

LEÉL-ŐSSY SZABOLCS

ELTE-TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott
Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C;
losz@geology.elte.hu

+ Dr. Dénes György 1923-2015

Dénes György távoztával egy különlegesen gazdag és változatos, majdnem egy évszázadot felölelő életút zárult le. Gyuri bácsi megismerte a pokoli XX. század legmélyebb bugyrait is, hogy aztán a század végén számos hazai és nemzetközi elismerésben részesüljön.

Orosházán született, és elemi iskolai, valamint gimnáziumi tanulmányait is ott végezte. Gimnazistaként jutott el Aggtelekre egy iskolai kirándulásra, és alföldi gyerekként ott szeretett bele a karsztok és a barlangok világába.

1942-ben lett a Pécsi Egyetem joghallgatója, de hamar meg kellett szakítania hallgatói jogviszonyát: Mohácsra vitték munkaszolgálatra. Utána egy ideig a fővárosban bujkált, de 1944 decemberében elvitték az németországi, Bergen-belseni koncentrációs táborba. Túlélte, és 1945 őszén már folytatta az egyetemet. Cserkészcsapatával már akkor is a Mecsek hegyeit, völgyeit és barlangjait járta. Az egyetemen felvette a történelem szakot is, és okleveles történészként szerzett jogi diplomát. Marcaliban, unokabátyja ügyvédi irodájában szerezte meg az ügyvédi-bírói szakvizsgához szükséges jogi gyakorlatot, majd a fővárosban, a Honvédelmi Minisztérium Jogi Főcsoportfőnökségén dolgozott. Rövid idő után a Közgazdasági Egyetemre került, ahol történelmet adott elő. Pécsen Schreiber Józseffel, a híresen nagy műveltségű későbbi professzor főabbival, Budapesten Nagy Imrével került szoros kapcsolatba. Emiatt a késői Rákosi-korszakban távoznia kellett az egyetemről, és vállalati jogtanácsosként helyezkedett el.

Ezekben az években már aktívan túrázott a Meteor Turista és Természetbarát Egyesülettel. Itt barátkozott össze számos későbbi, kiváló barlangkutatóval: Hazslinszky Tamással, a Frojmovics testvérekkel, Müller Műtyivel, Kósa Titivel, az akkor még gimnazista Szentés Györggyel, és az ELTE két későbbi, híres geológus professzorával: az ásványtanos Buda Györggyel és az őslénytanos Monostori Miklóssal. Dolgoztak pl. a Csővári-

rögön, az Aggteleki-karszt számos pontján, és alapító tagja volt a Meteor Barlangkutató Csoportjának.

A forradalom idején az egyetemi ifjúság, ill. a Petőfi kör egyik vezetője volt: emiatt hónapokra vizsgálati fogságba került. Szabadulása után Jakucs László, a Baradla-barlang akkori igazgatójának a hívására Aggtelekre ment, távol a politikai élettől, és az első aggteleki útikalauz felszíni túraútvonalait állította össze. Alapos terepbejárásai során ismerte meg a karsztvidék kutatásra alkalmas pontjait, ami később nagy hasznáéra vált. Ekkor dolgozott először együtt Balázs Dénessel: a Meteor Barlangkutató Csoportjának barlangkutató táborait felváltva vezették.

Az adott politikai légkörben illuzórikussá vált, hogy társadalomtudományi tárgyat taníthasson, ezért előtérbe került szenvedélye, a barlangkutatás. 1958-ban miniszteri engedéllyel egyéni levelező tagozatos hallgató lett a Szegedi Egyetemen földrajz-földtan szakon — 35 évesen, egyetemi oktatói múlttal a háta mögött.

Közben volt energiája arra is, hogy részt vegyen a háború után feloszlott Magyar Barlangkutató Társulat újjászervezésében is, ahol Kessler Hubert mellett titkárként az Alapszabály kidolgozója volt. A szintén 1958-ban megalakult Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulatnak 12 éven át főtitkára, aztán 21 éven át társelnöke, majd két évtizeden keresztül, haláláig tiszteletbeli elnöke lett. Több mint félévszázadot töltött a Társulatban vezető pozíciókban! Közben másfél évtizedig az Érembizottság elnöke is volt. Ehhez kapcsolódva a Műszaki- és Természettudományi Szövetségben is dolgozott, hosszú időn át itt is elnökségi tag volt.

Szegedről két év után átjött Budapestre, és az ELTE-n fejezte be természettudományi tanulmányait, ott szerzett geográfus oklevelet. Az egyetem alatt dolgoznia kellett, de értelmiség állás akkor még szóba sem kerülhetett: a Werbőczy (a mai Petőfi) Gimnázium gondnoka lett. A gimnáziumban is foglalkozott a fiatalsággal: számos barlangos előadót hívott meg, így ismerkedett meg a vele egykorú Apámmal is. A diákokat barlangkutatásra vitte, és megalakította a Petőfi Barlangkutató Csoportot. Ott ismerkedett meg az akkor még kis diák Tóth Álmossal is. Nemcsak kutattak és túráztak, számos sikeres barlangi mentésük is volt. Több fiatalember köszönhette életét, újjászületését személyesen Dénes Györgynek. Diákjai csodálták igen széleskörű klasszikus műveltségét: sokszor idézett fejből latin és ógörög szerzőket. Nyelvtudásának később (nyelvészeti kutatásai során) nagy hasznát vette.

Közben a Meteor Barlangkutató Szakosztály számos eredményes hazai és külföldi expedícióját vezette. A Meteor Egyesületnek is elnöke lett hosszú éveken át, majd itt is tiszteletbeli elnökké választották.

Az 1961-es év hozta barlangász tevékenysége csúcspontját: ekkor fedezték fel vezetése mellett a Meteor Barlangkutató Csoport tagjai a bódvaszilasi Meteor-barlangot, hazánk egyik legszebb cseppkőbarlangját, és ebben az évben alapította meg a Magyar Barlangi Mentőszolgálatot, amelynek előbb elnöke, majd haláláig tiszteletbeli elnöke lett. Itt is félévszázadot töltött csúcsvezetőként... Több száz ember életét mentették meg, és örökségként a BMSz széleskörű nemzetközi elismerésnek örvend, és ma is virágkorát éli.

Földrajzos diplomájának megszerzése után közeli munkakapcsolatba került Papp Ferenc professzorral, a Budapesti Műszaki Egyetem híres karsztkutatójával, aki mellett az egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékének munkatársa lett, mint hidrológus. Ismét egyetemen dolgozott tehát, de egészen más területen, mint az ötvenes évek elején.

Éppen most ötven éve, hogy részt vett a barlangkutató nemzetközi szervezetének, az UIS-nek az alapításában: neki köszönhetjük, hogy Magyarországot ma is mint a szervezet egyik alapítóját tartják számon. Éppen két hét múlva megyek Postojnára, ahol a szervezet megalakításának 50. évfordulóját ünnepeljük. Az UIS keretén belül később részt vett a nemzetközi barlangi mentő szervezet megalakításában is. Ennek is elnöke, majd tiszteletbeli elnöke lett – ez volt a negyedik ilyen jellegű társadalmi, ellenszolgáltatással nem járó vezető pozíciója.

A Műegyetem után továbbra is vízföldtannal foglalkozott, de már mint a Vízgazdálkodási Tudományos Kutat Intézet munkatársa, ahol karszthidrológiai és izotóp hidrológiai kutatásokat vezetett – elsősorban kedvenc területén, az Aggteleki-karszton. A VITUKI-ból vonult nyugdíjba.

Nyugdíjasként is tevélegesen részt vett azonban a barlangkutatóban. Pl. 1984-ben, amikor Adamkó Péterrel és csoportunkkal, a Rózsadombi Kinizsivel hónapokon át kutattuk a József-hegyi-barlangot, akkor Apámmal és Kessler Huberttel együtt a tanácsadónk lett: rendszeresen lejárta a bontáspontra, konzultáltunk velük. Egyetlen megbeszélésre, tárgyalásra sem mentünk el Dénes dr. nélkül. Jogi szakértelmével, műveltségével, joviális, de tiszteletet parancsoló megjelenésével sokat segített nekünk. Tucatnyi alkalommal, kúsza végig velünk barlangunk sokszor szűk járatait. Nekem is számos emlékem fűződik hozzá, pl. az 1985-ös, két hónapos kínai-tibeti expedícióhoz kapcsolódva. Emlékszem, fiatalosan, energikusan ott ünnepelte 62. születésnapját.

Tudományos tevékenységének áttekintése azonban nem lenne teljes, ha nem szólnék nyelvészeti munkásságáról. Rengeteget kutatott nemcsak a karsztvidékeken, terepen, hanem az Országos Levéltár középkori oklevél tárában is. Szülővárosa, Orosháza történetének kutatása mellett elsősorban

az Aggteleki-karsztvidék múltját vizsgálta. Komplex szemléletű munkáiban feldolgozta a terület történelmét, földrajzát, vízrajzát, barlangjait és földrajzi neveit. Ilyen irányú munkásságának elismeréseként előbb Aggtelek, majd Bódvaszilasi díszpolgárának választották. A Bódvaszilasi-medence 700 éves történetét bemutató könyve mellett számos hasonló dolgozata jelent meg pl. a Baradla, vagy Esztramos nevének eredetéről, a Szádvárról. Feleségével, Csöppivel együtt járta be az erdélyi és a felvidéki karsztvidékeket gyalogszerrel, faluról-falura. Számos nagyszerű, színes előadást tartott itt, a Karsztfejlődés konferenciákon is, pl. a zomboly, vagy a pest szó eredetéről, jelentéséről.

Földrajzi-földtani-hidrológiai-történelmi és helynév-etimológiai kutatásairól több könyve, és mintegy 300 publikációja jelent meg.

Szakmai kitüntetésként (egyedülként!) megkapta a Magyar Karszt- és Balangkutató Társulat valamennyi érmét: a Hermann Ottó, a Kadić Ottokár, a Papp Ferenc, a Vass Imre, valamint az egyszeri alkalommal adományozott Balázs Dénes és Kessler Hubert érmeiket is. Tiszteleti tagja volt a társulatnak, ahogy a Magyar Földrajzi Társaságnak is, ahol munkásságáért Teleki Sámuel éremmel tüntették ki. MTESZ-díjat is kapott, ami akkor rendkívül rangos kitüntetés volt.

Számos más elismerés mellett kijutott neki az állami kitüntetések közül is. Megkapta a Magyar Köztársaság Csillagrendjét, a Magyar Köztársasági Érdemrend Lovagkeresztjét, a Pro Natura díjat, háromszor is az Életmentő érdeméremet. Külföldi elismeréseket is birtokolt: az Olomouci Egyetem tiszteleti diplomát adományozott neki, a Román Tudományos Akadémián Emil Racovitza éremmel tüntették ki. Holokauszt túlélőként személyes barátságba került Schröder kancellárral és Horst Köhlerrel, a Német Szövetségi Köztársaság elnökével is, aki saját különgépén szállította egyes megemlékezésekre, és megkapta tőle az „*Érdemkereszt a szalagon*” nevű, legmagasabb szintű német állami kitüntetést.

Emellett példás családi élete is élt. Feleségének, Lustig Valériának hűséges társa volt fél évszázadon át. Tamás és Sándor fiainak remek férfiúi példát mutatott. Élete utolsó éveiben megadatott neki az unokázás élménye is.

Hihetetlen, hogyan fért bele ennyi minden egy mégoly hosszú életbe is. Elképesztő munkabírású, rendkívül szorgalmas, és a tudomány iránt alázatos, nagyon precízen dolgozó polihisztor volt, a szó legnemesebb értelmében.

Nagyon fog hiányozni.

Gyurka Bátyám, nyugodjál békében!

**A 130 ÉVE SZÜLETETT ÉS 70 ÉVE ELHUNYT
STRÖMPL GÁBOR (1885-1945) KARSZTTUDOMÁNYI
MUNKÁSSÁGA**

**THE CAREER OF GÁBOR STRÖMPL (1885-1945), GEOGRAPHER,
CARTOGRAPHER, KARST- AND CAVE RESEARCHER**

HEVESI ATTILA

3515 Miskolc-Egyetemváros, Miskolci Egyetem, Földrajz Intézet
ecoheves@uni-miskolc.hu

Abstract: Gábor Strömpl is a dishonorably forgotten figure of the Hungarian physical geography. He completed his university studies at the Department of Geography, University of Budapest, which was lead by Lajos Lóczy. He started his research activity with the examination of karst landscapes, then he became an outstanding scientist in the field of cartography. He was also dealing with the terminology of Hungarian physical geography. He was a founder fellow of the Department of Speleology in the Hungarian Geological Society, the predecessor of the Hungarian Karst- and Cave Research Society; one of the early adopters of tourism-geography. Most of his karst- and speleological research was carried out in the NE part of the historic Hungary (Zemplén, Abalúj, Gömör, Borsod) and Transsylvania. In this presentation I try to interpret his examinations of these landscapes and his statements taken about these landscapes.

Strömpl Gábor földrajz- és térképésztudós személyével és tudományos tevékenységével mostohán bánt az utókor. 1885. december 12-én született Nagymihályon¹, a történelmi Zemplén vármegye D-i felének ÉK-i szegélyén (ma Mihalovce, Kelet-Szlovákia). A Budapesti Tudomány Egyetemet id. Lóczy Lajos tanítványaként végezte. 1909-ben szerzett egyetemi doktori címet, s hamarosan a Pozsonyi Egyetem földrajz tanszékének tanársegédje lett. 1918-ban Bécsben hadigeológiából képezte tovább magát. Az I. világháború után a Budapesti Tudományegyetem Földrajz Tanszékén földfelszínalaktant és térképészetet, a Honvéd Térképészeti Intézetben tereptant és térképolvasást tanított. 1927-től katonai szolgálatba lépett, és mint térképész alezredes 1945 áprilisában(!) Bécsben esett szovjet hadifogságba. A moldvai Jászvásár (lași) fogolytáborában augusztus 22-én tífuszjárvány vitte el (Haltenberger M. 1948).

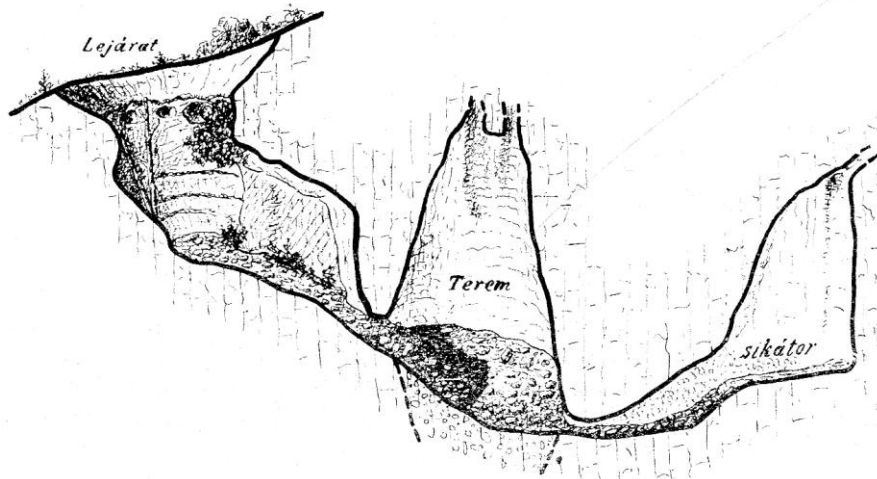
Érdeklődési köréhez szinte kezdettől fogva hozzátartozott a tudományos barlangkutatás. Legkorábbi értekezései (1910-1913) – lásd később – e tárgykörből valók. Nem véletlen tehát, hogy amikor 1910-ben a Magyarhoni

¹ a Wikipédia jelezte szülőhely: Nagyszentmihály, téves

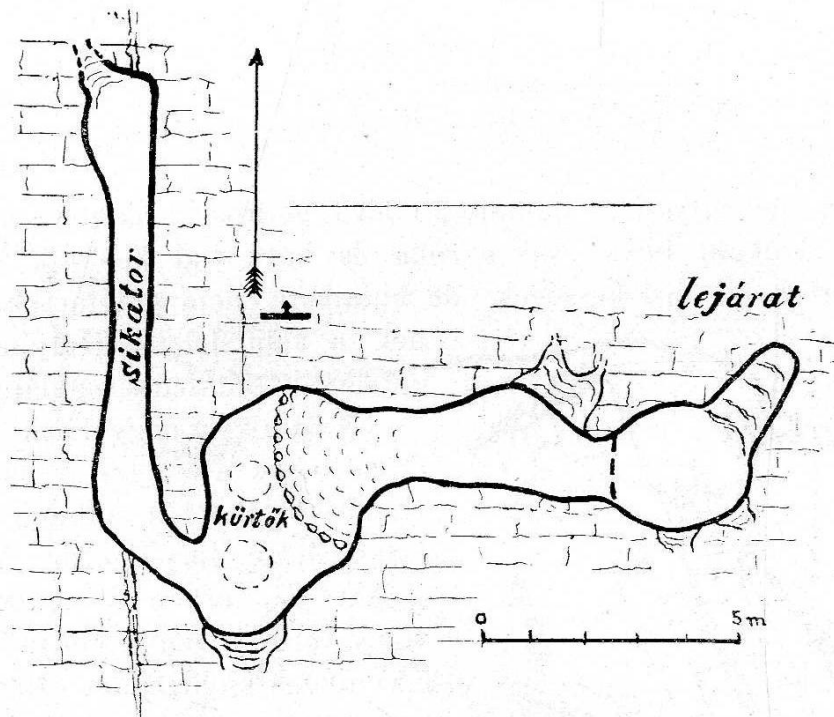
Földtani Társulat elfogadja a Barlangtani Bizottság létrehozására tett javaslatot, a jóváhagyó 10 szakember között az akkor mindössze 25 éves Strömpl Gábor is jelen van. 1913-ban pedig, 28 esztendősen a Barlangkutató Bizottság szakosztályának alapító s egyúttal választmányi tagja (Székely K. 1985).

