozzátapadó mésztől szeparálódik. A homoknak a falakról való lepergését, kipergését három tényező, a gravitáció, a nedvesség-ingadozás és a hőingadozás egymást segítő hatása okozza. A homoknak a törésfelületekről, majd a barlangfalakról való kipergése és az aljzaton való felhalmozódása magyarázza azt, hogy oly nagy mennyiségű homokot találunk a barlangban.

Eredmények és további kutatási témák

Az 1982. óta tartó feltáró kutatások eredményeként a szentkúti Betyárbarlang hazánk leghosszabb (87 m-es) homokkőbarlangjává vált. Már a jelenlegi kutatottsági szinten is igen gazdagok és jelentősek a barlang öslénytani leletei. Az oldódás (szolúció), az aprózódás (fragmentáció) és a felhalmozódás (akkumuláció) kombinációja által való barlangkeletkezés igazi ritkaságnak számít.

A továbbiakban is indokolt a feltáró kutatás, amit szinte csak lefelé lehet folytatni. Csak a homokfeltöltődés eltávolítása során van esély újabb folyosókat találni. A feltárásokkal párhuzamosan folytatni kell a paleontológiai kutatásokat is. Célszerű lenne az előbbieket régészeti kutatással is kiegészíteni, mert az már bebizonyosodott, hogy emberek korábban is jártak a barlangban, azt viszont nem tudjuk, hogy kik, mikor és milyen célból. Szükséges volna továbbá egy eddig még nem végzett klimatológiai és biológiai kutatás. Jó volna minél többet megtudni a közeli Szúpataki mészkőbányában fellelt, majd megsemmisített barlangról, valamint esetlegesen létező, újabb barlangokat keresni a Meszes-tetőn.

IRODALOM

- BGTV* (1956): M - 34 - 136 - D - c - 3 jelzésű, Szúpatak című 1:10 000 méretarányú térkép - Budapesti Geodéziai és Térképészeti Vállalat, Budapest
- BOGSCH L.* (1943): Homokos fáciesű tortoniai fauna a Mátraverebély melletti Szentkúti-kolostor környékéről - Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve 36. kötet, Budapest p. 107
- BUDA L.* (2002): Tábor a templom fölött - Nógrád Megyei Hírlap (nov. 26.), Salgótarján

- BUDA L.* (2004): Szenzációs leletek a barlangban - Nógrád Megyei Hírlap (szept. 10.), Salgótarján
- BUDA L. - ESZTERHÁS I.* (2002): Munkák a szentkúti Betyár-barlangban - Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 39-44
- BUDA L. - PRAKFA LVI P.* (2004): A Mátraverebélyi (Szentkút) Betyár-barlang kutatástörténete, földtana, vízföldtana és genetikája - Kézirat a Cholnoky-pályázatra az MKBT és a BI adattárában, Budapest 36 p.
- CSEPREGHY NÉ MEZNERICS I.* (1954): A keletcserhádi helvét és tortónai fauna - Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 41. kötet, Budapest 185 p.
- DULAI A. - MOISSETTE, P.* (2002): Mátraverebély-Szentkút. Középső miocén (alsó bádeni) Rákosi Lajtamészke Formáció sekélytengeri gerinctelen lelőhelye - Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető a Magyar Őslénytani Vándorgyűlésre (máj. 3-4.), Budapest
- ESZTERHÁS I.* (2005a): Feltárás, térképezés és egyéb megfigyelések a szentkúti Betyár-barlangban - Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 27-31
- ESZTERHÁS I.* (2005b): Homokkőbarlangok képződésének magyarországi példái - Karsztfelődés X., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 319-335
- ESZTERHÁS I.* (2007a): Die Betyárhöhle bei Szentkút (Nordungarn) / The Betyár Cave in Szentkút (North Hungary) - Nachrichtenbrief des Kommissions über den Pseudokarst (Nr. 15. - Jan.), Isztimér p. 8-10
- ESZTERHÁS I.* (2007b): Legendák földjén, a szentkúti Betyár-barlang - Hegyisport és Turista Magazin (4. sz. ápr.), Budapest p. 18-19
- FANCSIK J.* (1988): Ahol szétnyíltak a hegyek - Búvár (9. szám), Budapest p. 21-23
- FORGÓ L. - NAGYE.* (1986): A szúpataki mészkőbánya összefoglaló földtani jelentése - Kézirat a Magyar Geológiai Szolgálat Észak-magyarországi Területi Szolgálatán, Salgótarján sz: 2606
- FRICS Gy.* (1997): Nógrád megye természeti értékei és fenntartásuk lehetőségei - Kézirat, Salgótarján
- HÁMOR G.* (1998): A magyarországi miocén rétegtana - In: BÉRCZI - JÁMBOR (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, a MOL Rt. és a MÁFI közös kiadványa, Budapest p. 437-452
- HÍR J.* (1992): Évmilliók üzenete Pásztó környékén - Mikszáth Kiadó, Salgótarján 68 p.

- HÍR J.* (1994): Jelentés a bükki Lök-völgyi-barlang, a Vaskapu-barlang, valamint a kelet-cserháti Betyár-barlang 1994. évi kutatásairól - Kézirat a Bükki Nemzeti Park adattárában, Eger
- IZING I.* (2002): Sámsonháza környékének földtani felvétele és a földtani természetvédelem lehetőségei - Kézirat, szakdolgozat az Eötvös Loránt Tudományegyetemen, Budapest
- id. NOSZKY J.* (1940): A Cserhát hegység földtani viszonyai - Magyar Tájak Földtani Leírása III. köt. - Magyar Királyi Földtani Intézet kiadványa, Budapest 283 p.
- PRAKFULVI P.* (2004): A Mátraverebély-szentkúti Betyár-barlang kutatástörténete, földtana, vízföldtana és keletkezése - Polár Stúdió, Salgótarján 43 p.
- STRAUSZ L.* (1923): Az északkeleti Cserhát torton fáciesei - Matematikai és Természettudományi Értesítő 40. köt., Budapest p. 144-151
- VADÁSZ E.* (1914): Magyarország mediterrán tüskésbőrűi - Geologica Hungarica 1-2. köt. Budapest p. 67-227

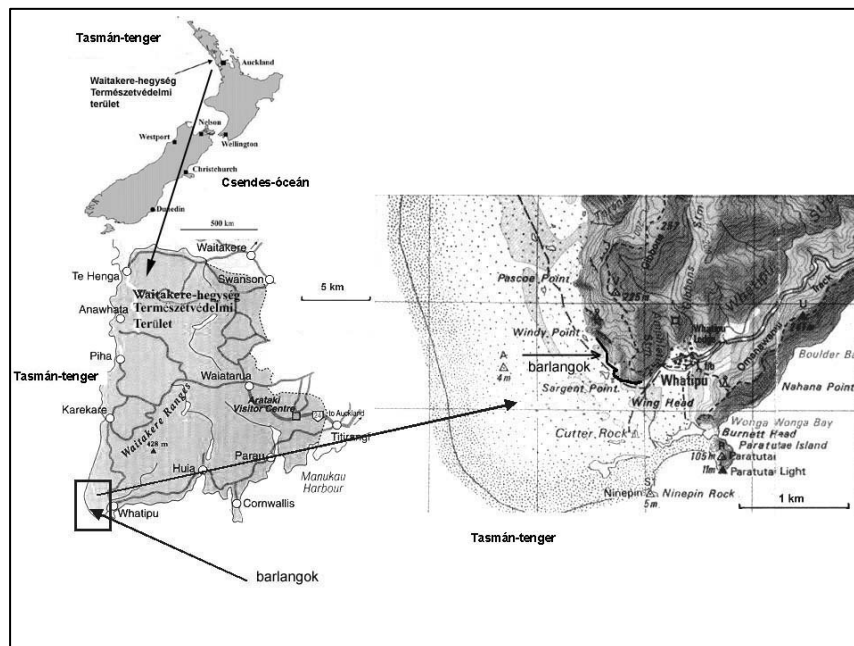
SZUBFOSSZILIS ABRÁZIÓS BARLANGOK ÚJ-ZÉLANDON

SZENTES GYÖRGY

Alte Frankfurter Str. 22 B, D-61118 Bad Vilbel szentesg@aol.com

Abstract: The Waitakere Ranges Regional Park dominates the western skyline of Auckland city. The ranges today consist of a convoluted jumble of stream-dissected, low-laying hills which reach 500 m above the sea level at their highest point. The region consists of volcanic formation, mainly andesite, andesite tuff, andesite agglomerate and a mixture of gravel and sand left behind by the underwater lahars. The hills are the heavily eroded eastern flank of the Oligocene Waitakere Volcano, which once stood a massive 3000 m high. There are nine abrasion caves at the western part of the area along the coastline of the Tasman Sea near Whatipu village. The caves had developed in volcanic conglomerate along NE-SW trending joint planes and fault lines. Recently a one kilometre wide sand flat lies between the caves and the Tasman Sea. The rapid acceleration of the coastal sand flat mostly occurred during the 1930s and 1940s, when a huge volume of sand was slowly being moved northward up the coast by the currents. In the last 50 years the sand flat become stabilized and the sea never reached the cliffs. As a consequence of this the caves can be regarded as subfossil.

Bevezetés



1. ábra: A Waitakere-hegység helyzete
Fig. 1: Location of the Waitakere Ranges Regional Park

Az ismertett barlangok Aucklandtól nyugatra a Waitakere-hegységben található. A patakokkal szaggatott erdőborította természetvédelmi terület uralja a város nyugati látóhatárát (1. ábra). A viszonylag alacsony hegyvonulat legmagasabb pontja 500 m a tengerszint felett (BALÁZS 1981). A tengerpartot követve sziklatornyok, homokstrandok, parti mocsarak, apró sziklaszigetek és dűnesorok az legyakoribb felszínformák. A vidék a különlegesen szép növényvilága mellett számos ritka vízimadár élőhelye (OMBLER 2001).