Első karsztos tanulmánya (1910) szűkebb hazája, Nagymihály környékének barlangjait [Barkó (Brekov), Gödrös (Krivostyány), Ordasfalva (Oroské), Várjeszenő (Jesenov)] mutatja be (1-6. ábra).

A Barkói-barlang (1-2. ábra) kialakulását így magyarázza: „*Csapásban fekszik a lejárati ág, harántrepedésben a végső járat, a sikátor. Két ilyen vonal kereszteződésénél találjuk a termet, repedés mentén egymáshoz simuló kürtőivel. A barlang keletkezését a terem kürtőinek megalakulása vezette be. Ezek ragadták magukhoz a környezet sziklaköreiben leszivárgó vizeket, amelyek hátráló korrozóval fokozatosan öblösítve a hasadékokat és rétegeközöket, összeköttetést létesítettek a teremmel. A felszínhez legközelebb álló tágas üreg gyenge boltozata később beomlott és a barlang ürege a napvilágra került. E többszerű száda nem lehet régi. A barlangban, főleg a lejárati közelében található stalagmitok oly kicsinyek, hogy a keletkezésükhöz szükséges légáramlat csak a geológiai közelmúltban, vagy még a történelmi időben létesülhetett.*” (1910, 566.o.) (Amint már utaltam rá, Strömpl Gábor e tanulmányt alig 25 évesen írta...) „*A lejárati falait moha és moszat üli meg. Benne a sikátor falát az ördögcsemege bibircsói teszik érdekessé. Karfiolalakú mészkőképletek, cseppkőszerű szövettel, amelyek képződésénél mészalgák közreműködését sejttem. Gumóik azonosak a lithothamnium mészkő gumóival és – legalább eddigi megfigyeléseim szerint – mindig ott borítják be a barlangok falát, hol cseppkő képződés nincs, hol a légáramlás hiányzik, tehát a földalatti üregek legrejtettebb zugaiban, de feltétlenül nyirkos helyen. Az irodalom csak nevét ismeri (Teufelkonfekt), képződésének körülményeit nem említi.*” (566-567.o.) Barlangvizsgálatait „*az abaujgömöri barlangvidéken*” (1912), majd a bajmóci forrásmészkőben képződött üregekben folytatja (1915). Mindeközben már tanulmányt ír a barlangok keletkezéséről és pusztulásáról (1913), majd fogalmi meghatározásukról és nevezéktanukról (1914). „*A Vargyas-szurdoka*” (1912) és „*A Homorodalmási barlang rendszer kialakulása*” c. tanulmányában (1913) a völgyi párkánysíkok (teraszkok) és a barlangi szintek párhuzamosítását kíséri meg, elsők között a hazai földtudományi szakirodalomban.

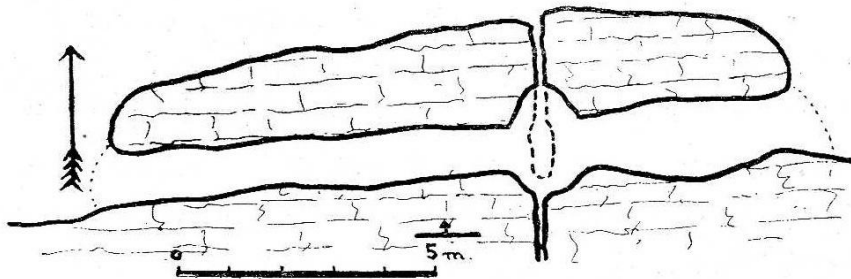


A Barkói barlang hosszszelvénye.

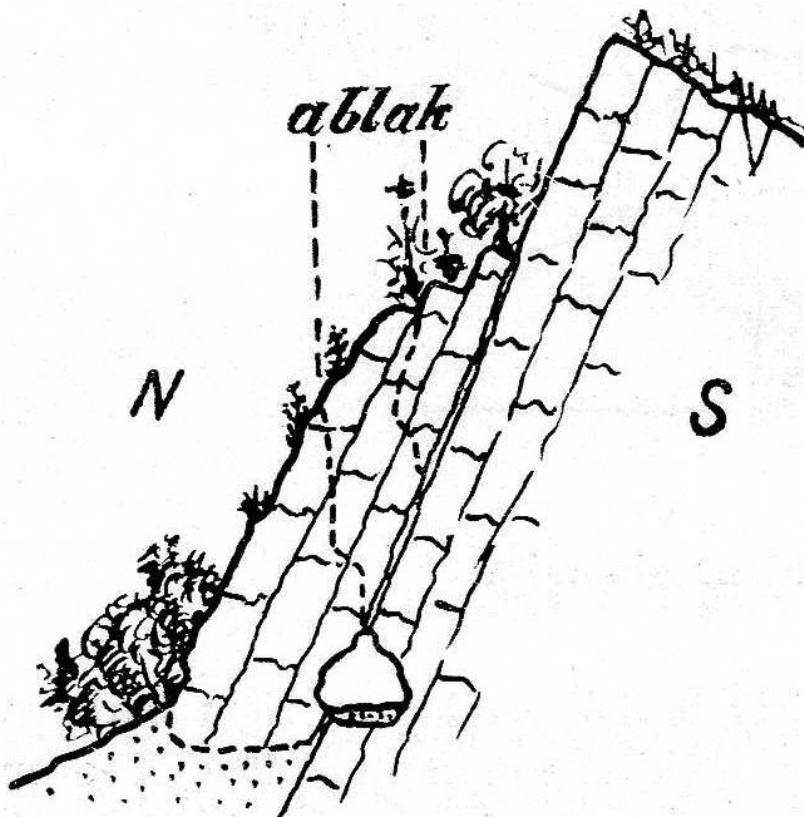


A Barkói barlang alaprajza.

1-2. ábra: A Barkói-barlang hosszszelvénye és alaprajza (Strömpl G. 1910)
 Figures 1-2: The longitudinal section and the ground-plan of the Barkó cave (G. Strömpl: 1910)

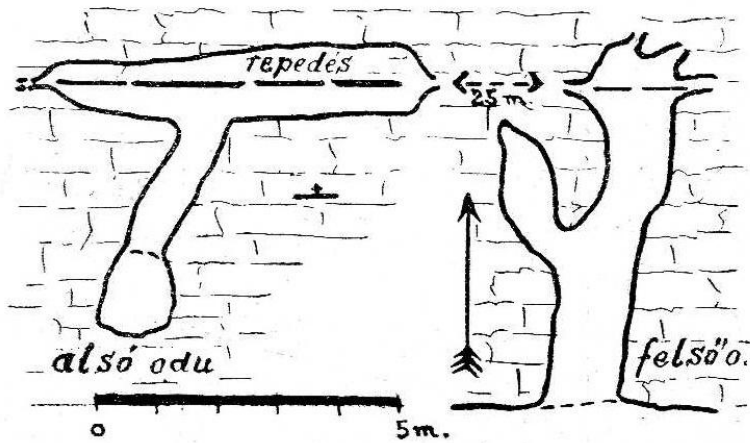


A Gödrösi sziklafolyosó alaprajza.

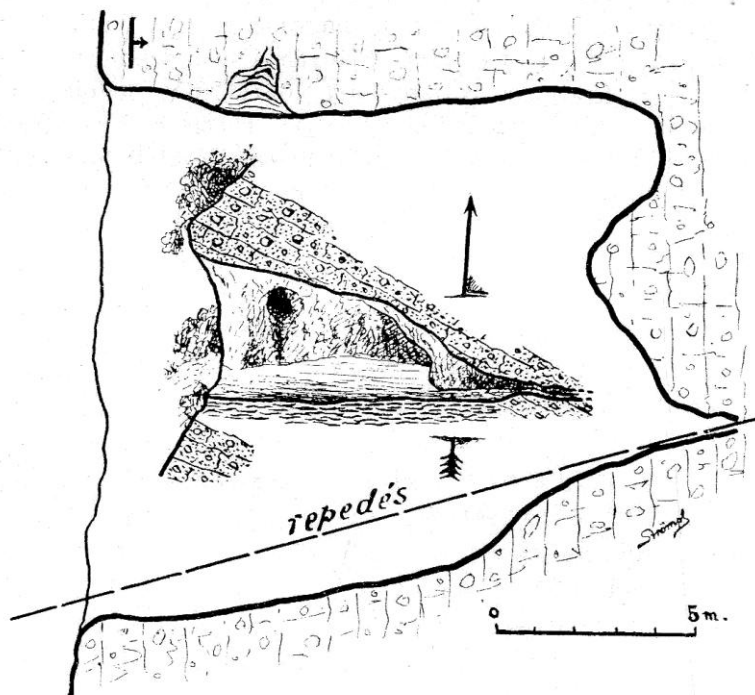


A Gödrösi szikla folyosó haránt szelvénye.

3-4. ábra: A Gödrösi-sziklafolyosó alaprajza és harántmetszete (keresztmetszéne) (Strömpl G. 1910)
 Figures 3-4: The ground-plan and cross section of the Gödrösi-sziklafolyosó (rock corridor) (G. Strömpl 1910)



Az ordasfalvai Farkaslyukak (Velycsi).



A várjesznői Dupna barlang. Alaprajzban a hosszmetset.

5-6. ábra: Az ordasfalvi Farkas-lyukak keresztmetszete, alaprajza és hosszmetsete (az alaprajzban) (Strömpl G. 1910)

Figures 5-6: The cross section and the longitudinal section in the ground-plan of the Farkas-lyukak (Wolf holes) at Ordasfalva (G. Strömpl 1910)

A felszíni karsztformák ismertetését és tanulmányozását a Gömör-Tornai-karszton, a Pelsőci- és a Szilicei-fennsíkron kezdi (1912). Az utóbbiról írtakból érdemes idézni:

„A világosszürke mészkő a legridegebb. A tengerből való kiemelkedés során ez töredezett össze leginkább. Egymásra keresztbe álló repedések tagolják padjait, amelyeken az eső vize leghamarabb szivároghat le, s mert a kőzet elég tiszta, agyagos anyaggal nem igen szennyezett mészkő, az esővíz ezt oldja legjobban.” (111.o.) A *„Töbör az itteni fennsík elemi formája, a változatos alakulatok kezdete. A bérc a végső, mely legkésőbbre alakul ki.”* (111.o.)

„A sorrend nagyjából a következő:

Két egymást szelő közethasadék keresztveződésénél a leszivárgó esővíz eleinte kútszerű lyukat old ki. Lassankint ez tölcseáralaku lesz, mialatt egyre nagyobbodik. Tágul, egyben mélyül is. Közben az oldalakról lemosódott törmelék a töbörre nőtt tölcseér alá kerül, hol megüledve, gyepvel benőve, lapossá teszi a töbör fenekét.” (112.o.) Ez a pár mondat a mai értelemben vett oldásos töbör keletkezésének talán első, szakszerű magyar megfogalmazása.

„A töbröket sok helyt, például a mészkőtábla rétegeit megtörő nagyobb törésvonal mentén, vagy lejtős területen sorokba verődve találjuk. Ezek a sortöbrök, a karszti völgyek kezdete. A sortöbrökből völgy, vagy ahogy e helyt hívják: lápa, úgy lesz, hogy a töbrök gyűrűs peremei lassan-lassan lekponak, küszöbbé törpülnek, majd teljesen eltűnnek és a szomszédos töbrök összefűződnek. Alulról fölfelé, ahogy a völgyek nőnek.” (112.o.) Meg köll jegyezni, hogy 1912-ben még nem volt karsztos hegységeink fejlődéstörténetéről megfelelően alapos kép s nem tudhatták, hogy a soros töbrök nemkarsztos fedőrétegekről átöröklött (epigenetikus) völgyek talpán jöttek létre. Az ikertöbrök (uvalák) – bár ezt a szakszót Strömpl itt nem használja – kialakulását viszont ma is hasonlóan írjuk le.

Az 1914-ben, a Földrajzi Közlemények-ben megjelent *„A borsodi Bükk karsztja”* c. értekezése több szempontból is hosszabb ismertetést érdemel. Amint címe is mutatja, a hegység egész karsztjának átfogó elemzését adja, s mint ilyen kétségtelenül elsőnek mondható. Figyelemre méltó földtani – felszínalaktani – bevezetővel kezdődik: *„Sajátosságai élesen különítik el hegységi szomszédaitól, viszont a hegység felépítésében és arculatában oly vonásokra akadunk, amelyek csak messzebb eső hegységekben vannak meg. Tektonikailag pl. még ma is kétes a Bükk hovatartozósága. Törései a Magyar-Középhegységhez, viszont rétegei a Kárpátokhoz csatolják. Morfológiailag elüt a Középhegységnek ugyancsak mészkövekből álló hegységrogeitől (Pilis, Gerecse, Vértes), viszont nagyon hasonlít a Kárpátokhoz tarto-*

zó Gömör-tornai-karszthoz.” „... az újabb geológiai kutatások pedig a Bükköt inkább a Kárpátokhoz hozzák egyre közelebb.” (80.o.) Az akkori földtani ismeretekből kiindulva úgy véli, hogy a triász mészkövek többnyire „vízkötő” agyagpalákra települtek, és „A karszt fenekét eszerint ... források kibuggyanási helye, azaz az agyagpalák kibukkanási vonala jelöli. S ha figyelemmel kísérjük az agyagpala-foltok és pászták határait, meg a karsztforrások helyeit, a karsztfenek elhelyezkedését hozzávetőlegesen megállapíthatjuk.” (83.o.)

Ami a felszíni karsztformákat illeti, az ördögszántás (karr)-ról megjegyzi, „hogy a póre mészkőszikrek egynémelyikén előfordul, de hogy ... karrmezőket alkosson, azt a Bükknek egységes talajtakarója, dús vegetációja nem engedi.” (85.o.)

A töbrök eloszlását illetően természetesen leírja, hogy a „fennsíkon van a elgtöbb”, és észre veszi, hogy „van töbör a kisebb karszt-laposokon, sőt a hegyeken is.” (!; 86.o.) „A „sortöbrök” – ahogy a gömöriek mondják – vagy helyesebben töbör sorok helyenkint mélyen benyúlnak a bércek közé, átváltanak a bércek közti nyergeken és túlra a fennsíkra valamelyik hosszabb vagy terjedtebb mélyedésében folytatódnak ... Minthogy a töbrök a felszíni vizek levezető tölcseire, a töbrök elhelyezkedése és a sorok lejtőside a földalatti lefolyásokhoz alkalmazkodik. Még az egyes töbrök alakjában is találunk olyan alkalmazkodást, mely árulója az alszínen folyó víz útjának. ... amint a patakújta völgyek lefelé szélesednek, lankásodnak, akként az alsóbb töbrök is fokozatosan tágulnak és kopnak. Lassan eltörpül a töbröket leválasztó karima gátja, a töbör „nyaka”; egyes töbrök összeolvadnak és még alább, ahol völgy hasít a karsztba, a kopott töbrök hosszú horpadása aszóba simul. Végül az aszó a karsztforrások megjelenése után folytatódik.” ... „Úgyszólván valamennyi a fennsíkra vágódó patakos völgy fölött van ilyen töbör soros kopott töbrös² karszti völgyelés.” (86-87.o.) Mindezek alátámasztásául több töbör sor irányát elemzi (Tekenős, Feketesár, Mélysár); s ezek között leírja, hogy „A Jávorkuti rétnék forrásvizei töbör fenekén rejtőző nyelőlyukakon tűnnek el; a nyelőlyuk töbrök folytatásában töbör sort találunk, amely a Sebes nevezetű horpadáson vezet a Garadna völgyébe. A Garadna vízterülete eszerint szintén felnyúlik a fennsíkra, de nem a felszínen, hanem a föld alatt.” (88.o.)