1. Földtani felépítés

A hegyvonulat az egykori Waitakere-vulkán erősen erodált maradványa, amely valamikor a 3000 m-es magasságot is elérte. A terület földtörténete mintegy 22 millió évre, az oligocén időszak végére, vezethető vissza (THORNTON 1985). Ekkor lépett működésbe a Waitakere-vulkán a tenger fenekén, kb. 20 km-re a mai nyugati partvonalától. A következő 7 millió év során a vulkán fokozatosan növekedett és alapja mintegy egy 50 km-es átmérőt ért el, valamint magassága is 3000 m körüli lehetett. A mai Waitakere-hegység eredetileg a vulkán keleti lejtőit képezte. Kezdetben a görgetegből és hamuból álló vulkáni kúpok kizárólag a tenger alatt alakultak. Ezt követte egy lávaömlés, amely párnalávát eredményezett a tenger fenekén, a felszínen pedig kisebb kúpok formálódtak. A kőzetanyag főleg andezit és bazalt.

A vulkáni formáció alatt fekvő alapkőzetet kréta korú üledék, amelyet eocén, oligocén agyagpala valamint agyagos mészkő épít fel.

Kb. 16 millió évvel ezelőtt a hatalmas Waitakere-vulkán kezdett kiemelkedni a tengerből. Keleti oldalán két sorban kisebb parazita kráterek alakultak, amelyek bombákat szórtak, andezit lávafolyásokat és dómokat hoztak létre. Ezek nyomai jól láthatók a mai partvonal sziklafalain.

A barlangokat magába foglaló vulkáni formáció főleg sekély tengerben lerakódott andezitbreccsa, andezittufa, konglomerátum, valamint a vízalatti laharok által hátrahagyott agyag, homok és durva törmelék keveréke. A formációba andezittelérek nyomultak és néhol párnaláva is megfigyelhető. A sorozat földtani besorolása " *Manokau Breccsa a Déli Miocén Sorozatból*".

A későbbiekben a vulkán maradványa lepusztult, szakadékokkal szabdalta hegyeinceket hagyva maga után. A lepusztulásból származó nagy mennyiségű homok kiterjedt dűnéket és homokpadokat formált. E homokpadok kiterjedése és formája folyamatosan változott a jégkorszaktól napjainkig.

2. Barlangképződés

A Whatipu településtől északnyugatra található barlangokat az abrázió alakította ki ÉNy-DK-i csapású törésvonalak és réteglapok mentén (CAMERON-HAYWARD-MURDOCH 1997). Kilenc barlang nyílik egy 800 m hosszú vulkáni konglomerátumból felépített meredek sziklafal lábánál, amely valamikor a partvonalat képezte. Ma egy 1 km széles mocsaras, bozotos síkság terül el a barlangok és a Tasmán-tenger jelenlegi partvonala között. Nyolcvan évvel ezelőtt még a tenger hullámai elérték a barlangok bejáratát (DENCH-PARORE 2001). A parti homokpadok és dűnevonulatok gyors növekedése az 1930-as és 40-es években történt. Ez utolsó szakasza volt egy hosszabb folyamatnak, amelynek során nagy homoktömeg mozgott lassan a part mentén észak felé az áramlások következtében.

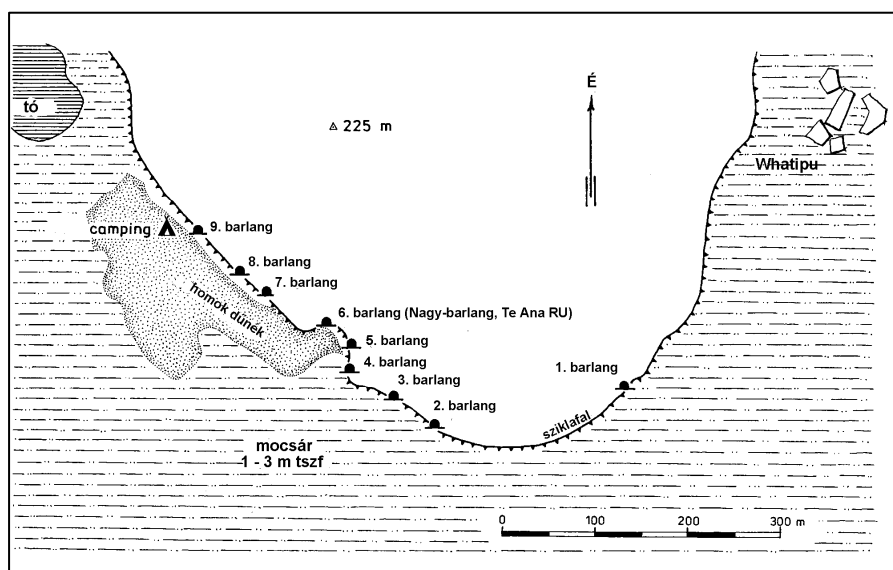
Az elmúlt 50 év során Whatipu homokpadjai és dűnevonulatai stabilizálódtak. A barlangok szubfosszilis állapotba kerültek, mivel a tengerrel minden kapcsolatuk megszűnt (1. kép).



1. kép: A 95 évvel ezelőtti és a mai térszín összehasonlítása.
1910-ben még a tenger hullámai verték a sziklafalat. A Piha vasútvonat állványokra építve keresztezte a barlangok bejáratát. Azóta egy 1 km széles homokpad fejlődött ki a sziklafal előtt.
Picture 1: The contrast between the landscape 95 years ago and today.
In the 1910 the sea broke against the cliffs just north of Whatipu and the Piha Tramway was built on trestles across the mouths of the caves. Since then a 1 km wide sand flat grown out in front of the cliffs.

4. A barlangok leírása

A következőkben leírást adok a tanulmányozott barlangokról. A barlangok nagyjából egy szinten nyílnak a sziklafal tövében (2. ábra). A kisebb barlangok mint az 1. barlang és a 3. barlang a réteglapok mentén alakultak. A többi, nagyobb barlang a törésvonalakat követi. A törések mentén fellazult kőzetzónákban az abrázíós hatás jobban tudott érvényesülni.



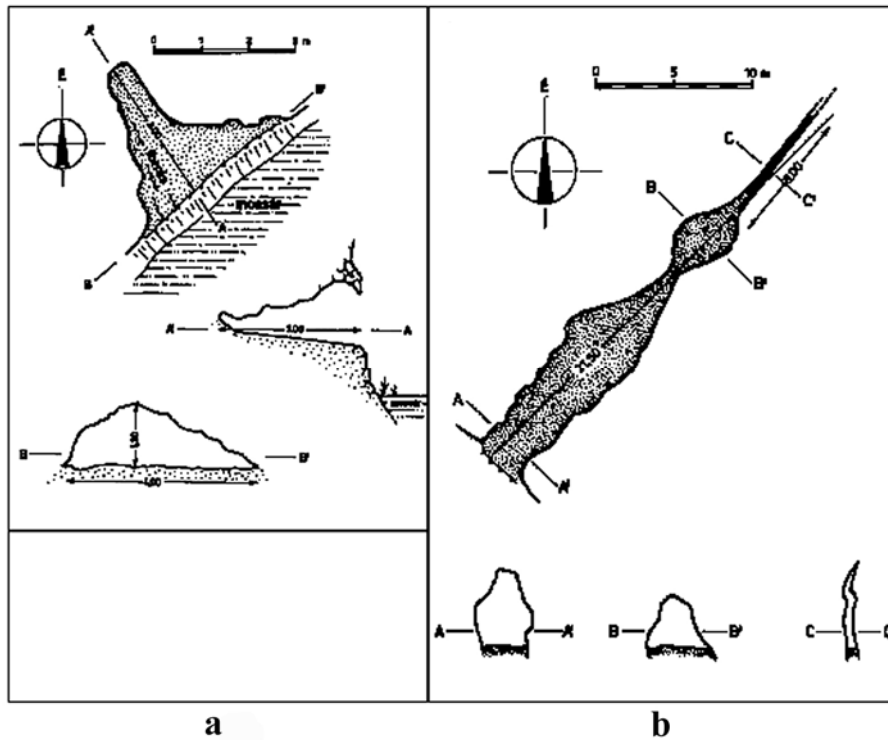
2. ábra: A barlangok elhelyezkedése
Fig. 2: Location of the caves

Az 1. barlang (3a. ábra) az egykori partvonal DK-i részén nyílik a mocsaras síkság mellett. Az üreg egy 3 m hosszú és 4 m széles, réteglapok mentén keletkezett kőfulke. A réteglapok mentén erős vízszivárgás tapasztalható.