Helyesen látja meg, hogy a töbrök, töbör sorok mellett a fennsík legjellemzőbb formái a közöttük sorakozó bércek, s azt is, hogy a peremi bércek

² Föhlívom a tisztelt Olvasó figyelmét, hogy Strömpl Gábor még a szóismétlések elkerülése céljából sem használja „töbör” helyett a „dolina” megnevezést!

közé a hegység alacsonyabb szomszédsága felől hátráló völgyek a peremi bérceket fokozatosan levágják, s azok így önálló hegyekké különülnek.

A Szinva Alsó- és Felsőhámor közötti szorosát egyértelműen barlang-beszakadásból vezeti le. A „... *Garadna és a Szinva alsó szakaszába sok karsztforrás vize ömlik. Ezek a föld alatti vizek a Garadna és Szinva patak jelölte mélyedésbe futottak össze már akkor is, amikor a völgy még nem állott fenn, hanem a völgy mai helyén még lápa és barlang volt. Erre a régi barlangi vízfolyásra a völgyoldalban magasan tátongó barlangok (Szeleta, Puskaporos) utalnak. Még inkább igazolja e feltevésemet az a körülmény, hogy a Szinva hámori szurdokának bejáratánál a barlangi eredetű szurdoknak egykori sziklakapuja³, egykori szádás, boltozatos kitorkolása még ma is látható.*” (95.o.) És még hozzá teszi: „*A szinva-völgyi terraszok ... csak a hámori szorosig érnek, itt hirtelen megszakadnak és helyükbe a Puskaporos barlangok tátongó szádái kerülnek. Az egykori barlangi kapuzaton túl megint megjelennek a terraszok és felvezetnek messze be a Garadna völgyébe...*” (97.o.)

E tanulmánya végén Strömpl Gábor a Bükk karsztosodása történetének főlvázolására is vállalkozik: „*Annyi bizonyos, hogy a Bükk az elmúlt geológiai korszakokban, jobban el volt karsztosodva, mint most s utána e karsztosodás annyira elegyengethette az egész hegységet, hogy a hegység fensíkká törpült. A karsztos területeket borító agyagtakaró csak később sebződött ki, amikor a Bükkben a karsztosodás újra megjelent. A karsztosodás a hegységben a körülfekvő tengerek (neogén) visszahúzódásával indult meg újra, majd folytatódott egyre erősebben akkor, amikor a szárazzá lett Alföldön az erózió bázisa mélyebbre szállt alá. A Bükkben eszerint megújhdott a karsztosodás és ez a karsztosodás tart még ma is...*” (96.o.) ... „*A Bükk fensíkja az itteni karsztnak legrégebb felszíne. A felszínt hordó hegytömeg a mezozoikum végén került szárazra, mert a paleogén tengernek partmenti üledékei a mészkő-hegység körül vannak. A neogén elején (mediterrán) a viharos tenger főleg a hegység északi részét abrasálta, amire új és kiterjedt felszín alakult ki a magasabban fekvő fensík körül. Ennek az abrasált térszínnek nyomait nemcsak a tengeri eredetű konglomerátumok mutatják, hanem azok a fúrókagylók is, amelyeket Vadász az egykori mediterrán tenger partján álló karbonkori mészkövekben talált Dédes és Visnyó községek mellett. Az abrasált felszínhez tartozhatik a Bükk magas fensíkját*

³ Sajnos nem világos, hogy Strömpl milyen sziklakaput említ s az sem, hogy az hol volt? Olyasféle talán, amilyen a Tordai-hasadék felső bejáratánál áll? S ha igen, az az 1920-as években a Miskolc-Eger közötti országút építésekor tűnhetett el? Elméletének helyességén, persze ez mit sem változtat.

körülölelő alacsonyabb karsztlapos, amely főleg északon és keleten csatlakozik a hegységhez.” (96.o.) „A folyóvölgyi terraszok korának ismertetésével, hozzávetőlegesen meghatározhatjuk az eróziós alakulatokkal szorosabb kapcsolatban lévő karszti szintek korát is. A magas fensík a neogén előtti elkarsztosodás eredménye; az alacsonyabb fensíkok karsztja a mediterrán után kezdett kialakulni; míg a folyóvölgyi terraszokkal kapcsolatos barlangi eredetű völgyszakaszok, lépák, szurdokok csak negyedkori alakulások.” (97.o.)

Mindezeket mintegy évszázada írta egy alig 30 éves fiatalember. Azóta sokkal többet tudunk a Bükk földtanáról, tudjuk, hogy az a bizonyos „karsztos területeket borító agyagtakaró” többnyire annak a középső-miocén (ottnangi-kárpáti) sekély tengernek riolit-tufitos üledéke, amely az egész Bükköt elborította, tudjuk mikor zavarta meg a triász és jura tengeri üledékképződést tűzhányóműködés, mikor és hány szakaszban gyűrődhetek össze a Bükk alaphegységi kőzetei, de a hegység karsztosodása történetének alapállomásait ma is csaknem úgy látjuk, mint Strömpl Gábor.

Szóban forgó dolgozatát a Bükk és a Gömör-Tornai-karszt összefoglaló összehasonlításával fejezi be: „... a Gömör-tornai-karsztban még érintetlenebbek, még nagyobb területre kiterjedők a fensíkok. A hatalmas Szilicei-fensík maga szinte négyakkora, mint a Bükk fennsíkja és a Szilicei-fensíkhöz még több, a bükki fensíkkal vetekedő karsztdarab csatlakozik. De nem a még meglevő karsztfelületek miatt karsztosabb a felvidéki karszt, hanem inkább az igazi eróziós völgyek hiánya miatt. Amíg u.i. a gömöriben még a nagy patakok, sőt a folyók völgye között is karsztformákat találunk, addig a Bükkben alig akad a patakos völgyekben karsztos jelleg. A Sajó, a Csetnek és a Torna-vize kanyónjának mását hasztalan keressük a Bükkben és barlangi eredetű völgy is kevesebb van itt. A Bükkben pusztultabb a karszt, csak a közepe ép még, míg ezen kívül annyira uralomra jutott az erózió, hogy az egykori karsztjelleget már keresniünk kell. És a két hegység közötti különbségeket csak kisebb mértékben írhatjuk a geológiai szerkezet rovására, hanem inkább a topográfiai viszonyoknak tudhatjuk be,” ... „A köröskörül mélyedésekkel határolt Bükk-hegységben jobban érvényesült a denudáció valamennyi hatása, mint a Gömör-tornai-karsztban, amelyet északról magas hegység, a Szepes-gömöri-Érceshegység védelmezett meg. A felvidéki karszt északi peremével ráfeküdt az Érces-hegység kristályos kőzetére, fensíkjával belesimult az alaphegység déli ereszkedőibe, úgy, hogy a tengerek és a folyóvizek csak délről kezdhették ki. A Bükk geológiai korok hosszú során át elszigetelten meredt ki környezetéből s ezért a denudáló erők minden oldalon megtámadhatták. Aránylag hamarabb válhatott igazi karszttá a Bükk, viszont, hogy karsztosodása újra megéledt, hamarabb boly-

gattatott meg az egykori karsztnak ránk maradt ófelszine s ezért az újonnan megindult karsztosodással karöltve működő erózió úgy a régi, mint az új karszt-akalulatokat rohamosan pusztítja.” ... „A Gömör-tornai-karszt még hamisítatlan karszt-alakulattal és hatalmas fensikokkal áll fenn; a Bükk karsztja már pusztulófélben van. S míg azt a hegyek közelsége óvja, addig ezt, a Bükk karsztját, az Alföld tőszomszédsága veszélyezteti.” (97-98.o.) (Nem föltétlenül köll az idézett összehasonlítás állításaival egyetérteni; a fontosakat vastag betűvel kiemeltem.)

Bükki vizsgálódásait Strömpl Gábor – nyomtatásban megjelent írásainak jegyzéke szerint – sajnos nem folytatta. A Gömör-Tornai-karszthoz azonban visszatért. 1923-ban a Hidrológiai Közlönyben látott napvilágot „*A Gömör-Tornai karszt hidrológiája*” c. tanulmánya. Ebben az írásában nemcsak szakmai jártassága, hanem az I. világháborút megjárt magyar katona Trianon utáni hangja is megszólal: „*Az új határ csupán Aggtelek, Jósvafő, Szinpetri, Szin, Szögliget, Szilas, Komjáti és Nádaska községeket hagyta meg nekünk. Ezekről északra már mindenütt a cseh az úr, holott a karszt egész területe – kivéve az el-eldugott Falucskát⁴ - tótmentes. Itt nyúlik u.i. a magyarság legészakabbra. Tőszomszédságában már az érchegységi Gründlereket (mántákat) Mecenzéf, Stósz stb.) találjuk s túl rajtuk a szepesi szászokat.*” (20.o.) (Strömpl Gábor maga is gründler családból származott.)

„*Karsztosodásra különösen a felső-triasz mészkövei alkalmasak. Ezt elősegítik még a sötét mészkövek alján előbukkanó agyagos, palás (werfeni) rétegek is, amelyek vízállóak s így a karszt mélységének határt szabnak*” ... „*A hegység DNy-i szélét kísérő hatalmas kavicsrétegeknek (pliocén?) csak annyiban van jelentőségük, hogy ráborulva a mészkövekre – rejtett karsztot teremtenek.*

A hegyszerkezet szerepe a karsztosodás terén ehelyt alárendelt. A rétegek gyűrték, tömegei el-elvetődöttek, de úgy a gyűrődések, mint a vetődések teremtette tektonikai egyenetlenségeket – nagyjából – elegyengette a karszt laposát teremtő (kréta-időszak?) letarolás.” (21.o.)

„*Karsztunk geomorfologiai tekintetben igazi karszt, de nem egységes. Voltaképpen három-féle karszt tömörül benne össze a legpéldásabb tájegységé.*” ... „*Legrégibb (kréta) a karszt zöme. Az az egyöntetű fennsík-tömeg, amelyik északon az Érchegység oldalának támaszkodik neki és 850-900 m t.sz.f. magasságból 400-450 m-re ereszkedik alá.*” ... „*Hatalmas kanyonszerű völgyek megannyi kisebb-nagyobb „hegyre”, fensikra szabdalják.*” ... „*A fensikok bércekkel, töbrökkel telirakott, meredek oldalak közé fogott magas-*

⁴ Ájfalucska (Hacsava)

latok. Igazi völgy nem szabdalja testük, csupán töbörök és vápák (füves fenekű vakvölgyek) kigyozó horpadékai ülnek a bércek közén.” (21.o.)

„E legrégebb v. ősi karszt: a magas-karszt.

A magas-karszt déli peremén fiatalabb eredetű (neogén) fensíkok helyezkednek el.” ... „Déli térfoglalásuk, majd az a körülmény, hogy a nagyobb folyók (Sajó, Jósza, Bódva) torkolatában található, a harmadkori tengerparttal való kapcsolatra utal. Szintjük a magas-karszt ősi felszínénél mintegy 150-250 m-rel alacsonyabban van s ezért alacsony-karszt néven különböztetjük el az előbbtől” ... „Bércei alacsonyabbak, többrei, vápái sekélyebbek, de ezzel szemben már igazi völgyek, jobbadán aszók (száraz völgyek) szabdalják. Morfológiai tekintetben tehát az alacsony-karszt – noha fiatalabb – pusztultabb a magas-karsztnál.

Sajátos területe Karsztunknak a rejtett-karszt vagy vak-karszt ... a felszínen alig van nyoma a karsztnak, viszont a terület víztelensége (aszók) majd a helyenkint felbukkanó nagy források és nyelőkéek (ponorok), a mélyben rejtőző karszt jelenlétére utalnak. Karszt nélkül meg sem tudnók e terület sajátos hidrológiai viszonyait magyarázni” ... „A vak-karszt voltaképpen az alacsony-karszt folytatása, amelyet azonban a hegységről lezúduló folyók hordaléka utólag (pliocén?) eltemetett. S minthogy a laza kavics maga is vízeresztő, az alatta rejtőző mészkőben a karsztosodás folyamata, ha jóval lassabban is, folytatódik.” (22.o.) Meg köll jegyezni, hogy a magyar karszt-szakirodalomban a rejtett karszt fogalmának ez az első meghatározása.

A továbbiakban Strömpl Gábor igazi karszthidrológiai fogalmakkal, „hidrológiai alakzatok”-kal foglalkozik. Ezek „... legfontosabbika a karsztfenek. Az a legmélyebb szint, amelyen túl, a mélység felé a karsztosodás már lehetetlen: ez a morfológiai értelemben vett karszt bázisa. Hidrológiai tekintetben a karsztfenek ugyancsak bázis (alap, végszint), amennyiben ezen alul karszthoz tartozó vizet nem találunk.

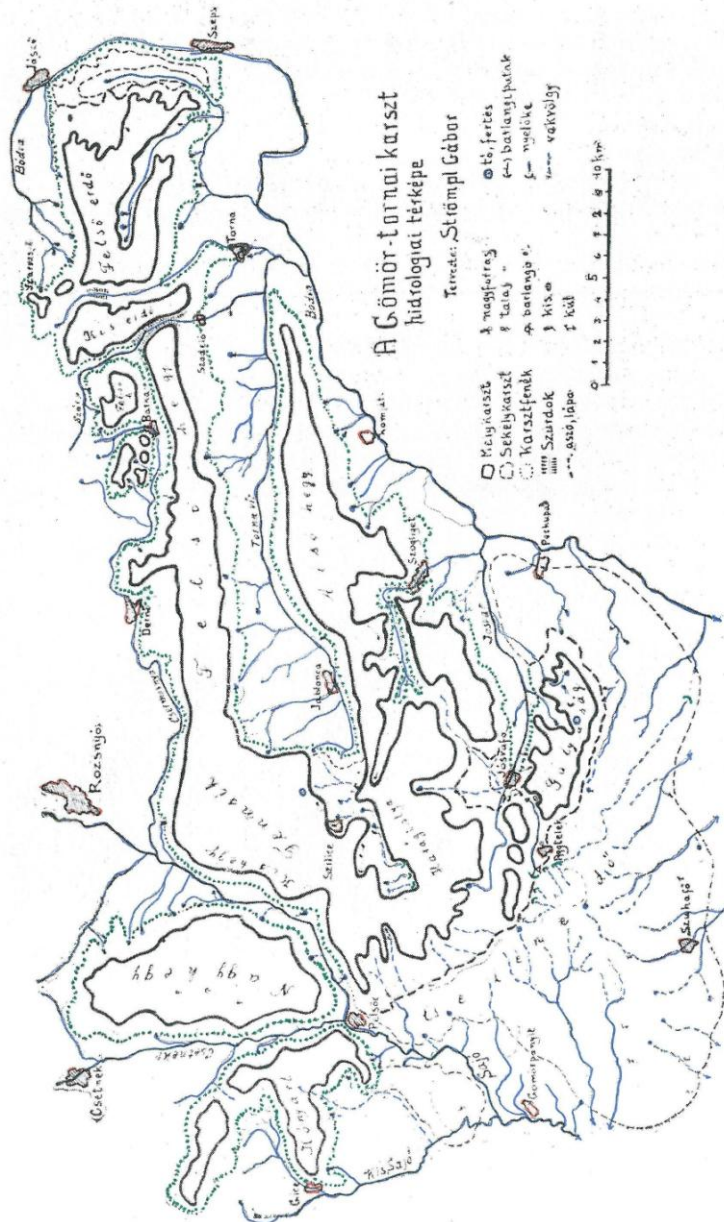
Karsztunk feneke korántsem olyan egyenletes, mint teteje, a fensíkok ... fenekük, ma még kibogozatlan egyenetlenséggel történgyűrten hullámszik a werfeni palák fedőlapjain. Tektonikáját e werfeni paláknak ma még nem ismerjük, de hogy a karsztvíz leszüremkezésének ezek állják útját, arra a vízrajz szerkezeti képéből következtethetünk vissza.”