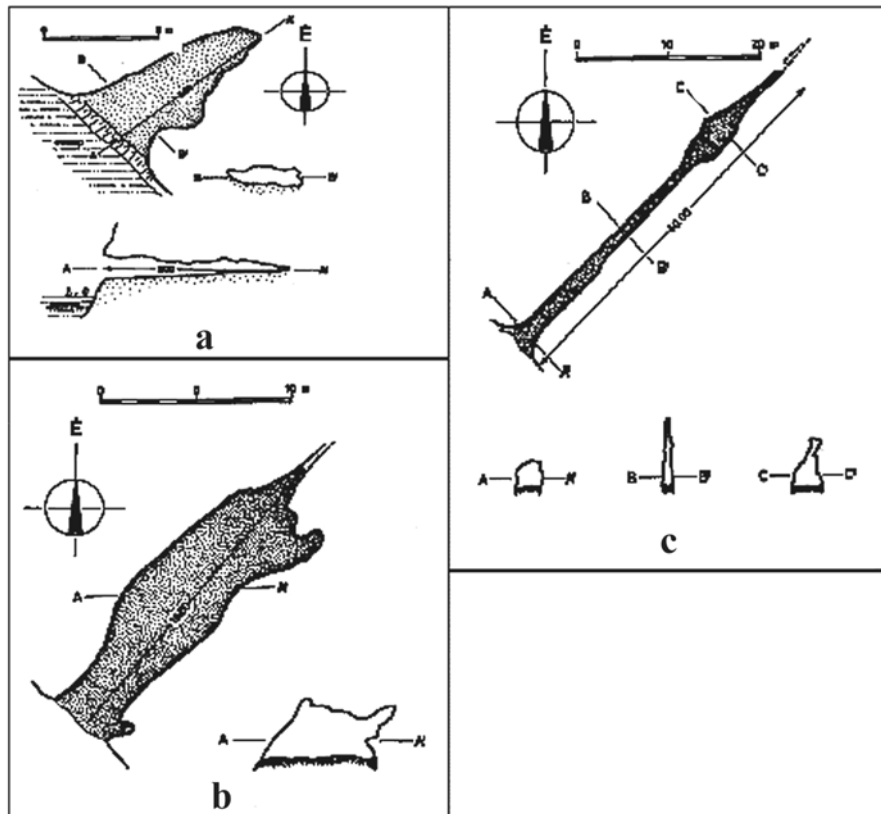
A 2. és az összes többi barlang a szubfosszilis partvonal nyugati részén nyílik. A 2. barlang (3b. ábra) egy nagyméretű, 29,5 m hosszú járat. A 4 x 2 m-es bejárat mögött egy nagyobb terembe jutunk, ahonnan egy fokozatosan szűkülő folyosó követi az ÉNy-DK-i irányú törésvonalat. A bejárat terem kétségtelenül az abrázíós hatás eredménye, amíg a keskenyedő folyosóban a tektonikus elemek a mérvadók. A barlang alját sötét színű homok és vulkáni kőzettörmelék keveréke képezi. A bejárat környéke látványosan tárja fel a törmelékes vulkáni sorozatot (2. kép).



2. kép: A 2. barlang bejárata
 Picture 2: The entrance to Cave No. 2.



3. ábra: Az 1. barlang (a) és a 2. barlang (b) térképe
 Fig. 3: Surveys of Cave No.1 (a) and Cave No. 2 (b)



4. ábra: A 3. barlang (a), a 4. barlang (b) és az 5. barlang (c) térképe
 Fig. 4: Surveys of Cave No. 3 (a), Cave No. 4 (b) and Cave No. 5 (c)

A 3. barlang (4a. ábra) egy 4,5 m széles és 8 m hosszú kisebb üreg. A fokozatosan alacsonyodó járat a réteglapok mentén formálódott.

A 4., 5., és a 6. barlang egy 50 m -es szakaszon belül keletkezett. Az ÉNy-DK-i csapású törésvonalak egy lazulási zónát hoztak létre, amelyben az abráziós barlangképző hatás igen kedvezően érvényesült. A törések a környező sziklafalakon igen jól megfigyelhetők.

A 4. barlang (4b. ábra) egy 18 m hosszú, 6 m széles és 3 m magas abráziós eredetű terem.

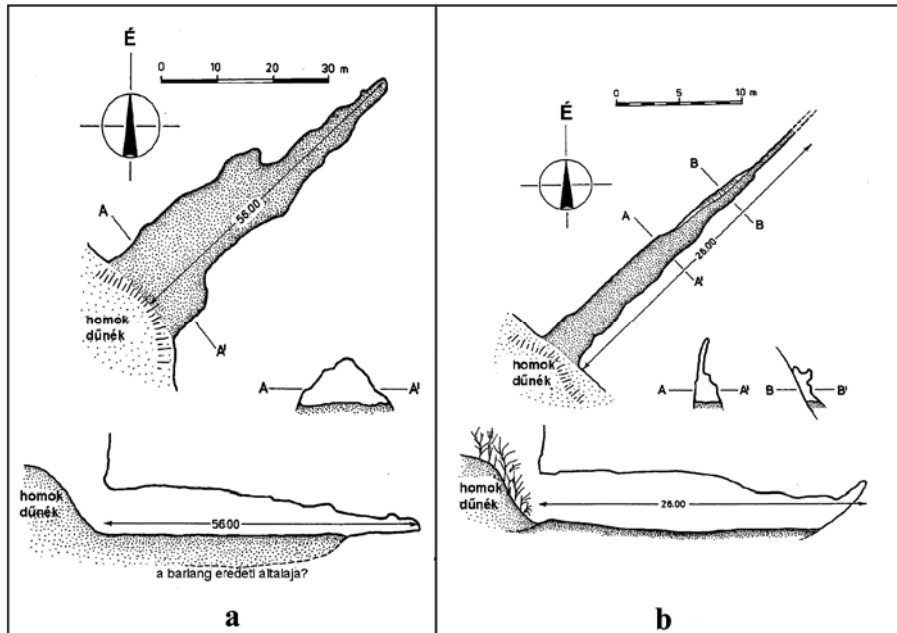
Az 5. barlang észak felé 15 m-re nyílik a 4. barlangtól. A barlang egy 40 m hosszú, 5 - 6 m magas, 1,5-2 m széles járat (4c. ábra, 3. kép). A folyosó a jól megfigyelhető ÉNy-DK-i csapású törésrendszert követi. A barlang formái között tektonikus elemek az uralkodóak. Az abrázió minden bizonnyal a törésvonalak mentén fellazult kőzetben vájta ki az üreget.



3. kép: Az 5. barlang folyosója egy ÉK-DNy-i csapású törésvonalat követ
Picture 3: The passage in Cave No. 5 follows a NE - SW trending fault



4. kép: A Nagy-barlang (6 jelű) vagy Te Ana Ru bejárata. Előtérben a barlangba behatóló futóhomok
Picture 4: The entrance to Cave No. 6, The Big Cave or Te Ana Ru. In the foreground the intruding dune sand



5. ábra: A 6. barlang (a) (Nagy-barlang, vagy Te Ana Ru) és a 7. barlang (b) barlang térképe
 Fig. 5: Surveys of Cave No. 6 (a) (Big Cave or Te Ana Ru) and Cave No. 7 (b)

A 6. barlang (5a. ábra), vagy Nagy-barlang, a maori őslakosok nyelvén Te Ana Ru a környék legnagyobb és leglátványosabb barlangja. Az 5. barlangtól északnyugat felé 50 m-re nyíló bejárata 18 m széles és 8 m magas (4. kép). A bejárat mögött egy igen nagy, kb. 3500 m³-es abrúziós terembe jutunk (5. kép). A barlang teljes hossza, a terem végén húzódó 10 m hosszú, alacsony és keskeny folyosóval együtt, 56 m. A bejárat környékén nagy mennyiségű homok halmozódott fel részben konszolidálódott dűnék formájában. A sötét színű homok egy része a barlangba is behatolt.

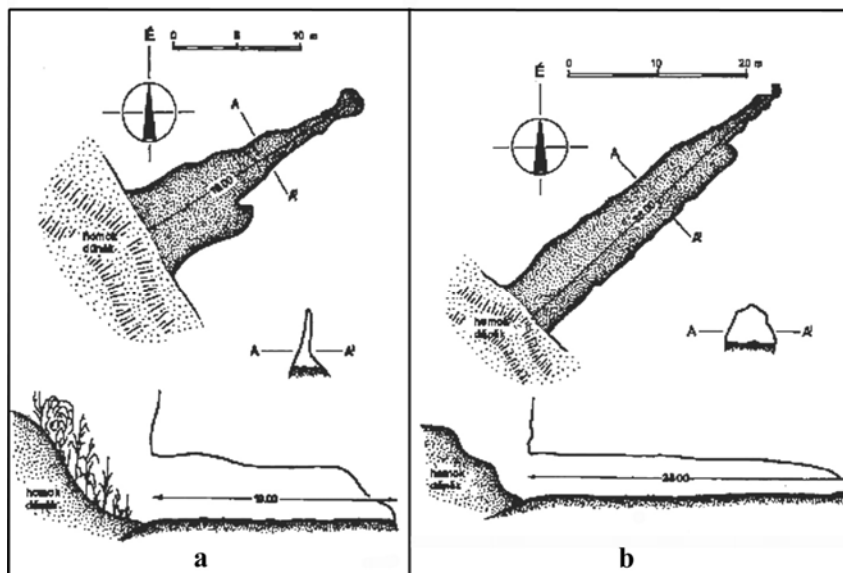
Ennek a barlangnak saját története van (WILLIAMS-NIVEN-TURNER 2000). Az európaiak előtti időkben a hatalmas terem menedéket nyújtott a vándorló őslakosoknak. A 19. század utolsó éveiben a közeli fűrészmalom munkásai ünnepségek rendezésre használták és még egy fából készült táncpadlót is építettek. Ez a padló ma több méter mélységben fekszik a benyomult homok alatt.



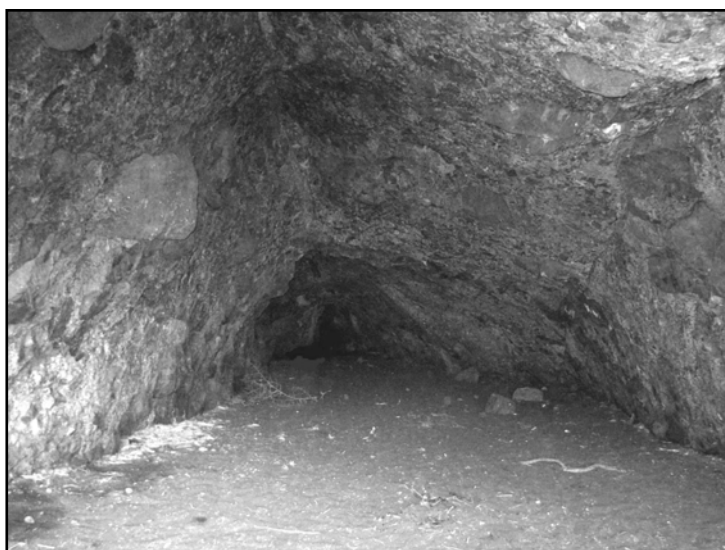
5. kép: Abrázió által kialakított terem a 6. barlangban
Picture 5.: The large abrasion chamber in Cave No. 6



6. kép: A 8. barlang fokozatosan elkeskenyedő járata
Picture 6.: The gradually narrowing passage in Cave No. 8



6. ábra: A 8. barlang (a) és a 9. barlang (b) térképe
 Fig. 6.: Surveys of Cave No. 8 (a) and Cave No. 9 (b)



7. kép: Abrázió által kialakított terem a 9. barlangban
 Picture 7: The abrasion chamber in Cave No. 9

A Nagy-barlangtól északnyugatra 100 m-re találjuk egymástól 20 m távolságra, a sziklafal tövében nyíló 7. és 8. barlangot. A bejáratokat a kon-

szolidálódott dúnéken fejlődött dús növényzet takarja. A 7. barlang (5b. ábra) egy 26 m hosszú fokozatosan keskenyedő folyosó, amely egy ÉNy-DK-i csapású, 65° -t DK felé dőlő törésvonalat követ. Az abrázios formák csak a bejárat szakaszon figyelhetők meg, a továbbiakban a barlangjárat tektonikus eredetűnek tekinthető. A 19 m hosszú 8. barlang (6a. ábra) egy 5 m magas és 8 m széles abrázios terem, amely egy fokozatosan keskenyedő folyosóban folytatódik (6. kép). A bejáratok környékét durva vulkáni törmelék borítja.

A 9. barlang (6b. ábra) 38 m hosszú. Legjelentősebb részét egy 30 m hosszú, 5 m magas és 8 m széles abrázios terem képezi (7. kép), melynek végén egy 8 m hosszú keskeny tektonikus folyosó húzódik. A barlang falát cementált törmelék alkotja, amelyben különösen nagyméretű andezittörmelék figyelhető meg.

5. Összefoglalás

A elhagyott partvidék mentén még fellelhető aktív és szubfosszilis abrázios barlangok további kutatása a jövő kihívó kutatási feladatai közé tartozik (BUNNEL 2004, CROSSLEY 1988).

IRODALOM

- BALÁZS D. (1981): Ausztrália, Óceánia, Antarktisz - Panoráma Kiadó, Budapest, p.559-563.
- BUNNEL, D.(2004): Riko Riko Cave, New Zealand - World's Largest Sea Cave? - NSS News, May 2004, p.145-147.
- CAMERON, E. - HAYWARD, B. - MURDOCH, G. (1997): A Field Guide to Auckland, Exploring the Region's Natural and Historic Heritage - Random House, Auckland, p 178-179.
- CROSSLEY, P.C. (1988): The New Zealand Cave Atlas - North Island, NZSS p 2-12.
- DENCH, A. - PARORE L. A. (2001): Walking the Waitakere Ranges - New Holland Publishers, Auckland p 82-85.
- OMBLER, K. (2001): National Parks and other Wild Places in New Zealand - New Holland Publishers (UK) Ltd. p 34-36.
- THORNTON, J. (1985): Field Gide to New Zealand Geology - Reed Publishing (NZ) Ltd., Auckland p 147-150.
- WILLIAMS, J.-NIVEN, C.- TURNER, P. (2000): New Zealand - Lonely Planet, Melbourne, Auckland, London p 172-173.

LÁVASZTALAKTITOK ÉS LÁVASZTALAGMITOK A VIÐGELMIR LÁVAALAGÚT-BARLANGBAN

GADÁNYI PÉTER

Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi tanszék, Szombathely,
Károli Gáspár tér 4. gpeter@bdf.hu

Abstract: The 1,585m long Viðgelmir lava tube cave is situated in the Hallmundarhraun lava flow, Iceland. In its spacious interior several types of lava dripstones can be found. On the ceiling tubular lava stalactites and soda straw stalactites are the most common speleothems. On the sidewalls of the cave runners combine with the above-mentioned forms. Many lava stalagmites can also evolve on the sidewalls as a result of their complexity with lava shelves, side walks and aprons. The floor's lava stalagmites situated near the sidewalls are in greater density. At the gradually narrowed ending of the lava tube the terminated lava flow piles up in bigger thickness. That is why the lava flow's cooling time was longer here than in the other areas of the cave. It results a greater number and size of lava stalactites and stalagmites at the cave's ending.

1. Bevezetés

A Viðgelmir lávaalagút-barlangot magában foglaló Hallmundarhraun lávafolyás Izland nyugati részén helyezkedik el (1a. ábra), a Langjökull jégtakarótól Északnyugatra (1b. ábra). A lávamező területe közel 200 km², míg térfogata 2-3 km³ (HRÓARSSON – JÓNSSON 1991). Kora ¹⁴C-es kormeghatározások alapján 1190±100 év (SÆMUNDSSON 1966), amelyet tefrakronológiai vizsgálatok is igazoltak (JÓHANNESSON 1989). A Hallmundarhraun lávafolyás forrását jelentő hasadékvulkán kráterSORA közvetlenül a Langjökull jégtakaró peremén húzódik, részben jégborítás alatt. A Viðgelmir lávaalagút-barlang bejárata innen 33 km-el nyugatabbra található (1/a ábra). A barlang nagy valószínűséggel már a kialakulásakor, egy lávakéreg-felboltozódás beszakadásakor felnyílt (WOOD *et al.* 2003). Az ekkor keletkezett beszakadások 20-40 m átmérőjűek (1. kép). Ezek alatt, kb 15 m mélyen található, összeszűkülő járatszakaszon áthaladva juthatunk be a tágas barlang 1585 m hosszú fő járatába (2. kép). A Viðgelmir lávaalagút Izland legnagyobb térfogatú lávabarlangja (148 000 m³), átlagos magassága 9,2 m, legnagyobb magassága 15,8 m, átlagos szélessége 10,2 m, legnagyobb szélessége 16,5 m (HRÓARSSON 2006). Átlagos méretei alapján a legtágasabb lávaalagút-barlang a Földön (HRÓARSSON – JÓNSSON 1991). A barlang bejáratát a közelmúltig egy jégdugó zárta le, ami egyben védelmet is nyújtott az itt található igen látványos lácseppkövek számára.



1. ábra: a. Izland műholdképe b. a Langjökull jégtakarótól Északnyugatra elterülő Hallmundarhraun lávamező és rajta a Viðgelmir-barlang felnyílási helye
 Fig. 1: a. Satellite image of Iceland b. The Hallmundarhraun lava flow Northwest of the Langjökull ice cap, and the entrance site of the Viðgelmir lava cave



1. kép: A Viðgelmir-lávaalagút-barlang felnyílása (20 x 40 m területen), amely az egykori lávafolyás boltozatának szingenetikus lesüllyedésével és omlásával keletkezett a Hallmundarhraun lávamezőn
 Picture 1: The entrance of the Viðgelmir lava tube that originates from a syngenetic roof subsidence and collapse of the lava flow (in the area of 20 x 40 m) on the Hallmundarhraun lava-field



2. kép: Az 1585 m hosszú Viðgelmir lávaalagút-barlang egyik szakasza (HRÓARSSON 2006).
Picture 2: A spacious interior section of the 1585 m long Viðgelmir lava tube (HRÓARSSON 2006).

A bazaltláva-cseppkövek a mészkő-cseppkövektől eltérő módon, néhány óra leforgása alatt létrejöhetnek, azonban formailag a két közettípus cseppkövei gyakran igen hasonlóak lehetnek egymáshoz. Ezért a bazaltláva-cseppkövek pszeudokarsztos jelenségek.

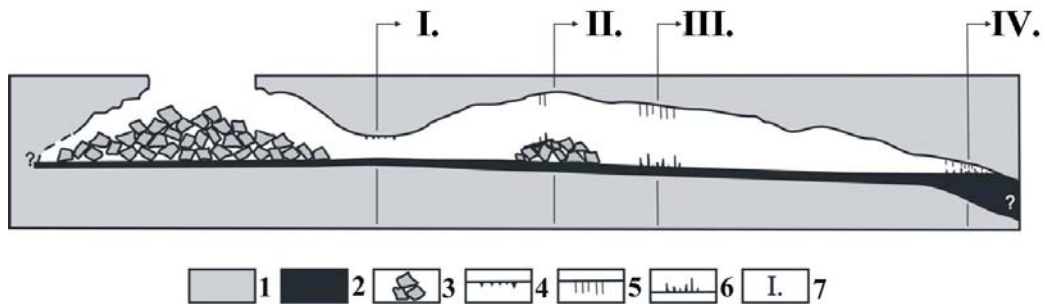
A Viðgelmir-barlang láva-sztalaktitjainak és láva-sztalagmitjainak típusait a barlangban található különböző képződési környezetük szerinti csoportosításban mutatom be.

2. Lávasztalaktitok a Viðgelmir lávaalagút-barlangban

A lávasztalaktitok (függő lácseppkövek) különböző morfogenetikai típusait a lávaalagút mennyezetén valamint az oldalfalakon is megfigyelhetjük. Előfordulási helyük és alakjuk a barlangjárat magasságától, szélességétől és az oldalfalak tagoltságától függően változik.

2.1. A mennyezet lávasztalaktitjai

A Viðgelmir lávaalagút-barlang fő járata helyenként 2-3 m magasságúra és 2-4 m szélességűre szűkül (3. kép, 2, 3. ábra).