„... Van azonban a karsztfeneknek más határolója is: a karsztvíz tükre.” ... „A víz szintjei, akárcsak a palás rétegek, megannyi karszt-bázisok. Elhelyezkedésüket területünkön még nem ismerjük ... de jelenléte kétségtelen, mert a karsztvíz tükre helyenkint – mocsarak alakjában – napvilágra bukkan. S hogy bizonyosan karsztvíz, arra abból az egyszerű tényből következtethetünk, hogy a mocsarak vize vízeresztő mészkőben ül.” (23.o.)

„A nagyforrások peremi elhelyezkedése nem egyenletes. Olyik fennsík szélén, peremén több forrás fakad, mint egyebütt, a fennsík tövében, ami arra vall, hogy a földalatti vízgyűjtő-területek eloszlása nem egyenlő.” ...
„A dolog magyarázatát azonban nem a fennsíkok felszíne, a „fennsík”, hanem ezek alja, a rejtett karsztfenék (földalatti) elhelyezkedése adja meg.” ...
„A mellékelt térképvázlaton ... nyomozhatjuk rejtett lefutását, de ezt nem hidrologiai, hanem – közvetve – a geomorfologiai tanulmányok alapján tehetjük csak meg. Még pedig a töbör sorok, vápák és aszók elhelyezkedése alapján.” (26.o.; 7. ábra)

„A fennsíkok tetején állandó folyóvíz csak elvétve akad. Az is csak sekély karszton van Borzova és Szilice tájékán. Sajátos keverékei ezek a közönséges felszíni és a karsztra jellemző földalatti vízfolyásnak. Ugyanis az itteni rétegforrások kibuggyanó vize rendes csermelyként csörgedez alá, majd kiszáradtva sorvadni kezd s végül teljesen eltűnik. Az eltűnő víz útjában nem párologt el, hanem a csermely medrét, árkát lyukgató apró, rejtett víznyelőkön szivárgott el a karszt mélyébe. Száraz időben az erek vize észrevétlen sorvad el, záporok alkalmával azonban a fölös víz nem tud az apró rejtett víznyelőkön lefolyni, hanem végigfolyja a vápát és a vápa végében lappangó nagyobb, tölcser vagy hasadékszerű lyukakon tűnik el a hegy belsőjébe. Ilyen nyelőkék vannak Borzova és Szilicén kívül Aggtelek mellett. S az az érdekes, hogy a nyelőkék rendszerint meredek mészkőfalak tövében vannak, úgyhogy a vizek folyása egyenest a hegynek megy neki.

Vannak vápák, amelyek már-már völgyeknek tekinthetők. Ezeket nem zárja el nyelőkés sziklafal, mert a völgy nyílt, csupán feneke lyukgató. A záporok vize végigfut bennük, csak normális időben sorvad el az ér. Ilyen a Ménes-patak és a Lófej-forrás völgye stb. S ide sorolható valamennyi aszó (szárazvölgy), amelyekben csak nagyvíz idején csörgedez az ér.



7. ábra: A Gömör-Tornai-karszt hidrologiai térképe (Strömpl G. 1923)
 Figure 7: The hydrological map of the Gömör-Tornai-karszt (G. Strömpl 1923)

A vápák mélyén eltűnő vizek nyomán jutunk el a karszt legsajátosabb vízfolyásaihoz, a barlangi patakokhoz. Területünkön csak egy ilyen

patakot ismerünk, a Baradla patakát, de hogy több is lesz a hegyek mélyén, azt a nagy források legnagyobbjai teszik valószínűvé.⁵ Tudjuk u.i., hogy az aggteleki nagybarlang, a Baradla pataka Jósvafő községnél hatalmas forrás alakjában bukkan napvilágra. Ennél a nagy forrásnál azonban még nagyobbak is vannak, amelyek mögött ugyancsak hatalmas barlangoknak kell lenni. E feltevés mellett szól az a körülmény is, hogy néhány nagy forrás nem egy, hanem több ágban fakad föl, bizonyosságául annak, hogy a fölfakadó víz benn a hegyben egy ágban, pataknyi tömegben folyik. De mert a kifakadás helye szűk (akárcsak a befolyás helyei: a nyelőlyukak), az egész víztömeg nem egy vastag, hanem csak több kisebb ágban tud a sziklarepedéseken át felszínre törni. A Baradlánál is szűk a barlang bejárata, szűk a patak kifolyása is, míg közben hosszú tekervényes ágak s még terjedelmesebb termek fenekén folydogál a patak. A barlangi patakokat sejtető nagy források a következők: Szilastól Ny-ra és ÉK-re; Komjátitól É-ra; Görgőtől É-ra; Kecőtől É-ra a Béres- és a Miglinc-patak eredete.” (29.o.)

„A Baradla-patak vízgyűjtő területe kétféle. Az É-i része, a kisebbik az itteni mélykarsztra, azaz a mészkő-hegység bérce-gödrös területére esik; a déli, a nagyobbik, a mészhegyek lábánál elterülő hátsággra nyúlik. E hátság a Cselén-erdőhöz tartozó rejtett-karszt, amelynek tetejét hatalmas kavicsrétegek (pliocén?) borítják. E kavicsba mélyülnek azok a vápaszerű aszók (füves fenekű száraz völgyek), amelyek sugarasan összefutva a mészhegység tövében található nyelőkében végződnek. Az aszók vize tehát tényleg a hegynek folyik neki s annak repedéseiben tűnik el. Hogy az aszók lefolyó vize (esőzés után) valóban a Baradla patakába folyik, vagy a patak alatti karszt repedéseibe vész, azt csak a vizek sózásával vagy megfestésével lehetne kísérletileg igazolni.

A geológiai multban még több barlangi patak volt karsztunkban. Az volt a Szár- (Szádelői) patak a mai szurdoki szakaszán, amikor még a mai szurdok helyén barlang állott; az volt az Áji-pataknak ama szakasza, amelyik az Ördög-híd nevű sziklarészlet (a barlang egykori szádája) fölött kezdődve a mai szurdokban van. Barlangi eredetre utaló nyomokat találunk a Sajónak pelsőc-szalóki kanyónjában is, de hogy a kanyón tényleg barlangi eredetű, azt ma még nem állíthatjuk határozottan.

Van aztán az itteni folyóvizeknek még egy karszti sajátosságuk. Amit kicsiben az aszóknál és a vápáknál tapasztaltunk, t.i., hogy a bennük csordogáló vizér útközben elapad. Ugyanezt tapasztalhatjuk a nagyobb pata-

⁵ „Azóta Hosszúszónál, Aggtelektől Ny-ra, a cseh határ mellett, a csehek egy újabb nagy (6 km?), patakos barlangot fedeztek föl. Hogy e barlang az aggteleki Baradla folytatása volna az még nem bizonyos.”

koknál is, de kisebb mértékben. A szádelői festői szurdokon végigfolyó Szárpatak vize a szurdokba való belépésnél bővebb, mint alatt, mikor a szurdokból kilép. Sőt nyáron, amikor kevesebb benne a víz, szurdoki útjában a patak el is vész. Ugyanez tapasztalható a Bódvánál is Jászó alatt és Szepsi fölött, amikor a karszt tövében folyik el. Vízfogyatkozást lehetne megállapítani még több pataknál és csermelynél is, ha pontos vízméréseket eszközölhetnénk.” (29-30.o.)

„A „ragyavert” fennsíkron csak úgy megvan a „harc a vízválasztóért” mint egyebütt, de ez a harc nem csak a felszínen, hanem a földalatt is folytatódik. Fenn a felszínen parányi kis vízterületeken, egyes töbrökben gyűlik meg a víz s csak vékony kis erekben szivárog a mélybe le. A töbrök révén szerttagolódó, nagyon is elaprózódó erózió sehol sem tud összeverődni és nagy erőt kifejteni. Ezért is oly egyenletes általában a fennsík felszíne, viszont ha apró alakulatait, a részleteket, tekintjük, jóval több változatosságot, feldaraboltabb térszint találunk rajt, mint az eróziós hátságokon. A nagy és a kis geomorfológia alakzatoknak ez az ellentéte jellemzi karsztunk térszíni arculatát, de ugyanez az ellentét mutatkozik a vízhálózatban is, mert hisz a kettő egymással szorosán kapcsolatos. A terjedelmes, szinte az egyhangúsá-gig egyveretű fennsíkok hatalmas tömegei mellett ott a töbrökkel lyukatott, bércekkel telirakott térszín; a tátongó szurdokok mellett a sok apró árkolás. S ha vízrajzát nézzük, úgy a fennsíkok víztelensége mellett ott a völgyfenekek vízbősége. Fenn a hegy terjedelmes laposán, a „síkon” órák hosszat járhatunk, míg forrásra akadunk, lenn a völgyben pedig lépten-nyomon egy-egy vízér toppan elénk s a nagyforrások pataknyi tömegben öntik az üdítő forrásvizet. A hidrológiai alakzatoknak ez a végtelen elrendeződése egyik legjellemzőbb vonása karsztunknak.

Az állóvizek területünkön gyakoribbak mintsem hinnők. És változatosak, mert többféle alakzat adódik ezek között is.

A legparányibb állóvíz: a fertés. Alig néhány méternyi, maszatos vízű pocséta, de mert jellemző hidrológiai alakzat, figyelmen kívül hagynunk nem szabad. Térkép nem jelöli a helyük, de a nagy víztelenségben a vadak és a pásztorok számon tartják ezeket a vízkészleteket is. A fertés az agyagtakarta töbrök mélyén, árnyas helyen van, vize még aszály idején is soká tart. Itatásra, ivásra szükségből használható. Nem gyakoriak s éppen ezért becsben állanak.

A nagyobb fertés már tó, helyesebben töbrőtó, mert – akár a fertés – agyag fedte töbrő mélyén elterülő víz. Ezeket már a katonai térképek is feltüntetik. (Gyökértó, Verestó stb.) Valamennyi a Szilicei fennsíkon és a Galyaságon található. A torna-tó – mestrséges duzzasztás. Olyik tó már elláposodott (Csernai-tó) s számuk ezzel is csökken. A szilicei Gyökér-tó –

mint említették – egyszer el is tünt, lefolyott. Vize – állítólag – a gombaszögi forrásoknál (?) (6 km-rel nyugatra!) buggyant volna föl.” (31-32.o.)

„Karsztunkban két jégbarlang van. Az egyik a szilicei Lednice jóval ismeretesebb, semhogy róla újat mondhatnék. A Barkai-jégbarlang-ról azonban még hallgat az irodalom. Pedig ez a – különösebb.

A barkai jégbarlang a barkai Felsőhegyen, a Nagy Hallókő (881 m) (nem Holló-kő!) északi falában van. Azért „halló”-kő, mert a sziklák belsejében zúgó légvonatot – hallani lehet. S e légvonattal kapcsolatos a jégbarlang is. A Hallókő északi fala u.i. hegycsuszamlás következtében kettérepedt. A lecsúszott, helyesebben lerogyott, lesuvadt sziklafal útjában megakadt, megbillent s ferde helyzetben úgy feküdt neki a hegynek, hogy alul járható hasadék maradt. Úgy néz ki a lerogyott sziklafal, mintha valami hatalmas kőtáblát a falnak támasztanánk neki. Fenn zárt, alul azonban alagútszerű rés marad a fal és a tábla között – amelyen a levegő végigfúhat. – A barkai barlangnál is ilyen hasadékszerű a barlang ürege s rajta is keresztül fú a lég. Az erős huzatot a barlang hűs levegője okozza, ezt meg a barlang jege hűti le. – Honnan kerül azonban a barlang hasadékába a jég ill. a víz? Ennek magyarázatát már a barlangon kívül kell keresnünk.

A Hallókő lapos tetején u.i. hosszant elnyúlt 3-4 m széles s közel 100 m hosszú függélyes falu nyitott szádájú, betemetett fenekű sziklarepedést találunk, az ú.n. Hólyukat. E repedés ugyancsak hegycsuszamlás következménye. Eredete a barlang hasadékával azonos. – A Hólyukban, mint valami jégveremben, sokáig, még nyáron át is megmarad a hó. A hó olvadó leve beszivárog a közeli barlangba, annak falán kibuggyan és – jéggé fagy. A jelenséget – úgy vélem – regeláció (újrafagyás) törvényével magyarázhatjuk. A Hólyuk fenékjege u.i. nyomás alatt megolvad, leve beszivárog a barlangba s ott a kapilláris nyomás alól is szabadulva – újra megfagy. Lehet, hogy a barlangban uralkodó léghuzam is hűtőleg hat a repedésből kibuggyanó, kicsorgó vízre, mire az megfagy és jégburkolattal vonja be a barlang falazatát.” (32-33.o.)

„Megfigyeléseim még az Ép-ország ép karsztjából valók. S hogy immár zárva az út a további kutatások előtt, töredékes tanulmányaimat a feledés elől igyekszem megmenteni.” (33.o.)

Az 1920-as évek második felétől Strömpl Gábor kutatásköre kitágul, és számára a térképészet művelése és oktatása egyre fontosabb lesz. A karszt azonban továbbra is kedvence. „Térképolvasás” c. (1927) és „Topográfiai tájrajz” c. munkájában az egyes karsztformák jele mellett azok szabatos meghatározását is olvashatjuk (8-12. ábra). És a Szikések felszínalakulásában is párhuzamokat talál a karsztosodással (1931; 13. ábra).

441. **Lyuk.** Keskeny száju, bizonytalan mélységű üreg. A barlangok egyik változata. Gyakori neve: *kőlyuk*. Kicsi s ezért a térkép ritkán jelzi.

442. **Zsomboly.** Szélesebb száju aknaszerű szédítő üreg. Karsztos fennsíkron elég gyakori. A kőlyukaknál nagyobb, mélyebb. Sokhelyt *ördöglyuk* a neve. Rajza: kerek sziklás lyuk.

443. **Odu.** Tágas száju üreg. Szinte mindig hegyek oldalában tátong. Nemcsak karsztos vidéken, egyebütt is található, de mindig mészkőben. Más kőzetben (trachit) ritka (Mátra). Jele a *barlangé* (444. §.).



444. **Barlang.** Mindenféle *sziklaüreg összefoglaló neve*, de az igazi barlang kis nyílású, hosszú járatú üreg. Patakka vagy anélkül. A térkép csak a bejáratát jelzi és fölötte a sziklafalat. Röv: kis barlangnál *B* = barlang ill. *H* = Höhle. Nagynál: *Bg* ill. *Höhle*.

445. **Nyelőke.** Lyuk, verem vagy gödöralakú horpadás, mindig völgyek, vápák mélyén. Nevét onnan vette, hogy az esővizet, vízeret — elnyeli. Karsztos vidékek sajátja. Jele nincs, de kis lyukkal, gödörrel jelölhető. Egyéb neve: *ravaszlyuk*, *víznyelő*, *nyelő-lyuk*; délszláv neve: *ponor*, mit a tudomány is használ.



446. **Töbör** (dolina). Voltaképen természetes gödör. Alakja legtöbbször *tölcsér-szerű*, de ha a töbör nagy, fenekén kerek sík lapul. Ezt néha víz tölti ki (töbör-tó, *fertés* = kis töbör-tó), vagy termőföld és akkor kert foglalja el (adriai Karszt). — A „dolina“ a töbör délszláv neve s ott „völgyet“ jelent.

A töbrök a karszt-fennsíkok jellemző alakzatai. Eredetük csak nagy ritkán függ össze a barlangok beomlásával, legtöbbször a *mészkő lassu kioldásának* eredményei. E tölcsérekén át szivárog le a karszt csapadékvize a mélybe. A sok töbörtől a karszt-fennsík olyan, mintha ragya verte volna ki. A töbör rajza a kerek gödöré, de rendszerint nagyobb. Közepében „—“ (mínusz) jel, a mélyedés feltüntetésére, nehogy halomnak v. kupacnak nézzük.

Töbör-sor. Több egymás mellé sorakozó töbör, a karszt-fennsíkok „völgye“. A tájékozódásra annyira alkalmatlan karszt-laposokon a tájékozódást elősegítik s ezért figyelemre méltók.



14. ábra. A karszt földalatti vizei.

A karsztfarmák változatosak. Idetartozik a tóbör, szomboly, barlang, majd a nagyobbak közé a töbrör, vak-völgy, karsztvezér, a karszt völgyek és végül a karszt fennsík. Vízrajzi alakzatait majd csak a vízrajzról említjük meg.