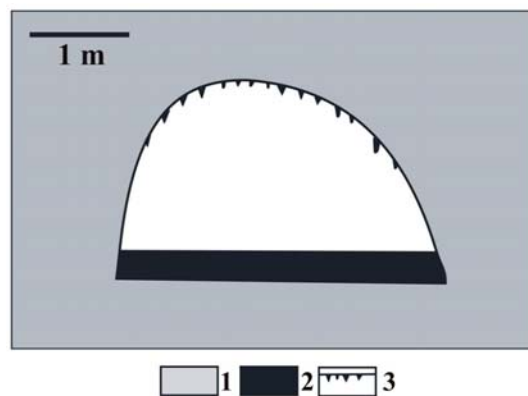


2. ábra: A Viðgelmir-lávaalagút-barlang elméleti hosszmetsete, erős magassági torzítással. A lávacseppkövek különböző jellegzetes képződési környezeteit, illetve az I-IV. sz. keresztelvényeinek helyeit római számok jelzik (lásd: 3, 4, 5, 6. ábrákat)

Jelmagyarázat: 1. a lávabarlang bezáró kőzete, falai 2. a lávabarlangon keresztülhaladó utolsó lávafolyás
3. a barlang-mennyezet omlása(i)kor felhalmozódott kőtömbök 4. kisméretű lávasztalaktitok 5. lávaszalmasztalaktitok és csöves változataik 6. lávasztagmitok 7. keresztelvény sorszáma

Fig. 2: Schematic longitudinal sectional view of the Viðgelmir lava tube in high vertical distortion. The evolution sites of the typical lava dripstones and the places of the cross sections (see also Fig. No. 3, 4, 5, 6.) shown by roman numbers

Legend: 1. the host rock, and the walls of the lava cave 2. the terminal lava flow 3. blocks, and boulders piled up by a roof collapse(s) 4. small size lava stalactites 5. lava straw-stalactites, and their tubular variations 6. lava stalagmites on the floor 7. the number of the cross sections



3. ábra: A lávaalagút alacsony (két tágasabb járat között) beszűkülő részének I. számú elméleti keresztmetsete (lásd 2. ábrát), a jellegzetes lávacseppkő képződési helyekkel

Jelmagyarázat: 1. a lávabarlang bezáró kőzete, falai 2. a lávabarlangon keresztülhaladó utolsó lávafolyás
3. a mennyezeti lávamáz megfolyásával létrejött kisméretű lávasztalaktitok

Fig. 3: Schematic cross sectional view of a low and narrow passage of the lava tube (see also Fig. 2, No I.), with the locations of the formation sites of the typical lava dripstones situated here.

Legend: 1. the host rock, and the walls of the lava cave 2. the terminal lava flow
3. small size lava glaze stalactites

Ezek a járatszakaszokon a jobb megtartású, kisebb távolságot átívelő boltozat később sem omlott le, ezért az alacsonyabb barlangjáratok boltozatának külső oldalán kialakult gáztalanabb réteg, az úgynevezett lávamáz is fennmaradhatott. Ennek következtében a még forró lávamáz egykori – gravitációs hatású - megfolyása során keletkezett lávasztalaktitok („lávamáz-sztalaktitok”) ma is láthatóak (3. kép).



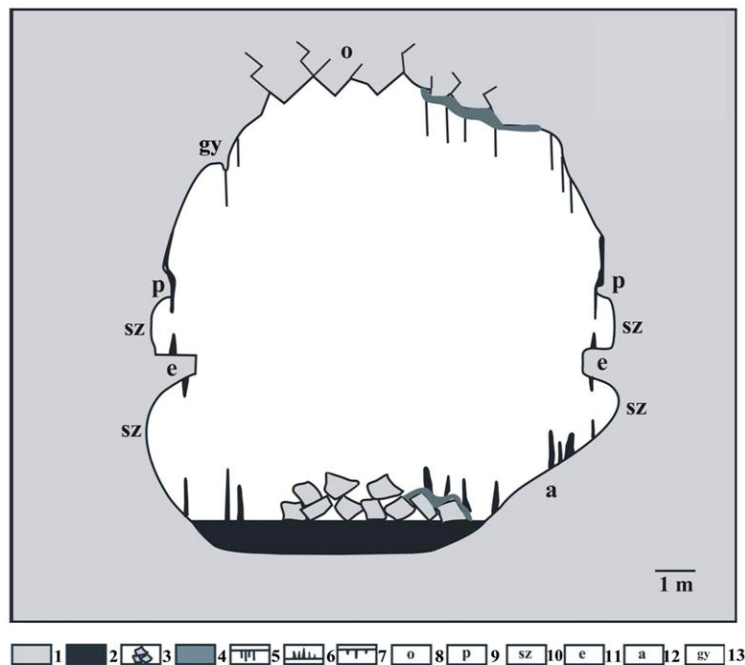
3. kép: A lávaalagút 2-3 m magasságig szűkülő szakaszán a boltozat nem omlott le, ezért megmaradtak a külső lávamáz megfolyásával létrejött lávasztalaktitok („lávamáz-sztalaktit”)
Picture 3: At the narrowed section of the lava tube the ceiling did not collapse that is why the lava glaze and its lava-stalactites still exist

Az így kialakult függő lávacseppkövek hossza általában 1-4 cm. Háromszög keresztmetszetű, lefelé keskenyedő, félgömbben végződő, zömök alakjuk van és közöttük gyakran kisebb kupolaszerű formák jönnek létre. Az ilyen típusú lávasztalaktitok nagyobb hosszúságban történő megszilárdulását az alacsonyabb lávaalagút-szakaszokban a közvetlenül alattuk áramló, a keletkezésükért is felelős aktív lávafolyás magas hőmérsékletének visszaolvasztó hatása akadályozza meg. A keskenyebb járatokban a lávafolyás hozamának növekedésekor a folyós láva a mennyezethez érhet, majd attól leválva, az elválási felületen is keletkezhetnek hasonló formájú lávasztalaktitok. A lávamáz alatt az így kialakult lávamáz-sztalaktitok belső szerkezete legtöbbször hólyagos, illetve üreges, ami azzal magyarázható, hogy a kihűlt és gáztalanodott lávamáz már megakadályozza a barlangfal belső részeiben felhalmozódott gázok kijutását a barlangi légterbe, így azok a falon belül halmozódnak fel. Egyes esetekben az így összegyűlt gázok nagyobb buborékjai a falakból az izzó és képlékeny lávamáz felfújva és

szétdurrantva előtörhetnek. A lávabarlang falain az ilyen gázkirobbanások helyét a megszilárdulás után jellegzetes formájú „sebhelyek”, úgynevezett gázhólyaghegek jelzik (BALÁZS 1974).

Az alacsonyabb járatokat nem teljesen kitöltő lávafolyások, valamint a belőlük kiáramló gázok, magas hőmérsékletükkel a boltozat anyagát és a rajtuk a korábban kialakult lávasztalaktitokat újraolvaszthatják, így azok alakja és anyagi összetétele is jelentősen módosulhat (CORSARO *et al.* 2005).

A Viðgelmir-barlang széles, tágas járatában a mennyezet lávasztalaktitjai megnyúltabb formájúak (2, 4, 5. ábra).



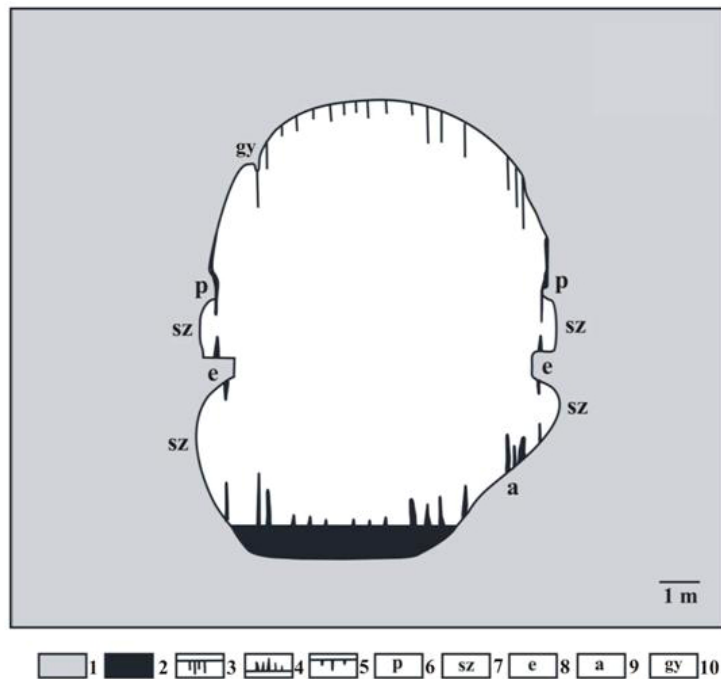
4. ábra: A lávaalagút magas, széles, omlásos mennyezetű részének II. számú elméleti keresztmetszete (lásd 2. ábra), a jellegzetes lácseppkő képződési helyekkel. A lácseppkövek kétszeres nagytűsben vannak ábrázolva.
Jelmagyarázat: 1. a lávabarlang bezáró kőzete, falai. 2. a lávabarlangon keresztülhaladó utolsó lávafolyás. 3. a barlang-mennyezet omlása(i)kor felhalmozódott kőtömbök. 4. lácseppkő. 5. lácseppkő szalmasztalaktitok és csöves változataik. 6. lácseppkő az oldalfalakon és az aljzaton. 7. a lácseppkő megfolyásával és a lácseppkő folytatásaként létrejött lácseppkő az oldalfalakon. 8. omlással felfelé harapódzó mennyezet. 9. lácseppkő. 10. lácseppkő. 11. lácseppkő. 12. a barlangi meander belső oldala. 13. „lácseppkőgyűjtő”

Fig. 4: Schematic cross sectional view of a high and wide and partly collapsed passage of the lava tube (see also Fig. 2, No II.), with the locations of the formation sites of the typical lava dripstones situated here.

The lava dripstones are illustrated in double size exaggeration.