Csonka hazánkban karszt a Galyaság, a Bükk teteje, a Mecsek és Bakony négyes része, ép-hazánkban a Gömör-Tor-nai karszt, a Murányi fennsík, a zepesi, a bihariak, és a legnagyobb az adriai.

T ö b ö r /teber,dolina/. A karsztfarmák legapróbbja. Töb-
csfalaku, rendszerint kerek peremű mélyedés. A hasadékok-
ba leeszürmelő víz ugyanis a kioldott hasadékokba mosza le a
felszínen mállott anyagot, mire a hasadék szájánál nyitott
lyuk, majd fokozatosan kerek tölcser támad. A tölcser tágul,
melyül a vele száll alá, a hasadék víznyelő /nyelőke/ nyi-
lása is. A töbrör fenekén tátongó víznyelőt vomosott sár,
becsolt kő sokszor el is fedi. Csak a töbrör látszik. Ha
a töbrör fenekén sok a sár, a hasadék eldugul, a töbrör vize
megreked /töbröttó/.



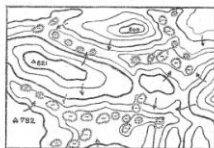
42. ábra. Töbrörök.
/metszet és alaprajz/

A töbrör magysága változó /1-2
m. átmérőjű a kezdetű karszt
töbrre, a régi kifejezett karszton
/Bükk, Galyaság/ azonban több
100 m.-nyi töbrött is találunk
és mindig többet, mert az elter-

T ö b ö r s o r. Sorjában, egyenesen vagy kanyargóan el-
helyezkedő töbrör. Ha töbröi aprók, csak egyeseket ábrázolhat-
unk, ha nagyok valamennyit. Eü ábrázolásuk azért fontos, mert
a karsztnak annyi se nehéz, tájkozódásnál sokszor megfeszít-
tő felzárkó a töbrörök irányítanak. A tájkozástól völgyek-
ket, mélyégyvonalakat pótolják.

A töbrörök a karszti völgy kezdete. Vornia a föld-
alatti víz lefutásának helyét jelzi /ha nem is pontosan/. Alatt
a mélyben, ismeretlen mélységben patak folyik.

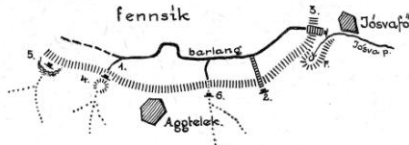
Töbrörök növekedése jelzi a vízfelvétel irányát. A
földalatti víz, a nagyobb töbrörök felé folyik.



45. ábra.
Töbrörök a Bükk fennsíkján.

Töbröröknek tömegesen csak karsztfennsíkokon talál-
unk /4765 Bükk, 4565 gömöri karszt: Felcsói Hegygy/.

V a k v ö l g y. Ha a töbrörökben a letarolás következtében
az egyes töbrörök egybeolvadnak, elnyulnak, s a töbrör közti
nyakak lekopnak, a töbrörök formális völgyé alakul. Csak ki-
járdja nincs. A völgy lefolyástalan, zárt, a völgy - vak. Víz
a völgyfenében, ha ideiglenesen is, már a felszínen folyik, de
a völgy tővéén, az utolsó töbrörbe vész.



14. ábra.

Az aggteleki Barada környéke.

/ 4. Régi bejárat. 2-3. Újbejárat. 4-6 töbrör, víznyelő.
..... - - - - - azók.

A patak vize kelet felé folyva Jósvafőnél hatalmas karsztfor-
rásban bukkan nyilvánvalóan.

Az odvas barlangok /barlangoduk/ gyakoribbak. A Fi-
liában is több van, a Bükkben még ennél is több. Nagy szádjú
kurta barlangok ezek, az ősember legkedveltebb tárgyaja, s hogy
régiek, azt a barlangi leletek /állatcsontok, kőszerszámok/
igazolják.

Több barlangot csak a kőbányák tártak fel, mert a
barlang vagy nem ért a felszínre, vagy bejáratát kőszerszámok
fedte el. Így fedezték fel a két budai barlangot /Déli-völgyi,
Szemlőhegyi/. Az ilyen rejtett barlangok egymást keresztező
hasadékok mentén, alakultak, amiért nehezen járhatóak.

Töbrörök mélyein, a nyelőlyukak tágulataiban is ala-
kulnak barlangok. Ilyen a Csobánka melletti Macskalyuk, a Bükk
Údvárosok stb.

A barlangok sokja, ha tágas, jó buvóhely. Ha forrást,
patakot is rejteget, a vízszegény karsztnak éldező is. Ábrá-
zolásuk jelzések, de helyesebb volna a szűk földalatti sziklákat,
mert néha nagyok, sziklákat ábrázolni.



46. ábra. Vakvölgy.

Ha forrás ere folyik benne és ez
búvik el, a Bükk nép igen talál-
lón "visszafolyó"-nak mondja, mert
vize valóban a földbe folyik vissza.

K a r s z t m e s z ő. Ha a töbrör
nem sorban, hanem egymás mellett
szorongan egy nagy horpás mélyén
csoportosan állnak - karsztmező
keletkezik. A Bükkben /4760: Nagy-
Eis-mező, Feketeszt/ csak néhány
koros formáját látjuk, annál nagyobb-
bak, határozottabbak az adriai
karsztnak. Itt a polje /karsztmező/ feneké szűk, körök-
ről pedig hegyek övezik. Tavasszal a polje árvis alatt áll,
de ha ez a búvófolyók útján lefolyt, földje annál termé-
nyebb. Telepet a polje ármentes peremén sorakoznak.

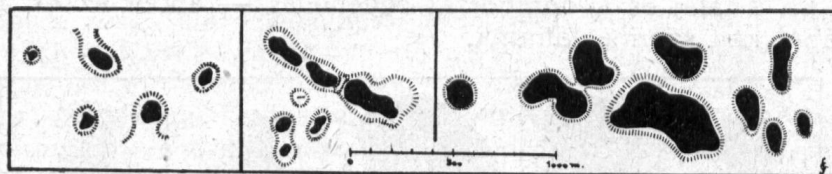
K a r s z t v ö l g y. Eltekintve a már említett kurta vak-
völgytől, a nagyobb, mélyebb karszti völgyek többfélék. Nem-
csak erdős és oldás, hanem, akárcsak a szombolyok, beszakadás
részén is keletkezhetnek.

A barlangi völgy eredete egykori barlangok beszak-
adásán keresendő. Ilyen pl. a Szédelői völgy /4565/ a Tordai
hasadék és közelükben a Remete-máriai szurdok /4968/. Egyko-
ri nagy barlangjaink nyomai, romjai, a szurdok oldalában ma is
láthatók. Ilyen völgy tátong majd egykor az Aggteleki barlang
helyén is, ha boltzatai sorra mind beszakadnak.

A **nyugon völgy** kialakulásánál, legalább egyes sza-
mazsokon, a barlangok beszakadás is szerepelt, de többnyire
erózió völgyek. Oldalai meredek, talpuk síma, de keskeny.
Legjobb példája a Sajó völgye Felcsó fölött /4565/. A csonka-
országban pedig a bakoryi Burokvölgy /3060, 3160/ és a bodajki
Gaja-szurdok /3060/. A karszt fennsíkba vágódnak be hirtelen,
mert a víz a mélyben gyorsabban erózió. Közben az oldás is

8-12. ábra: Karsztfarmák meghatározása és térképjele (Strömpl G. 1927, ill. 1932)
Figures 8-12: The determinations and signs of the karstforms (G. Strömpl 1927, 1932)

Szik-töbör (szik-lyuk). — Ha a vakszik megerősödik, ha a szikesedés folyamata tovább halad, a talaj fiziko-kémiai elváltozásával járó marás (oldás, akárcsak a karsztban) kis kerek mélyedést old ki a talaj felszínén. Ezt másképp nem is magyarázhatjuk; mert itt nincs folyóvíz vagy örvény. Beomlás sem okozhatja, mert az altalaj tömör. Csak annak a pocsétának meggyülemelő vize marhatta ki, amelyik a vakszik horpadásában nagyobb esők vagy a hólé után minden esztendőben megjelenik. A pocsétának elszüremkező vize viszi le aztán — a talaj nyári repedésein át — az altalajba az oldott anyagot. A felszínen anyag-hiány s ennek nyomán lyuk, töbör keletkezik. Hasonló kerek lyukakat találunk a vastag löszben (ti eli fennsík) is. Ezeket is a lösz mesztét oldó víz alakította ki.



4. ábra. Szik-töbrök tócsákkal Büdszentmihály (1. és 2. kép) és Konyár (Bihar megye, 3. kép) környékéről. A bécsi Katonai Földrajzi Intézet 25 ezres felvételi térképei (1890) alapján.

Ha a szik-töbör nagyobb, 10—50 m. átmérőjű, térképeink is ábrázolják. A fenti lyukakat is térképről másoltam. Van azonban sok olyan szik-töbör, amelyik éppen kicsisége miatt nem kerül bele a térképbe.

A szik-töbör fenekén rendszerint évszakos tócsa lapul, amely azonban nyáron, vagy már a nyár elején felszikkad. Iszapos feneké megrepedezik, felcserepesedik.

13. ábra: A „szik-töbör” leírása és térképi ábrázolása (Strömpl G. 1931)

Figure 13: The description and delineation of the „Szik-töbör” (sodic sink-hole) (G. Strömpl 1931)

Végezetül az olvasók figyelmébe ajánlom írásainak pontos, könnyen érthető, példaadó fogalmazásmódját. Ahogy a cipszer származású Herman Ottó, úgy a gründler (manta) Strömpl Gábor is a magyar nyelv kiváló művelője.

IRODALOM

HALTENBERGER M. (1948): In memoriam... — Földrajzi Közlemények, LXXVI. pp. 1-11.

- STRÖMPL G.* (1910): Zemplénmegyei barlangok és sziklaodúk – Földtani Közlöny XL. (9-10.) pp. 565-570.; 599-605.
- STRÖMPL G.* (1911): Vázlatok a magyar Karsztból. I. A pelsőci Nagyhegy – Turistaság és Alpinizmus, II.(9). pp. 305-311.
- STRÖMPL G.* (1912): Vázlatok a magyar Karsztból. II. A Szilicei-fennsík – Turistaság és Alpinizmus, III. (IV) pp. 107-116.
- STRÖMPL G.* (1912): Előzetes jelentés az 1911. év nyarán az abauj-gömöri barlangvidéken végzett barlang kutatásokról – Földtani Közlöny, XLIII. (4.) pp. 325-330.; 349-355.
- STRÖMPL G.* (1912): A Vargyas szurdoka – Földrajzi Közlemények, XLVIII. pp. 223-226.
- STRÖMPL G.* (1913): A homoródalmási barlangrendszer és kialakulása – Barlangkutatás, I.(3.) pp. 107-116.; 133-140.
- STRÖMPL G.* (1913): Barlangok alakulása, pusztulása – Uránia, XIV. pp. 292-303.
- STRÖMPL G.* (1914): A barlangok nomenklaturája és terminológiája – Barlangkutatás, II. (2.) pp. 65-76.
- STRÖMPL G.* (1914): A borsodi Bükk karsztja – Földrajzi Közlemények 2. pp. 79-98.
- STRÖMPL G.* (1915): Bajmóci barlangok – Barlangkutatás, III. (4.) pp. 141-148.
- STRÖMPL G.* (1923): Gömör-Tornai karszt hidrologiája – Hidrológiai Közlöny, III. (1.) pp. 20-33.
- STRÖMPL G.* (1927): Térképolvasás. Turistaság és Alpinizmus szakkönyvei 6.; – A M. kir. Testnevelési Főiskola tankönyve, Budapest, 248 p.
- STRÖMPL G.* (1931): A szik geomorfológiája – Földrajzi Közlemények, LIX. (4-5) pp. 62-74.
- STRÖMPL G.* (1932): Topográfiai tájrajz – M. Kir. Áll.-i Térképészeti Int., Bp. 198 p.
- SZÉKELY K.* (1985): 100 éve történt – Karszt és Barlang, I-II. pp. 68-69.

A 2014/2015-ÖS ÉV FONTOSABB KUTATÁSI IRÁNYAI ÉS EREDMÉNYEI A BÜKKBEN

THE MAIN RESEARCH PROGRAMS AND THEIR RESULTS OF THE YEAR 2014/2015 IN THE BÜKK MOUNTAIN

SZEGEDINÉ DARABOS ENIKŐ^{1,2} – MIKLÓS RITA² –
TÓTH MÁRTON² – LÉNÁRT LÁSZLÓ²

¹MTA-ME Műszaki Földtudományi Kutatócsoport; ²Miskolci Egyetem, MFK, Környezetgazdálkodási Intézet daraboseniko@gmail.com

Abstract: Based on previous weather data, the central part of the Bükk Mountain is one of the most rainy area of Hungary. At the beginning of the millennium years many new automatic weather stations have been installed. With this weather data we can investigate trends and precipitation distribution. After in investigation of the last 22 years data of Bükk Karst Water Level Monitoring System, we experienced increase in the frequency of high rainfalls and long periods without precipitation. Other researches show that due to climate change, in some parts of Hungary the amount of annual rainfall decreased, contrarily in the Bükk the opposite can be observed however with different yearly distribution. The other aim of our research is to propose a new water resource calculation method, which does not require water budget calculations. In this method the applied parameters are water level measurement data from monitoring wells and caves, using the Bükk Karst Water Level Observing System, well register data and geological information from the Bükk area. With this calculation the maximum, minimum and mean volume of water resource can be determined, moreover, knowing the yearly precipitation, the recharge can also be calculated.

Bevezetés

A Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézetében nemrégiben zárult le egy Európai Unió projekt, ami felszín alatti vizek területén alap kutatással foglalkozott. Ezen belül fő 5 kutatási irány indult, melyből az egyik a bükki karszttal foglalkozott. Dolgozatunkban ennek a modulnak a főbb, hideg karsztvizekkel kapcsolatos eredményeit szeretnénk bemutatni.

A felszín alatti vizeket használó vízmű vállalatok, ill. a gyakorló hidrogeológusok szakmai felelőssége igen nagy a tekintetben, hogy felszín alatti vizeinket mennyiségi és minőségi szempontokat is figyelembe véve fenntartható módon hasznosítsuk, illetve hosszú távon megőrizzük (SÁSDI, 2002). Ennek érdekében szükséges tudnunk, hogy egy-egy vízbázis esetében mekkora hasznosítható vízmennyiséggel számolhatunk. A Bükk hegység vízháztartása, ill. a kitermelhető – hasznosítható – vízkészletének nagysága régóta foglalkoztatja a kutatókat (SZŰCS – HORNE 2009, SZŰCS 2012). A korábbi készletbecslések csaknem mindegyike vízháztartási vizs-

gálatokon alapult és dinamikus készletet határozott meg. Ezen számítások hátránya, hogy a pontos eredményhez a vízháztartási egyenlet minden elemét pontosan meg kell tudni határozni, ami mint tudjuk a rengeteg, nehezen mérhető tényező miatt nem könnyű feladat. 1954 és 2008 között összesen 13 különböző meghatározás eredményeit mutatja az *I. táblázat* (GONDÁRNÉ *et al.* 2008). 2008-ban a SMARAGD-GSH Kft. munkatársai már számítógépes modell alapján határozták meg az utánpótlódó felszín alatti vízkészlet nagyságát a Bükkben. Számításaik során figyelembe vették a földtani felépítést, a talaj fizikai jellemzőit, a talaj vastagságát, a jellemző területhasználatot, éghajlati adatokat (csapadékeloszlást), ill. a felszín morfológiáját.

Manapság nagyon sokszor hallunk híreket a klímaváltozásról, ill. ennek okairól és következményeiről. Az extrém csapadék események, melyek a vízgyűjtők egészét érintik, súlyos hatással lehetnek a társadalomra, mind városi területeken, mind pedig hegyvidéki vagy mezőgazdasági területeken. Semmler és Jacob 2004-es szimulációja szerint az európai régióban 50 % annak az esélye, hogy az adott évben egy extrém csapadéktól még előfordul majd nagyobb csapadék esemény (SEMMLER – JACOB 2004). May 2006-os vizsgálatait, ill. szimulációja szerint is megváltozott és tovább változik az európai hegységekben megszokott csapadékeloszlás (MAY 2006).