Legend: 1. the host rock, and the walls of the lava cave 2. the terminal lava flow 3. blocks, and boulders piled up by a roof collapse(s) 4. lava glaze 5. lava straw-stalactites, and their tubular variations 6. lava stalagmites on the sidewalls and on the floor 7. lava stalactites in a combination with their corresponded runners on the sidewalls 8. collapsed section of the ceiling 9. Lava shelf 10. horizontal sidewall trough 11. lava balcony 12. apron 13. „lava collector”

Hosszuk 5 - 10 - 50 cm. Átmérőjük, viszont csak 0,5 – 1 cm, amiért illik rájuk a láva-szalmasztalaktit (vagy láva-szalmacseppkő) elnevezés. Keletkezésükkor a barlang boltozatán a még olvadt állapotban levő láva a mennyezet gerincszerű vonulataira áramlott, ide gyűlt nagyobb mennyiségben, aminek következtében ezeken a helyeken nagyobb sűrűségben, hosszabbra nőhettek a lávasztalaktitok. Ehhez hozzájárult az is, hogy - a járat nagyobb magassága miatt - a képződési helyüktől (mennyezet) az aljzaton áramló, vagy csak éppen leállt izzó lávafolyás is távolabb (lejjebb) volt (2, 4, 5. ábra) és ezért nem olvasztotta vissza a lefelé növekvő lávaszalmasztalaktitokat.



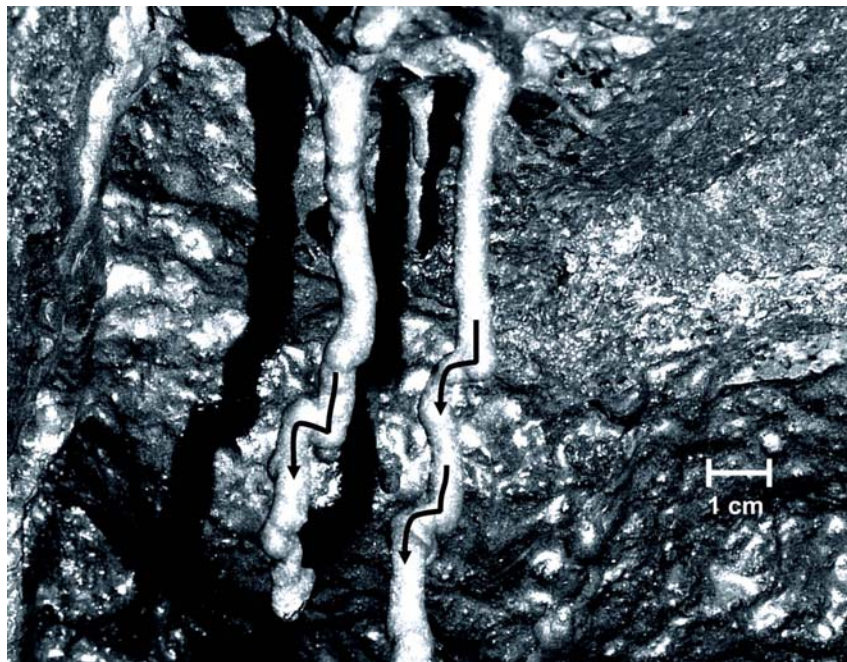
5. ábra: A lávaalagút magas, aránylag keskenyebb részének III. számú elméleti keresztmetszete (lásd 2. ábra), a jellegzetes lávacseppkő képződési helyekkel. A lávacseppkővek kétszeres nagyításban vannak ábrázolva. Jelmagyarázat: 1. a lávabarlang bezáró kőzete, falai. 2. a lávabarlangon keresztülhaladó utolsó lávafolyás. 3. láva szalmasztalaktitok és csöves változataik 4. lávasztalagmitok az oldalfalakon és az aljzaton. 5. a lávamáz megfolyásával és a lávaerek folytatásaként létrejött lávasztalaktitok az oldalfalakon. 6. lávapárkány 7. lávaszínlő 8. lávaerkély 9. a barlangi meander belső oldala 10. „lávagyűjtő”

Fig. 5: Schematic cross sectional view of a high and relative narrow passage of the lava tube (see also Fig. 2, No III.) with the locations of the formation sites of the typical lava dripstones situated here. The lava dripstones are illustrated in double size exaggeration.

Legend: 1. the host rock, and the walls of the lava cave 2. the terminal lava flow 3. lava straw-stalactites, and their tubular variations 4. lava stalagmites on the sidewalls and on the floor 5. lava stalactites in a combination with their corresponded runners on the sidewalls 6. lava shelf 7. horizontal sidewall trough 8. lava balcony 9. apron 10. „lava collector”

A láva-szalmasztalaktitok belseje sokszor egy, csaknem összefüggő, keskeny cső. Ezen a csövön keresztül jelentős mennyiségű láva áramlik (LARSON 1993), amelynek lecsepegett darabjaiból a barlang oldalain és aljzatán lávasztalagmitok képződhetnek. A csöves lávasztalaktitokon keresztüláramló láva a lágabarlang bezáró kőzetének hűlése során, annak alacsonyabb olvadáspontú anyagaiból származik. Ezeket a hűléssel már korábban, magasabb hőmérsékleten kikristályosodó kőzetrészek préselik ki maguk közül a 1070 és 1000 °C-os hőmérséklet-tartományban (ALLRED-ALLRED 1998). A csöves lávasztalaktitok és a bennük átfolyó lágából lejjebb felépülő lávasztalagmitok – a barlangfalakból ílymódon „kiizzadt” – anyaga ezért eltér a lágabarlang falának anyagi összetételétől.

A csöves szerkezetű lávasztalaktitok lehetnek egyenesek, de gyakran girbe-gurba, elágazó, elhajlott és megtört alakúak (4, 5. kép), ame -



4. kép: Csöves láva-szalmasztalaktitok a lágaalagút oldalfalának beöblösödésében. Képződésükkor az alsó rész elzáródásakor a bennük folyó lág többször nem lefelé, hanem oldalirányban bukkant elő (az irányváltásokat a fekete nyilak jelzik). Az így keletkezett, gyakran derékszögű hajlatok adják a csöves láva-szalmasztalaktitok változatos, girbe-gurba alakját.

Picture 4: Tubular lava stalactites hanging on the lava tube's sidewall. If the lower side of the tubular lava stalactite solidify, it can close the molten lava ooze through the tube. In that case the molten lava has to change its way (shown by the black arrows), generally with 90 degrees angle, forming a tortuous, twisted shaped lava straw stalactite.

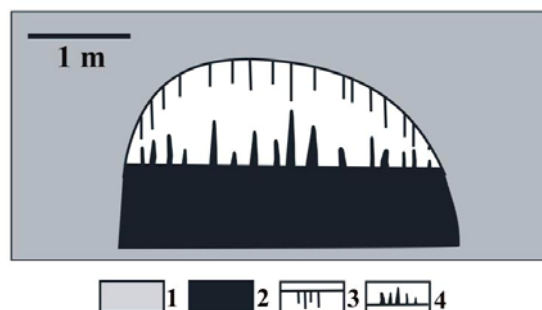
lyet a lávaalagútban, a még áramló, izzó lávából származó gázok heves lökései is kialakíthatnak (BALÁZS 1974). A csöves lávasztalaktitok belsejében csordogáló láva mindig a kisebb ellenállású részek felé törekszik, ezért gyakran változtatja irányát. Abban az esetben ugyanis, amikor a cseppkő alsó része jobban elzáródik (megszilárdul), akkor a láva nem lefelé, hanem oldalirányban folytatja útját. Ez a csöves lávasztalaktitok girbe-gurba, megtört irányú alakjának másik magyarázata (4. kép).

A barlangmennyezet egyes részein, amelyeket kisebb mértékben tagolnak folyékony lávát „gyűjtő” gerincszerű kiemelkedések, ott a lávaszalmasztalaktitok illetve csöves változataik nagyobb sűrűségben, de kisebb átlagos hosszúságban fordulnak elő (4, 5. ábra).

A lávaalagút elvégződésénél, a beszűkülő keresztmetszetű barlangmennyezetén a lávasztalaktitok előbb leírt típusai a 30-50 cm-es hosszúságot is elérik (5. kép, 2, 6. ábra).



5. kép: A lávaalagút fokozatosan beszűkülő elvégződésénél (lásd 2, 6. ábra) nagy sűrűségben kialakult csöves lávasztalaktitok
Picture 5: At the gradually narrowed ending of the lava tube (see also Fig 2, 6.), the tubular lava stalactites on the ceiling.



6. ábra: A lávaalagút alacsony, beszűkülő elvégződésének IV. számú elméleti keresztmetszete (lásd 2. ábra), a jellegzetes lóvasceppkő képződési helyekkel.

Jelmagyarázat: 1. a lóvabarlang bezáró kőzete, falai. 2. a lóvabarlangon keresztülhaladó utolsó lóvafolyás. 3. lóva szalmaształaktitok és csőves változataik 4. lóvaształaktitok az aljzaton

Fig. 6: Schematic cross sectional view of a low and narrow ending passage of the lava tube (see also Fig. 2, No IV.), with the locations of the formation sites of the typical lava dripstones situated here.

Legend: 1. the host rock, and the walls of the lava cave 2. the terminal lava flow 3. lava straw-stalactites, and their tubular variations 4. lava stalagmites on the floor

2. 2. Az oldalfalak lóvaerei és lóvaształaktitjai

A barlangfolyosó alján áramló lóvafolyónak egy idő után fokozatosan lecsökken a hozama, azonban még így is órákig, vagy több napon át biztosíthatja a lóvabarlang cseppkőalakzatainak kialakulásához szükséges magas hőmérsékletet, ezért azok nemcsak a lóvabarlang mennyezetén, hanem az oldalfalain is képződhetnek.

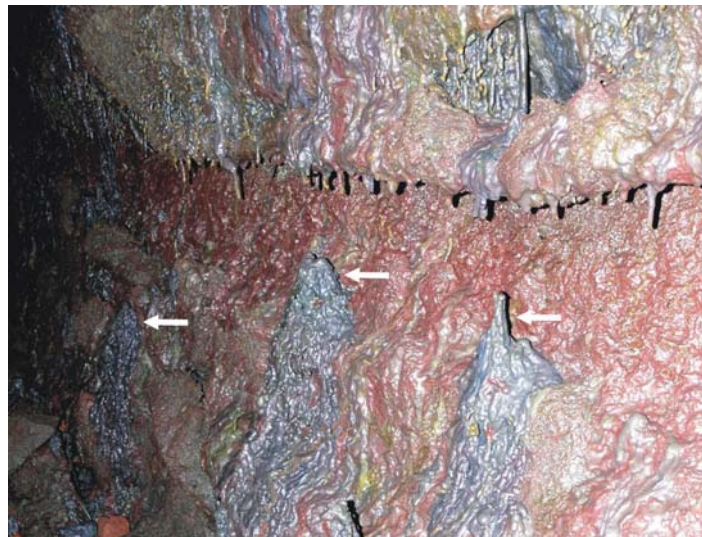
A lóvaalagutak oldalfalain keletkező lóvamáz jellegzetes megszilárdult folyási formái a lóvaerek (6. kép). Ezek, az ember kidudorodó ereihez hasonló folyási egységek az oldalfalak legnagyobb dőlésszögével párhuzamosan települnek. Átmérőjük 1 – 5 cm, hosszúságuk pedig néhány dm-től több méterig változik. A lóvaerek belső szerkezete – a csőves lóvaształaktitokhoz hasonlóan - gyakran csőszerűen üreges és helyenként igen nagy sűrűségben helyezkednek el, és egymásra is települnek, illetve a hűléssel járó viszkozitás növekedés miatt lefelé, cseppalakban kiszélesedhetnek (6. kép).

Az oldalfalak bármely kiugró, kiemelkedő részén, például a lóvapárkányok, és lóvaerkélyek oldalsó és alsó felén a lóvaerekből és a lóvamáz szélesebb felületi megfolyásaiból - azok folytatásaként – az oldalfalak bemélyedései felett gyakran cseppalakban kiszélesedő lóvaształaktitok, csőves lóvaształaktitok, illetve lóva-szalmaształaktitok alakulnak ki (4, 7. kép, 4, 5. ábra).



6. kép: Sűrűn egymásra települt lávaerek melyek helyenként cseppalakban kiszélesednek, illetve ilyen alakú lávasztalaktitok formájában folytatódnak az oldalfalak beöblösödő részein. A kép jobb szélén egy, a hűlés során létrejött összehúzódásos eredetű (kontrakciós) hasadék látható

Picture 6: Lava runners piled up in a great density. From these forms lava stalactites developed at the hollowing sections of the sidewalls (e.g. below the lava shelves). On the right side of the picture a contraction crack can be seen that evolved when the sidewall of the cave was cooling.



7. kép: A lávaalagút oldalfalainak jellegzetes lávacseppkő formái. A lávaerekből és a szélesebb felszíni láva-megfolyásokból a lávapárkányokon lávasztalaktitok épülnek. A lávasztalaktitokból lecesepegő lávából a lávaszínlőkön a vöröses színű környezetüktől eltérő anyagú, szürkés 10-20 cm magasságú lávasztalagmitok (fehér nyilak jelzik) sorozata alakul ki.

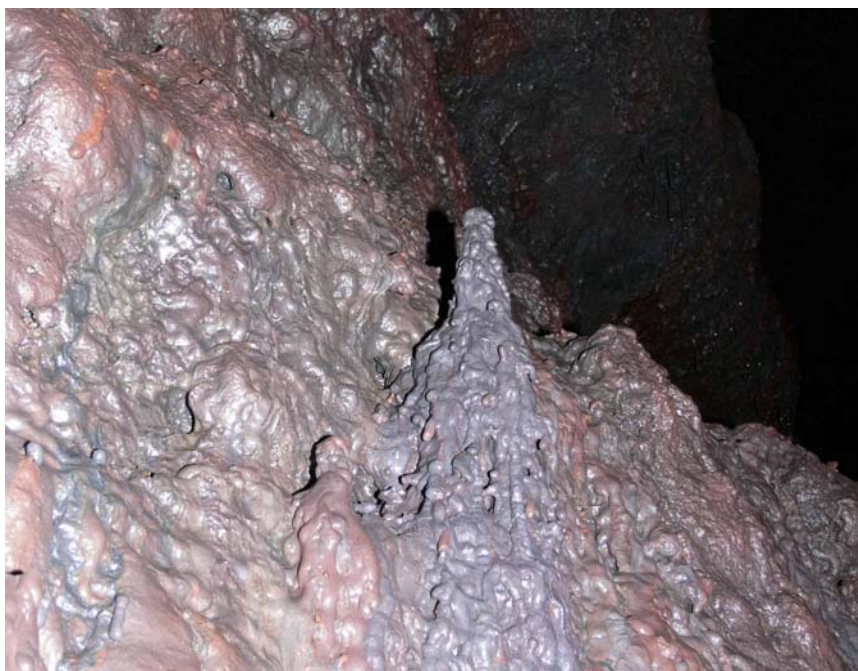
Picture 7: Typical lava dripstone forms on the Viögelmir lava tube's sidewall. Narrow and wide runners can combine with tubular stalactites and soda straw stalactites, and finally, lines of 10-20 cm high lava stalagmites (shown by the white arrows) can develop from them on the lava shelves.

3. Lávasztalagmitok Viðgelmir lávaalagút-barlangban

Lávasztalagmitok (álló lávacseppkövek) az oldalfalakon, illetve legnagyobb számban és mérettartományban a lávaalagút aljzatán képződtek.

3.1. Az oldalfalak lávasztalagmitjai

Az oldalfalakon lecsordogáló lávából nemcsak lávaerek, illetve a velük összefüggő lávasztalaktitok alakulhatnak ki, hanem az alattuk elhelyezkedő oldalfalak kiálló részein, a róluk lecsepegő lávából gyakran lávasztalagmitok is felépülnek. Az oldalfalak láva-sztalagmitjai ilyen módon a lávapárkányok és a lávaerkélyek felső illetve a lávaszínlők alsó részén halmozódnak fel (7, 8. kép, 4, 5. ábra). Magasságuk a Viðgelmir-barlangban 1-2 cm-től 30-40 cm-ig változik.



8. kép: Lávasztalagmit (30 cm magas) az oldalfal olvadt lávamáz-megfolyásai által erősen átalakított formájú keskeny lávaszínlőn
Picture 8: Lava stalagmite (30 cm high) situated on a narrow lava ledge strongly modified by a pouring and dripping molten lava glaze

A lávaalagút kanyarulatainak belső oldalainak fél-kúppalást alakú formáinak felszínén az oldalfalokról lecsepegő lávából már a lávaár teljes elvonu-

lása előtt is képződhetnek lávasztalagmitok, néhány méter távolságra oldalirányban a még aktív lávafolyástól (4, 5. ábra).

3.2. Az aljzat lávasztalagmitjai

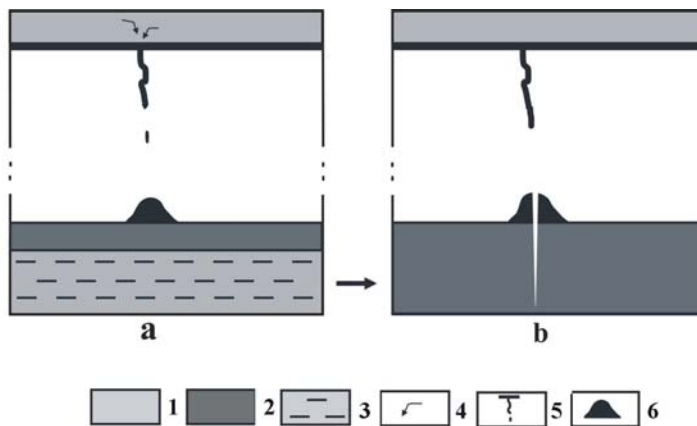
Lávasztalagmitok képződése lehetséges már a stagnáló, vagy igen lassan áramló lávafolyások bekérgeződött, szilárd felszínén is (BALÁZS 1974, ALLRED-ALLRED 1998), azonban legnagyobb számban és méretben közvetlenül az utolsó lávafolyó leállítását követően épülnek fel a lávaalagutak aljzatán. A még forró barlangban a mennyezetről és az oldalfalokról az aljzatra ekkor csepeg le nagyobb mennyiségben olvadt láva, amelyet már nem szállít tovább lávafolyás. Ezt egyértelműen bizonyítja az, hogy közvetlenül a lávasztalagmitok fölötti mennyezetrészekben függenek azok a csöves lávasztalaktitok, amelyekből a lecsepegő láva az álló láva-cseppköveket felépítette. Az aljzat lávasztalagmitjai tehát a lávafolyó már álló a hűlés során bekérgeződött felszínére települtek, amely alatt a lávafolyás belső részei még hosszabb ideig izzón folyós állapotban maradhatnak. Ezt bizonyítják a belső részek hülésekor keletkezett és a felszíni lávakéregre átöröklött kontrakciós hasadékok is, amelyek több esetben keresztezik az aljzat lávasztalagmitjait (9. kép, 7. ábra). A lávafolyás további hülésekor képződött ilyen kontrakciós hasadékok tehát egyértelműen jelzik a lávasztalagmitok csak néhány órával fiatalabb relatív korát, a talpzatukat jelentő lávafolyáshoz képest (9. kép, 7. ábra).