A felszín alatti vizeket használó vízmű vállalatok, ill. a gyakorló hidrogeológusok szakmai felelőssége igen nagy tekintetben, hogy felszín alatti vizeinket mennyiségi és minőségi szempontokat is figyelembe véve fenntartható módon hasznosítsuk, illetve hosszú távon megőrizzük (SZŰCS 2012, SZŰCS – MADARÁSZ 2013).

Célkitűzés

Jelen kutatásaink célja részben az volt, hogy az 1992 óta folyamatosan működő Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer (BKÉR) adatainak minél szélesebb körű felhasználásával egy új módszert dolgozzunk ki a karsztvízkészlet meghatározására, melynek alkalmazásához nincs szükségünk a vízháztartási vizsgálatok bizonytalan paramétereire. Jelenleg a bükki karszt területén több mint 30 helyen, de 1992 óta több mint 90 helyen – kutakban, megfigyelőkutakban, barlangokban és forrásokban – regisztráltuk folyamatosan a vízszintet, esetenként a vízhőmérséklet és fajlagos elektromos vezetőképeséget a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer keretein belül. A rendszer egyik nagy előnye, hogy a Bükk hegység csaknem teljes területét lefedi, ezáltal lehetőségünk van összehasonlító és korrelációs vizsgálatok

végzésére is az egyes mérőhelyekről származó adatok között (*DARABOS – LÉNÁRT* 2008, *MEZŐ* 1995). Az elektronikus vízszint, víz hőmérséklet, vezetőképesség és radon méréseket folyamatosan mérő és rögzítő mérőműszerekkel végzik. A mérési gyakoriság zömében 15-60 perc, de elvétve előfordult 10, ill. 240 perces gyakoriságú mérés is (*KOVÁCS* 2006).

I. Táblázat
Table 1

Különböző szerzők által becsült vízkészletek a Bükkben (GONDÁRNÉ et al., 2008)
The estimated water resources of Bükk by different authors (GONDÁRNÉ et al., 2008)

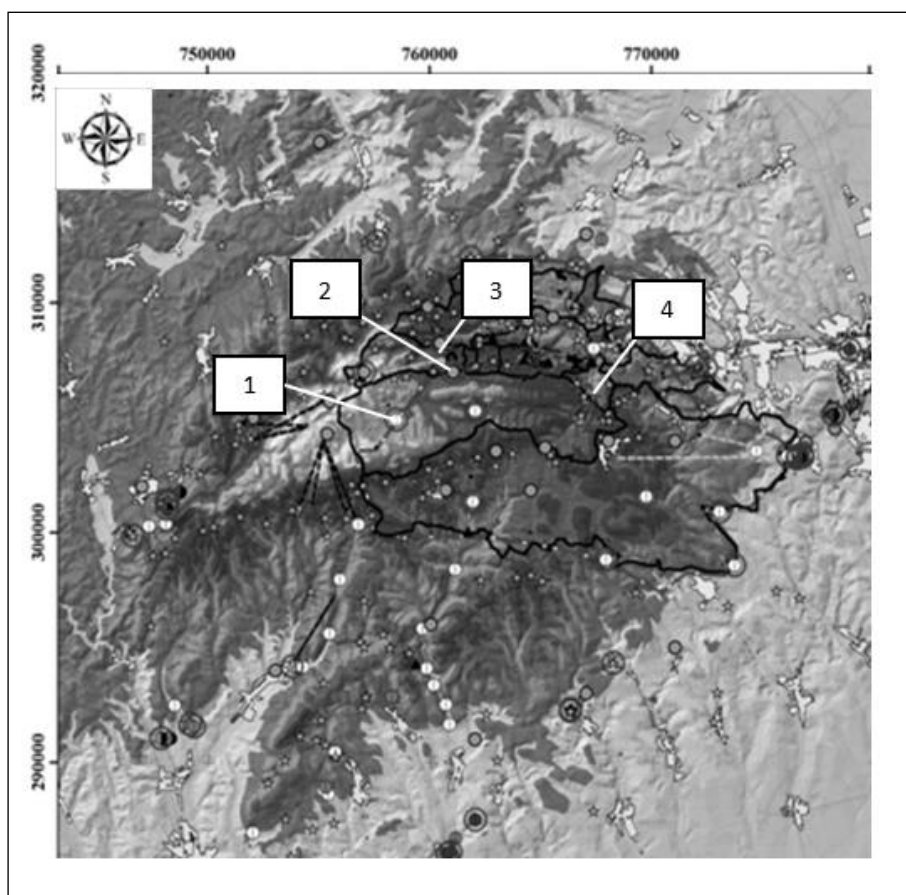
Szerző	Intézmény	Év	Vízgyűjtő terület [km ²]	Dinamikus vízkészlet [m ³ /nap]
Kessler H.	VITUKI	1954	199,8	113 400
Schmidt E. R.	MÁFI	1962	199,8	116 600
Sárváry I.	VITUKI	1964	235,2	153 400
Szlabóczky P.	KEVITERV	1973	450,0	191 800
Böcker T.	VITUKI	1977	200,0	213 700
Tóth G.	Egri Főiskola	1983	100,0	78 900
Dénes Gy.	VITUKI	1983	114,5	98 500
Rádai Ö.	VITUKI	1984	255,0	177 500
Maucha L.	VITUKI	1984	254,9	195 600
Rádai Ö.	VITUKI	1984	256,7	208 200
Rádai Ö.	VITUKI	1986	258,4	183 360
Szabó, Lénárt, Wallacher	NME	1989	230,3	153 000
Székvölgyi K.	Smaragd-GSH	2008	232	112 595

A Miskolci Egyetem Környezetgazdálkodási Intézete a miskolci karsztvizet termelő vízmű vállalatok számára folyamatosan végez térfogati készletbecslést. Ez a becslés a BKÉR adatai alapján, ténylegesen mért, ill. előre jelzett vízszintek felhasználásával készül már évek óta. A módszer előnye, hogy viszonylag egyszerű, pontos mérésen alapul, felhasználtuk hozzá a korábbi kutatási eredményeket is, melyekkel az eredmény pontosítható volt

Hátránya viszont, hogy sem a földtani, sem a domborzati adottságokat nem vette figyelembe, az alkalmazott alapszint önkényesen lett meghatározva, a számításokhoz csupán egyetlen karsztvíz-figyelő kút 22 éves adatsorát, ill. aktuális mérési adatsorát használtuk, továbbá a teljes karsztos területet egyetlen hézagterefogat értékkel fedtük le. Mindezek alapján úgy gondoltuk, hogy a teljes számítási módszer megújítása indokolt, a rendelkezésünkre álló új kutatási eredmények figyelembe vételével és felhasználásával.

Egy további kutatási irányt képviselt a projekten belül a klímaváltozás vizsgálata. Munkánk során a Bükk hegység területén rendelkezésünkre álló napi csapadék és vízszint adatokat különböző szempontok szerint vizsgáltuk meg. Célunk elsősorban a mennyiségek és trendek változásának meg-

figyelése volt. Vizsgálataink során elsősorban a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer (BKÉR) csapadék adatainak változásait vettük számba, ill. ezen változások hatását a Bükk vízforgalmára. Főleg az 1993 és 2013 közötti időszakot vizsgáltuk, mivel ez az az időintervallum, melyből csapadék és vízszint adatok is rendelkezésünkre állnak, viszont mivel az ÉM-VIZIG jóvoltából az 1960 és 2013 közötti, több mint 50 éves periódus éves csapadékadatai is rendelkezésünkre álltak, ezek vizsgálatára is sor került. Természetesen ezek a csapadékadatok elsősorban a karsztvízre, a karsztvíz szintjére gyakorolt hatásaik miatt érdekesek számunkra, így azok, az elmúlt 20 évben jellemző változásait is bemutatjuk a továbbiakban.



1. ábra: A Bükk hegységben lévő mérőhelyek

Jelmagyarázat: 1. Nv-17 monitoring kút, 2. Jávorkúti meteorológiai állomás, 3. Szinva-forrás, 4. Garadna-forrás
(HERNÁDI 2013, in: LÉNÁRT 2013)

Fig. 1.: monitoring points in the Bükk mountains

Legend: 1. Nv-17 monitoring well, 2. Jávorkúti meteorological station, 3. Szinva-spring, 4. Garadna-spring

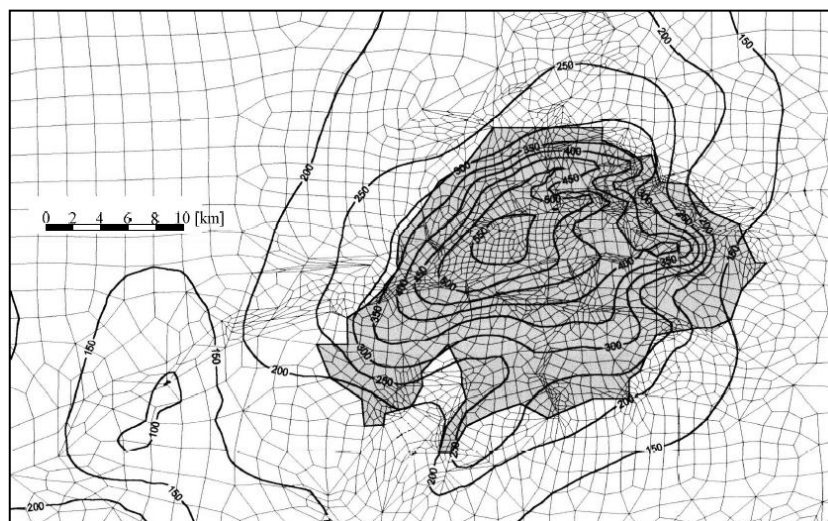
Az 1. ábrán látható a monitoring rendszer jelenlegi lefedettsége, mérési pontjai, ill. a vizsgálatba bevont 2 db forrás és 1 db megfigyelőhely, amely a Szinva (3), a Garadna-forrás (4) és a vízdomborzat szempontjából tetőhelyzetben elhelyezkedő Nagyvisnyó 17-es monitoring-kút (1).

A térképen jelölve láthatjuk még a Jávorkúti automata meteorológiai állomás (2) helyét is, korábbi vizsgálataink szerint ez a mérőállomás csapadék mennyiség szempontjából a Bükk egészét jól reprezentálja.

A vízkészlet számítási módszer ismertetése

A vízkészlet számítási módszer alapját a BKÉR megfigyelőkútjaiban és barlangi mérőhelyeken regisztrált vízszintek, valamint a VIFIR forráskataszter bükki adatai jelentik. Korábbi vízdomborzat becslések és térképek születtek források és néhány megfigyelőkút adatai alapján, ezek közül egyet mutat a 2. ábra (LÉNÁRT 2002, LÉNÁRT – DARABOS 2012, SZILÁGYI *et al.* 1980)

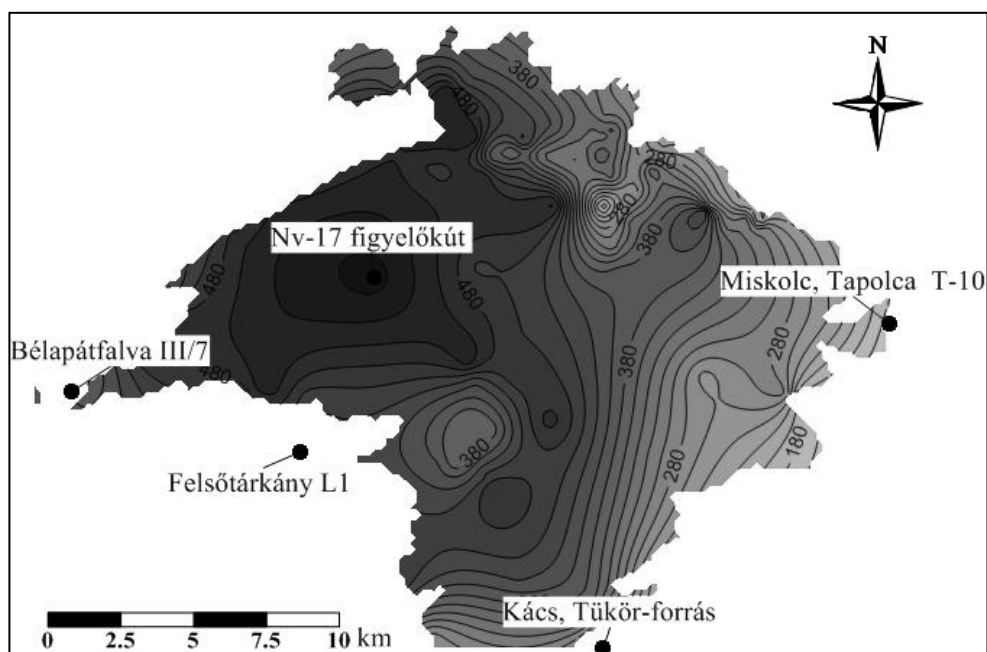
A mérési adatainkból, ill. a források fakadási szintjeiből Golden Software Surfer program segítségével előállítottuk a vízdomborzat felső burkoló felületét. Két esetet vizsgáltunk, az egyik a mérőrendszer működése alatt a Nv-17 mérőhelyen mért legalacsonyabb, a másik a legmagasabb vízszint időpontjában mutatja a többi mérőhely vízállását, ill. az adatok alapján létrehozott vízdomborzatot.



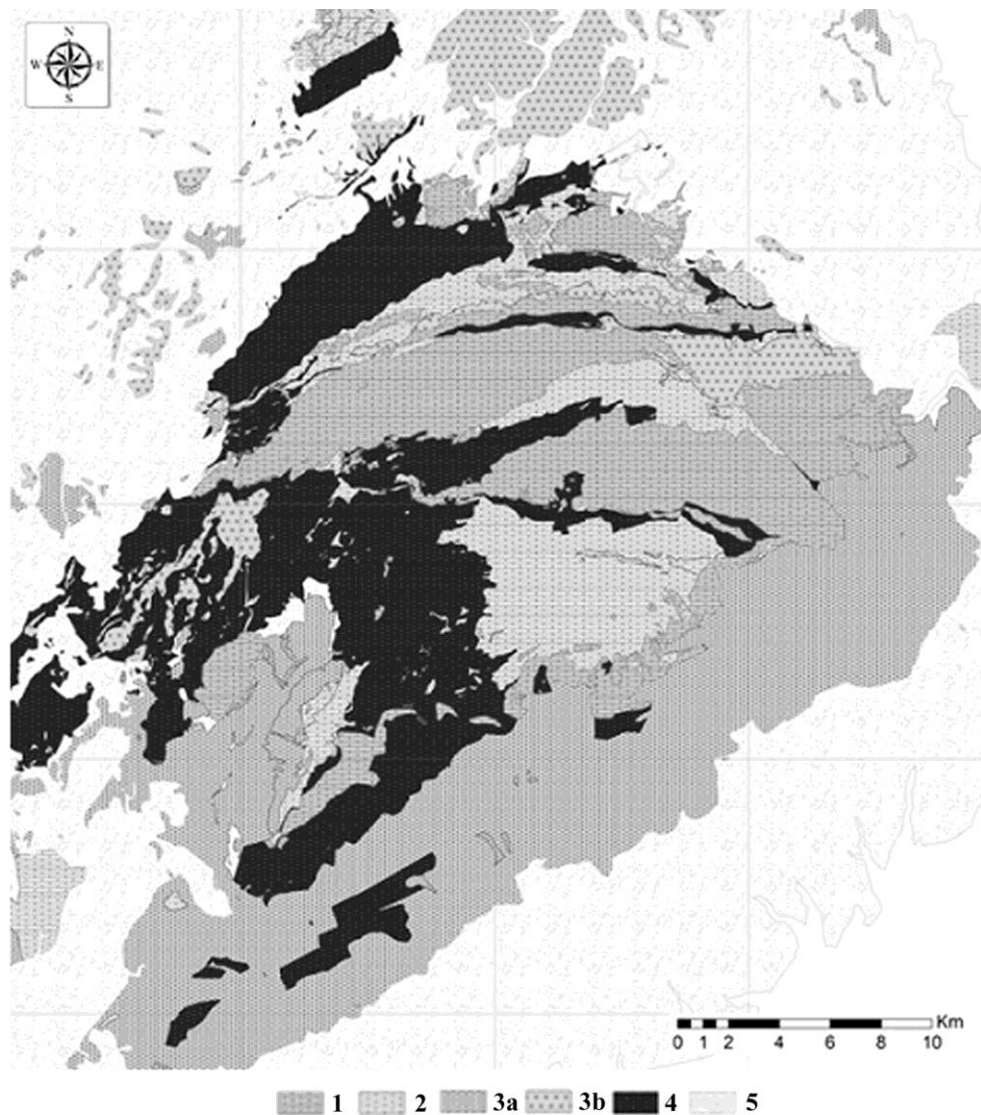
2. ábra A Bükk és környezetének karsztvízszint térképe 1995 (Lénárt, 2002)
Fig. 2. Map of karst water level of Bükk (Lénárt, 2002)

A maximum állapot látható a 3. ábrán, melyen a Bükk északnyugati részének egy darabját, valamint a délnyugati részét letakartuk, mivel ezeken a részekon az áramlási viszonyokat még nem tudtuk tisztázni. Ennek oka a délnyugati részen az, hogy a nagyon rossz vízvezető kőzetek alatt valószínűleg még a vizsgálati mélységünkön belül megjelennek a jól, ill. közepesen karsztosodó kőzetek, amit a későbbiekben a teljes áramlási kép megalkotásakor figyelembe szeretnénk majd venni.