A lávaalagút boltozatának és oldalfalainak belső részei hosszabb idő alatt hűlnek le, ezért a lávafolyás leállítását követően a lávasztalagmitok inkább a csöves lávasztalagtitok alatt, a belőlük kicsepegő lávából fognak felépülni (a barlangfal magasabb olvadáspontú, kipréselt, mintegy „kiizzadt” anyagából; lásd a csöves lávasztalaktitoknál leírtakat).

A felülről hulló lóvacseppek gyakran már félig megszilárdulva forradtak hozzá az aljzaton folyamatosan növekvő lávasztalagmitokhoz. A lehulló lóvaszemcsék lehetnek 1-2 cm átmérőjű lóvagömböcskék, de a lóvaszalmasztalagtitokból leszakadt néhány cm-es „lóvagiliszták” is alkothatnak úgynevezett fonatos lávasztalagmitokat (BALÁZS 1974). Az ilyen típusú lávasztalagmitok belseje sok olyan kicsi üreget tartalmaz, amelyet a lehulló még félig képlékeny lóvaszemcsék zártak maguk közé.



9. kép: A lávaalagút aljzatán húzódó hűléses eredetű kontrakciós hasadék közepén kettészelte a képen látható lávasztalagmitot. Ebből az következik, hogy olyan, belül még izzó, illetve folyó lávafolyás felső megszilárdult kérgére települt, amelynek csak néhány órával a lávasztalagmit képződése előtt állt le teljesen a mozgása
 Picture 9: Contraction crack that cleaved this lava stalagmite in two. It means this lava stalagmite evolved right after the moving lava flow had come to a stop, but just before the interior of the lava flow cooled down.



7. ábra: a. Lávasztalagmit kialakulása a lávafolyás álló, bekéregződött felszínén. b. A lávafolyás belső részeinek lehülésekor, a 9. képen látható lávasztalagmitra átöröklődött kontrakciós hasadék képződése
 Jelmagyarázat: 1. a lávaalagút mennyezete 2. a lávafolyás szilárd, kihűlt része 3. izzón folyós lava 4. a mennyezet kikristályosodott anyagától elkülönült közetrészek migrálási iránya 5. csöves láva-szalmasztalaktit
 6. lávasztalagmit (a b szelvényen kontrakciós hasadék által kettéhasítva)

Fig 7: a. The development of a lava stalagmite on a stationary crust of the terminal lava flow
 b. The formation of a contraction crack in the cooled down lava flow that continue into the lava stalagmite on it.
 Legend: 1. the ceiling of the lava tube. 2. the solid crust of the lava flow. 3. hot fluid lava. 4. the extrusion course of a liquid segment of the ceiling material separated by fractionally crystallization. 5. tubular lava-stalactite.
 6. lava stalagmite (cleaved by a contraction crack on the b section)

A Viðgelmir-barlang aljzatán a lávasztagmitok igen változatos alakban és méretben alakultak ki (9, 10, 11. képek). A lávafolyás egykori sodorvonalának közelében, a lávafolyás nagyobb vastagságának és sebességének következtében a lávaalagút aljzatának középső zónájában alakult ki legkésőbb szilárd kérgű felszín. Ebben a zónában a lávasztagmitok növekedéséhez kevesebb idő állt rendelkezésre, aminek következtében azok átlagmagassága kicsi (10. kép, 5. ábra).

A Viðgelmir-barlang nagyobb méretű, magasabb lávasztagmitjai (20-40-70 cm) az oldalfalak közelében alakultak ki, ahol már a láva visszahúzódásának kezdetén leállt a lávafolyás mozgása (11. kép, 4, 5. ábra). Ezeken a helyeken a lávasztagmitok stabilabb körülmények között, hosszabb idő alatt épülhettek fel. Az aljzat peremi zónájában felépülő lávasztagmitok nagyobb méretéhez nemcsak a mennyezetről, hanem az aljzat fölé hajló oldalfalokról a nagyobb mennyiségben összegyűlő és lecsepegtő lávák akkréciója is hozzájárult, ami a nagyobb átlagos magasságuk másik magyarázata (11. kép, 4, 5. ábra).



10. kép: A lávaalagút aljzatának középső zónájában a lávasztagmitok átlagos mérete kisebb (4-6 cm magasak), azonban a képen látható módon, nagy sűrűségben is kialakulhatnak. A felépítő anyaguk a mennyezeten sűrűn elhelyezkedő csöves láva-szalmacseppkövekből csepegett le. Körülöttük az aljzaton ezek letöredezett darabjai láthatóak.

Picture 10: In the middle section of the cave floor the average size of the lava stalagmites is smaller (4-6 cm), but they occur in greater density. The material that they are built up from droplets derived from the lava straw stalactites of the ceiling. Around the lava stalagmites the broken pieces of the abovementioned lava straw stalactites can be seen.



11. kép: Lávasztalagmitok erdeje az aljzaton lávaalagút oldalfalának közelében. Átlagos magasságuk 20 cm, a nagyobbaké a 60-70 cm-t is eléri

Picture 11: Swarm of lava stalagmites on the floor near the side of the lava tube. Their height is 20 cm on average, but some of them can be as high as 60-70 cm.

Következtetések

A Viðgelmir lávaalút-barlang tágas járatszakaszainak összetettsége és nagy belső magassága miatt az oldalfalakon lávaszínlők, lávapárkányok és lávaerkélyek nagyobb mennyiségben találhatóak. Az így tagolt oldalfalak beöblösödő részeinél nagyobb mennyiségben keletkezhetnek lávasztalaktitok, illetve azok alatt lávasztalagmitok is a lávaszínlők alsó felén is, nemcsak a barlang aljzatán (7. kép, 4. ábra, 5. ábra). A lávaalagút beszűkülő részeinek tagolatlan oldalfalain lávasztalaktitok és lávasztalagmitok nem jellemzőek (3. kép, 6. ábra).

A lávaalagút két tágas járata közötti összeszűkülő járatszakasz mennyezetén a hosszú, megnyúlt lávasztalaktit típusok (pl. lávaszalmasztalaktitok) az egykori aktív lávafolyás visszaolvasztó hatása miatt kevésbé jellemzőek (3. kép, 2. ábra, 3. ábra).

A lávaalagút elvégződésénél viszont, ahol az utolsó lávafolyás lezárta a barlang további folytatását, a beszűkülő keresztmetszetű barlang mennyezetén bőségesek a hosszabb (30-50 cm) lávasztalaktitok (5. kép, 2. ábra, 6. ábra).

ra) és az aljzaton hozzájuk kapcsolódó lávasztagmitok is (2, 6. ábra). Ez a lávaalagutat lezáró utolsó lávafolyás leállásával magyarázható. Itt a járat beszűkülése a láva nagyobb vastagságban történő visszaduzzasztását okozta. Így az elvégződésnél, az aljzaton felhalmozódott, nagyobb vastagságú izzó láva lehüléséhez is hosszabb idő kellett, miközben több hőt bocsájtott ki magából, mint a két tágasabb járat közötti járatszűkület aljzatán maradt, vékonyabb láva (2,3,6. ábra). Az elvégződésnél, az aljzaton felhalmozódott vastagabb és fokozatosan hűlő láva ugyanakkor már egyre kisebb mértékben olvasztotta vissza a lefelé növekvő láva-szalmasztaglaktitokat, illetve csöves-lávasztaglaktitokat. Így azok hosszabbra nőhettek (5. kép, 6. ábra), az aljzaton alattuk felépülő lávasztagmitokkal együtt (2, 6. ábra). Ezért a lávaalagút peremi részei mellett az elvégződésnél a lávasztaglaktitok és a lávasztagmitok lávacseppkő-oszlopokká való összekapcsolódása is lehetséges.

A forró és fokozatosan hűlő barlangi térben, rövid idő (néhány óra/nap) alatt létrejövő lávacseppkő-képződmények relatív korának meghatározásakor nagy segítséget jelentenek a barlangban található hűléses összehúzódással létrejött kontrakciós hasadékok (6, 9. kép), különösen az aljzat láva-sztagmitjainak vizsgálatakor (9. kép, 7. ábra).

IRODALOM

- ALLRED, K. - ALLRED, C. (1998): Tubular Lava Stalactites and Other Related Segregations - Journal of Cave and Carst Studies, 3/1998, p. 131-140.
- BALÁZS D. (1974): Lávaüregek keletkezése, típusai és formakincse - Földrajzi Közlemények, p. 135-148.
- CORSARO, R. A. – CALVARI, S. – POMPILLO, M. (2005): Formation of lava stalactites in the master tube of the 1792-1793 flow field, Mt. Etna (Italy) - American Mineralogist, Vol. 90, p. 1413-1421.
- HRÓARSSON, B. – JÓNSSON, S. (1991): Lava Caves in the Hallmundarhraun Lava Flow, Western Iceland - In: G. THOMAS R. (szerk): Proceedings of the 6th International Symposium on Vulcanospeleology, Hilo, Hawaii, p. 85-88.
- HRÓARSSON, B. (2006): Íslenskir Hellar - Vaka-Helgafell, Reykjavík, p. 438-452.
- JÓHANNESSON, H. (1989): Aldur Hallmundarhrauns í Borgarfirði - Fjölrít Náttúrufræðistofnunar 9, 12 p.

- LARSON, C. V.* (1993): An Illustrated Glossary of Lava Tube Features - Western Speleological Survey Bulletin, 87. Vancouver, Washington, 56 p.
- SÆMUNDSSON, K.* (1966): Zwei neue C14-Datierungen isländischer Vulkanausbrüche - Eiszeitalter und Gegenwart 17, p. 85-86.
- WOOD, C. – CHEETHAM, P. – POLONEN, H. – WATTS, R.* (2003): Hallmundarhraun 2003 Iceland. Expedition Report – School of Conservation Sciences Bournemouth University, 27 p.
- WOOD, C.* (1976): Caves in Rocks of Volcanic Origin - In: *FORD, T. D. - CULLINFORD C. H. D.* (szerk): The Science of Speleology, Academic Press, London, p. 127-150.