A vízszint térképek előállításával párhuzamosan megkezdtuk a földtani adatok feldolgozását is. Karsztosodottság, ill. vízvezetőképesség szerint csoportokba soroltuk a földtani formációkat. Kezdetben a SÁSDI LÁSZLÓ által szerkesztett térképet használtuk (LÉNÁRT – SZEGEDINÉ 2012), viszont annak kategóriái nem teljesen feleltek meg a céljainknak, új kategóriákat kellett létrehozni, melyek a 4. ábrán láthatóak. Erre a beosztásra azért van szükségünk, mert a jellemző hézagterefogatokat ezekre a kategóriákra fogjuk meghatározni, melynek mélység szerinti változását a későbbiekben lehetőség szerint figyelembe kell venni.



3. ábra A Bükk jellemző vízszint térképe az Nv-17 mérőhely maximum vízszintje idején
 Fig. 3. Isoline map of water level of the Bükk in case of water level maximum of Nv 17 monitoring well



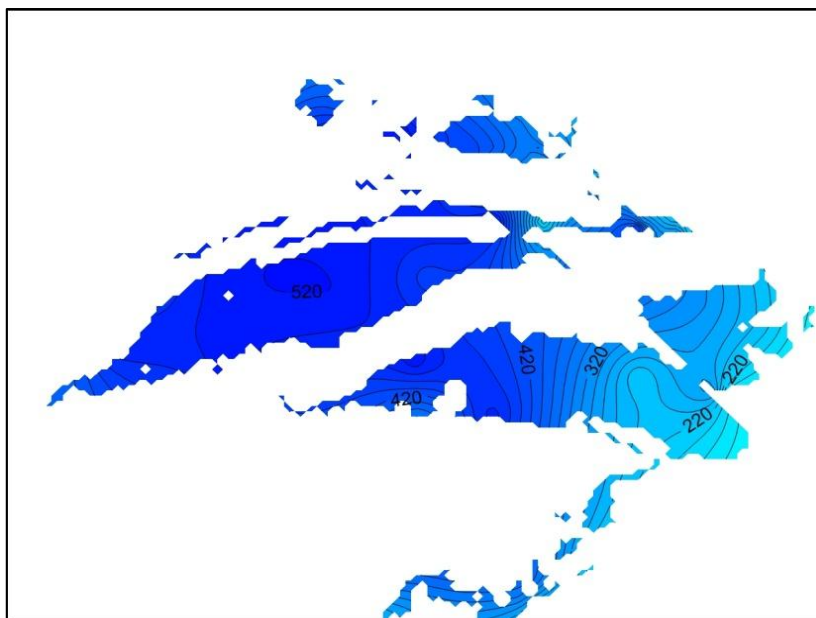
4. ábra A Bükk földtani formációira karstosodottság szerint felállított kategóriák, alaptérkép: Less 2005
 Jelmagyarázat: 1. jól karstosodó kőzetek, 2. gyengén karstosodó kőzetek, 3a. nem karstos, hasadékos kőzet: riolit és dácit tufa, 3b. nem karstos, hasadékos kőzet: egyéb, 4. nagyon rossz vízvezető kőzet, 5. törmelékes üledékek

Fig. 4. Rock categories by different karstification, base map: Less, 2005
 Legend: 1. well karstified rocks, 2. weakly karstified rocks, 3a. not karstified, fissured rocks: rhyolite and dacite tuff, 3b. not karstified, fissured rocks: other, 4. poor water-bearing rocks, 5. clastic sediments

A szükséges térképek előállítását követően, az a további feladatunk, hogy meghatározzuk azt az alapszintet, amely fölött elhelyezkedő vízmennyiséget számolni akarjuk. A Bükk hegységben a hideg-meleg karstrendszer össze-

függő egységet alkot (LÉNÁRT 1978), így nem beszélhetünk dinamikus, ill. statikus készletekről. Beszélhetünk viszont lassan, ill. gyorsan utánpótlódó kitermelhető karsztvízkészletről. E kettő határát 480 mBf-i szinten határoztuk meg karsztosodottsági, ill. leürülés vizsgálatok segítségével. A lassan utánpótlódó készlet alsó határa pedig a hegységben előforduló - tengerszint feletti magasságot tekintve - legalacsonyabban lévő forrás szintje, vagyis Miskolc-Tapolca (127 mBf).

A vizsgált terület térfogati víztartalmának meghatározásához először elkészítettük a terület vízdomborzati térképét, melyhez a BKÉR adatbázisból azt az időpillanatot ragadtuk ki, amikor az Nv-17-es monitoring kút vízszintje a legalacsonyabb értéket mutatta, majd kiemeltük az adatbázisból a többi monitoring pont ebben az időpillanatban mért vízszint értékét is. Ebből az adatbázisból krigeléssel egy 200 m-szer 200 m-es rácshálót (grid fájlt) készítettük a Golden Software Surfer v.10 program segítségével. Ez a rácsháló az alapja a 3. ábrán bemutatott izovonalas térképnek. Ezt a vízdomborzat fájlt később horizontálisan elmetstettük a legalacsonyabb forrás szintjével, ami 127 mBf (Miskolc-Tapolca) volt. Így meghatároztuk a 127 mBf szint és a számított vízdomborzat közötti közet térfogatát. Innentől kezdve csupán a geológiai kategóriák leválogatása a feladat, valamint a kapott térfogat értékek porozitással történő szorzása.



5. ábra A „Jól karsztosodott” közet kategórián belüli számított vízszint adatok
Fig. 5. The calculated water levels inside the boundary line of „Well karstified” category

A földtani térképen bemutatott karsztosodottsági és vízvezető-képesség szerinti kategóriákból ún. bln (boundary files, határvonal fájl) álmányokat hoztunk létre, mely határvonalakkal vertikálisan elmetszettük a 127 mBf szinten már korábban horizontálisan elmetszett vízdomborzat rácsháló (grid) fájl. Ezzel le tudtuk válogatni az adott kőzet kategóriában számított vízszint értékeket, tehát csak azokban a rácsháló pontokban volt vízszint értékünk, amely az adott határvonal fájlban belül esett (5. ábra). Erre azért volt szükségünk, mert a porozitás értékét, mely által végül is ki tudtuk számolni a térfogati víztartalmat, kőzet kategóriánként adtuk meg. Ezeknek a porozitás értéknek a megállapításakor irodalmi adatokat vettük alapul (BÖCKER – DÉNES 1977, KOVÁCS 2006, LÉNÁRT 1978, MEZŐ 1995, SZILÁGYI *et al.* 1980, SZLABÓCZKY 1988), az ezek alapján meghatározott, ténylegesen alkalmazott értékeket a II. táblázatban mutatjuk be.

II. Táblázat
Table II.

A kőzet kategóriák porozitás értékei
Porosity of different rock categories

Kőzet kategóriák	Porozitás mértéke (%)
Jól karsztosodott	0,75
Gyengén karsztosodott	0,25
Rossz vízvezető kőzet	0,05
Nem karsztos, repedezett: dácit, riolit tufa	0,1
Nem karsztos, repedezett: egyéb	0,1

A vízkészlet számítási módszer fejlesztése során elért eredmények

Az elvégzett térfogat számítás során nemcsak, a számunkra érdekes geometriai test térfogatát tudjuk meghatározni, hanem az ahhoz tartozó alapterületet is (III. táblázat). Ez esetünkben azért volt különösen praktikus, mivel így az egyes kőzet kategóriákhoz tartozó területi kiterjedést is meghatároztuk, amit össze tudunk vetni a korábbi számítások eredményével. Fontos azonban hangsúlyozni, hogy a közölt eredmények nem a Bükk teljes területére számított készleteket jelenti, hiszen a DNY-i területeket – azok vízföldtani minőségének tisztázásáig – nem vettük figyelembe. Az I. táblázatban közölt vízgyűjtő terület értékekkel összevetve a mi általunk számított értéket láthatjuk, hogy nagyságrendileg megegyezik. Ebben a táblázatban láthatóak továbbá az egyes szerzők által számított dinamikus vízkészlet értékek is.

A korábbi vizsgálatokkal ellentétben az általunk kidolgozott vízkészlet számítási módszer a pillanatnyi térfogati víztartalmat határozza meg. Eddig ilyen típusú készlet számítási módszerről a Bükk esetében még nem hallottunk, melynek legfőképpen az az oka, hogy nagyon sok vízszint adattal kell rendelkezni ahhoz, hogy pontos vízdomborzatot készíthessünk. Ehhez pedig csak a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer adatbázisa tud elegendő információt szolgáltatni.

III. Táblázat
Table III.

A számítási módszer által kapott területi és térfogati eredmények
Results of calculation

Kőzet kategóriák	Terület (millió [m ²])	Kőzetben tárolt minimális víz térfogat (millió [m ³])
Jól karsztosodott	107,1	270,6
Gyengén karsztosodott	62,3	93,2
Rossz vízvezető kőzet	20,1	5,4
Nem karsztos, repedezett: dácit, riolit tufa	1,9	1,1
Nem karsztos, repedezett: egyéb	11,7	4,7
Összesen	203,1	375

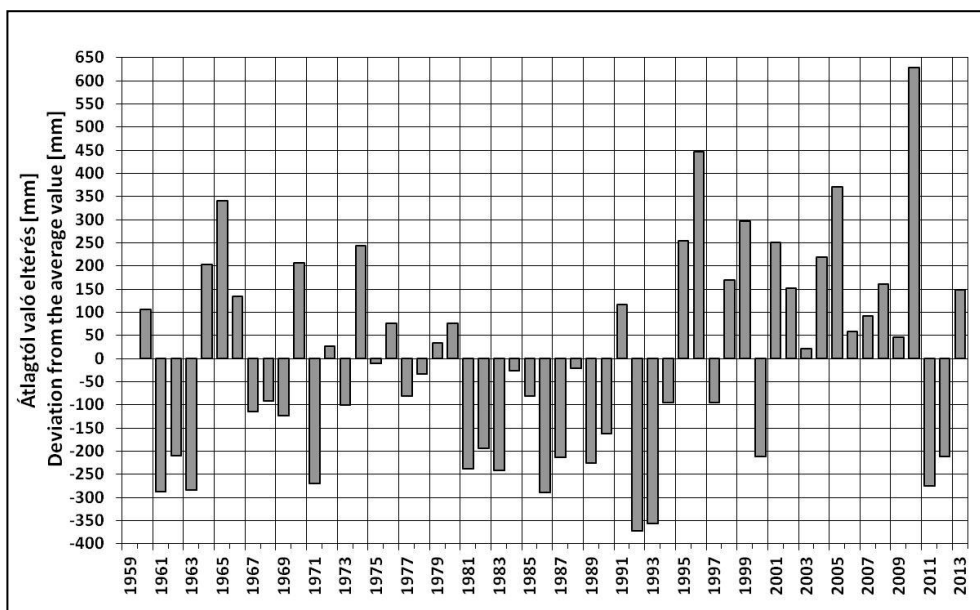
Számításaink alapján látható, hogy a Bükk hegység központi részében a jól karsztosodott kőzetek területi kiterjedése a legnagyobb 107 millió m², mely esetében a kőzet kategóriák között, a legnagyobb porozitás értékkel számolhatunk, így adódik, hogy az ebben a kőzet kategóriában tárolt víztérfogata 270 millió m³. Ezt követi a gyengén karsztosodott kőzet kategória a maga 62 millió m²-es kiterjedésével és a benne tárolt 93 millió m³ víztérfogattal. A rossz vízvezető kőzet; a nem karsztos, repedezett: dácit, riolit tufa; a nem karsztos, repedezett: egyéb kőzet kategóriákban tárolt víz mennyisége az előbbi kettő kategóriához képes elhanyagolható, a három kategória együttesen teszi ki a 10 millió m³.

Figyelembe véve a pillanatnyi térfogati vízkészlet meghatározási módszer működését úgy gondoljuk, hogy a későbbiek során lehetőségünk lesz egy adott évben utánpótlódó vízkészlet mennyiségének számítására is. Ehhez majd azt kell szem előtt tartanunk, hogy bizonyos feltételeknek teljesülnie kell, a vízdomborzat számításakor. Kutatómunkánk következő lépéseként a módszer egy adott évben utánpótlódó vízkészlet mennyiségének számításra való alkalmasságát fogjuk megvizsgálni.

A klímaváltozás vizsgálatához kapcsolódó módszerek és eredmények

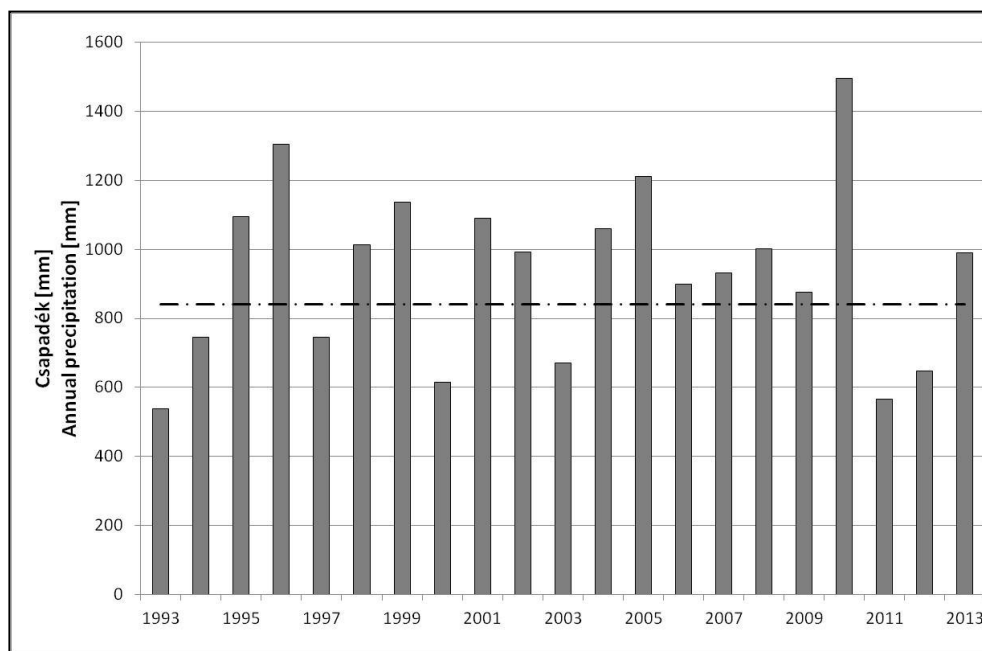
Vizsgálataink során Jávorkútról származó napi csapadék adatokat használtunk fel, korábbi vizsgálataink szerint ezek az adatok a Bükk teljes egészét jól reprezentálják. Vízsztinadatok tekintetében szintén napi átlag adatokat alkalmaztunk. Az Nv-17 mérőhelyen a vízszintek 521,7 és 549,8 mBf-i szintek között változnak a vizsgált időszakban. A monitoring kút földtanilag jól karsztosodó Bükkfennsiki Mészke formációban helyezkedik el. További két vizsgálati pontunk a Szinva- és a Garadna-források, melyek Miskolc és Ómassa vízellátása szempontjából kiemelt figyelmet érdemelnek, ill. a hegységben előforduló, a környező településeket is veszélyeztető nagyobb árvizekért felelősek. Vízyűjtőjük nagyrészt különböző karsztosodottsági fokú mészköveken helyezkedik el.

A 6. ábra az 53 éves csapadék adatokból számított átlagtól való eltérést mutatja az egyes években. Jól megfigyelhető, hogy 1960 és 80 között a csapadékos és száraz éveknek viszonylag egyenletes eloszlása látható, 1981-1994 között szinte minden évben az átlagtól kevesebb csapadék hullott Jávorkúton, míg 1995-től napjainkig inkább az átlagon felüli csapadékmennyiségek a jellemzőek.



6. ábra: Az éves csapadékok átlagtól való eltérése
Fig. 6.: Deviation of the annual precipitation from the average value

A 7. ábrán az 1993-2013 közötti értékek láthatóak. Fontos tény, hogy míg az előző ábra alapján számított átlagos éves csapadék 840 mm, addig az utóbbi 20 év átlaga jelentősen magasabb, 934 mm.

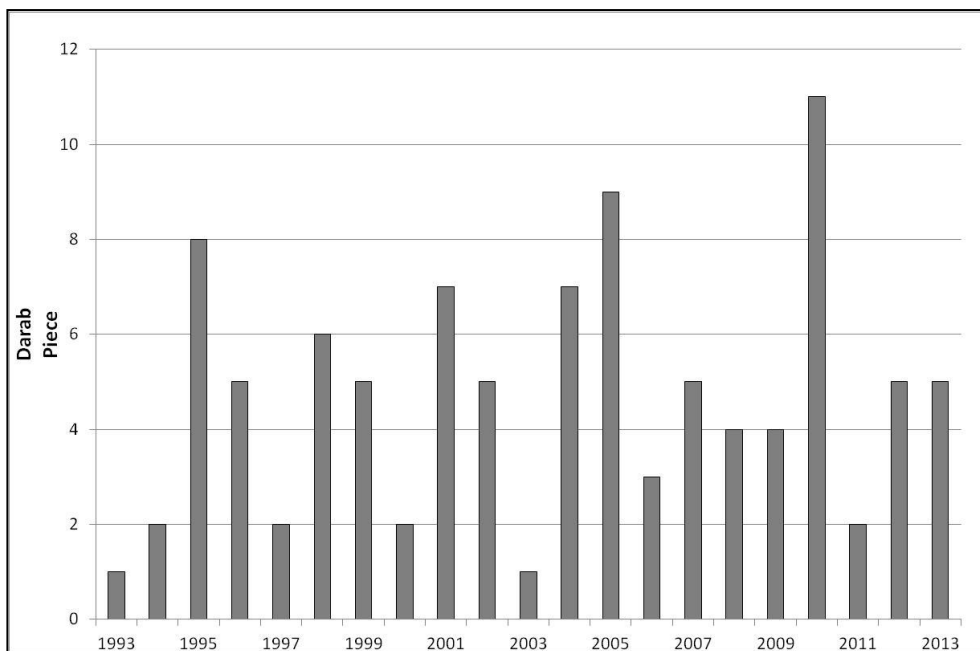


7. ábra: Éves csapadékok 1993 és 2013 között (jelölve az átlag csapadék: 840 mm)

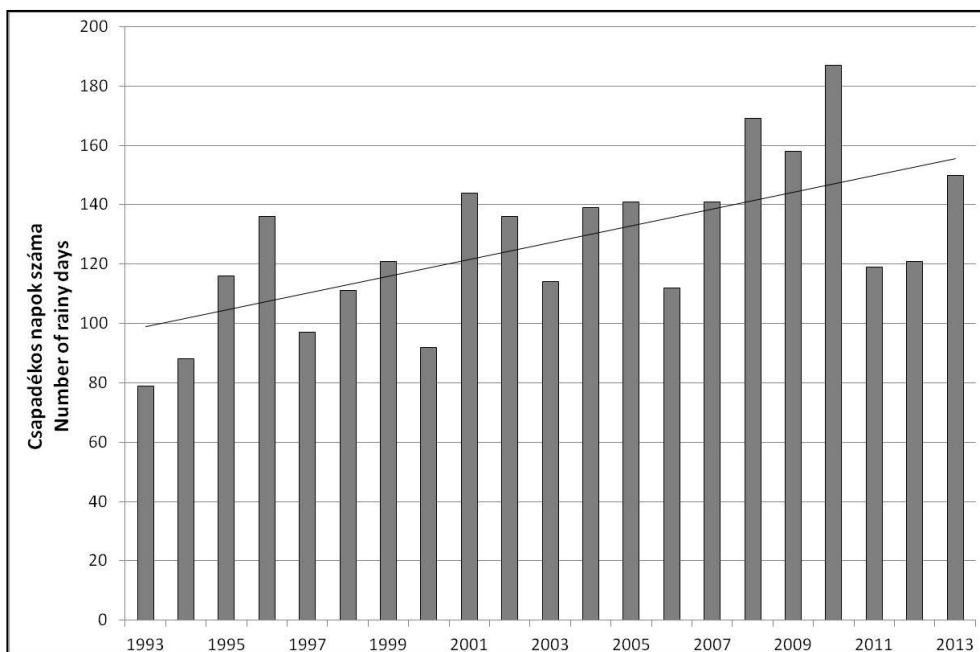
Fig. 7.: Annual precipitation 1993-2013 (marked the average precipitation: 840 mm)

Munkánk során az extrém események gyakoriságát és „méreteit” is vizsgáltuk, a 8. ábra a 30 mm-től nagyobb csapadékok darabszámát mutatja az adott években, az adatokra illesztett trendvonal ebben az esetben is határozott emelkedést mutat. Megfigyelhető, hogy az utóbbi 20 év legnagyobb karsztárvizének évében (KOVÁCS – LÉNÁRT 2012, LÉNÁRT et al. 2012, LÉNÁRT et al. 2013, LÉNÁRT 2013), 2010-ben fordult elő a legtöbb, ilyen csapadékeseményből összesen 11 volt, de az eddigi legszárazabb években, 1993-ban és 2011-ben is előfordult 1-2 ilyen csapadék esemény.

A 9. ábra a csapadékos napok számát mutatja az adott években, láthatjuk a határozottan növekvő tendenciát. Vizsgáltuk az adott évben előforduló legnagyobb napi csapadék értékek idejét is. Megfigyeléseink alapján az 1990-es években, inkább augusztusban, ill. szeptemberben jelentkeztek ezek a nagyobb csapadékok, míg 2001-óta a nagyobb csapadékok jellemzően inkább június-júliusban hullottak.

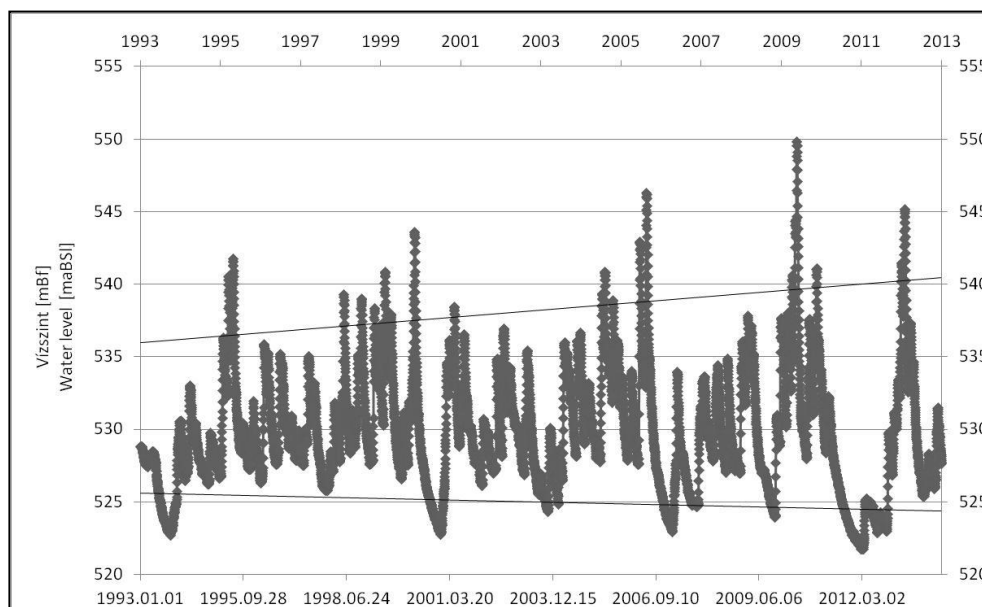


8. ábra: A 30 mm-től nagyobb csapadékok darabszáma az adott évben
 Fig. 8.: Piece of the larger then 30 mm precipitations in the year



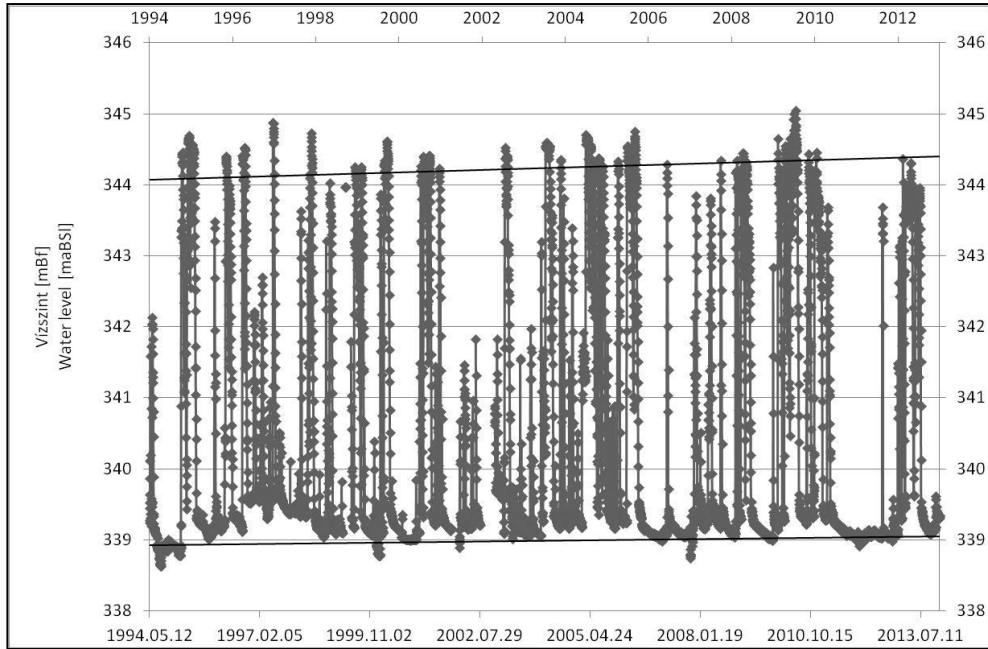
9. ábra: Csapadékos napok száma 1993-2013 között és a jellemző trendvonal
 Fig. 9.: Number of rainy days between 1993-2013 and the characteristic trend line

Ezek után azt vizsgáltuk, hogy a csapadékra jellemző trendek milyen változásokat idéznek elő a karsztvíz szintekben. A szélsőséges csapadékok és az emelkedő tendenciák szintén növekvő átlag vízszinteket okoznak. Az extrém nagy csapadékesemények, ill. a hosszabb száraz periódusok miatt egyre inkább növekszik a vízszint ingadozás mértéke, mind a figyelő kutak, mind a források esetében (10, 11, 12. ábrák). Továbbá van még egy nagyon kellemetlen és káros következménye ezeknek a hirtelen hulló, nagy mennyiségű záporoknak, mégpedig az, hogy igen jelentős méretű villámárvizek alakulnak ki miattuk, amik aztán jelentős károkat okozhatnak, ill. okoztak is már az érintett településeken. (pl. 2006-os vízszennyezés Tapolcán, ill. a 2010-es Bükki árvíz).

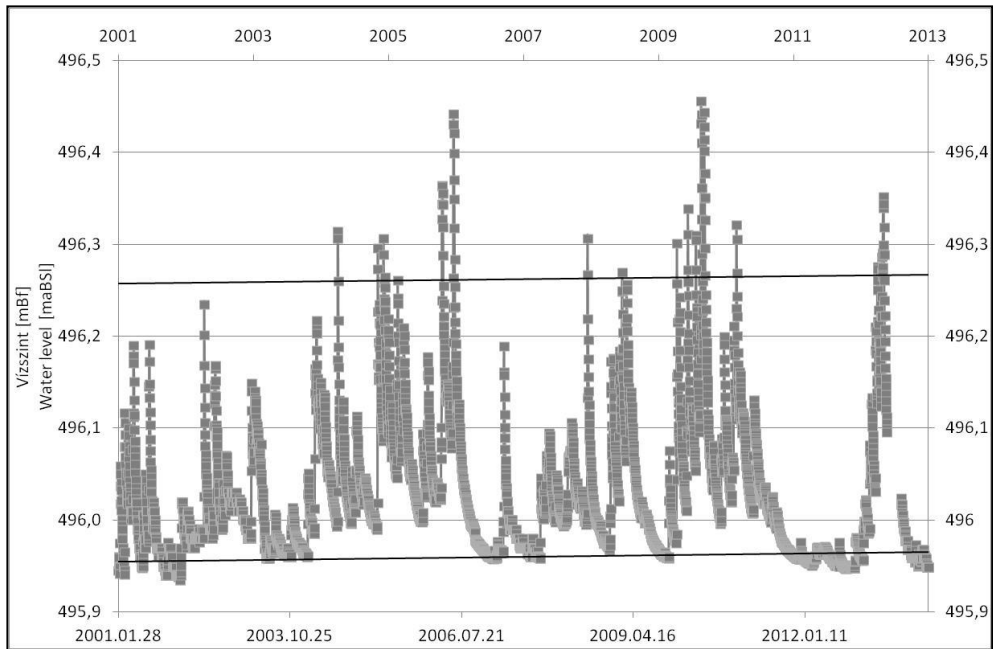


10. ábra: Nv-17 monitoring kút vízszintadatai 1993 és 2013 között, jelölve az éves maximumok és minimumok trendje

Fig. 10.: Water level in Nv-17 monitoring well between 1993 - 2013 and the characteristic trend line of yearly maximums and minimums



11. ábra: Szinva-forrás vízszintadatai 1994 és 2013 között, jelölve az éves maximumok és minimumok trendje
 Fig. 11.: Water level in Szinva spring between 1994 and 2013 and the characteristic trend line of yearly maximums and minimums



12. ábra: Garadna-forrás vízszintadatai 2001 és 2013 között, jelölve az éves maximumok és minimumok trendje
 Fig. 12.: Water level in Szinva spring between 2001 and 2013 and the characteristic trend line of yearly maximums and minimums

Összefoglalás

A Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer mérési adatait felhasználva egy olyan vízkészlet számítási módszert dolgoztunk, ill. dolgozunk ki, melyhez nem szükséges vízháztartási vizsgálatokat végezni. Munkánk során felhasználjuk a területről származó vízszintmérési adatsorokat (figyelő kutak és barlangok), forrás kataszteri adatokat, földtani információkat. A számításaink elvégzéséhez először egy vízdomborzatot készítettünk a BKÉR által szolgáltatott számos adatból. A vízvezetőképesség és karsztosodottság szempontjából közettani kategóriákat jelöltünk ki a Bükk hegység területén, melynek a későbbi porozitás értékek megállapításakor volt szerepe. A vízdomborzat és a közettani kategóriák összevetésével meghatároztunk vízzel telített kőzetterfogatokat a 127 mBf szintig, melyeket a korábban említett porozitás értékekkel faktorozva megkaptuk a kőzetben tárolt víz térfogatát. Az irodalomban szereplő dinamikus vízkészlet adatokkal ellentétben ez a módszer a térfogati víztartalmat határozta meg. További céljaink között szerepel a módszer továbbfejlesztése annak érdekében, hogy az éves utánpótlódó vízkészlet is meghatározható legyen.

Klímaváltozással kapcsolatos vizsgálataink során a jávorkúti csapadékmérő állomás adatait vizsgáltuk 1960-2013 között. Az eredmények azt mutatják, hogy a vizsgált 53 év csapadékatlaga: 840 mm, az 1960 és 1993 közötti időszak csapadék átlaga: 810 mm, míg az utóbbi 20 év csapadék átlaga: 934 mm, vagyis egyértelműen növekszik a csapadék átlagos éves mennyisége a jávorkúti adatok alapján.

Szintén növekvő tendenciát mutat a

- 30 mm-től nagyobb csapadékok előfordulása egy adott éven belül,
- a csapadékos napok száma,
- az adott évben előforduló maximális napi csapadék mennyisége.

A 2000 és 2013 közötti időszakban azt figyeltük meg, hogy az előforduló maximális csapadék időpontja egy adott évben egyre többször június vagy július hónapra esik, míg 1993 és 2000 között ennek ideje jellemzően valamelyik, őszi vagy téli hónapban volt jellemző.

Egyre nagyobb a veszélye a villámárvizeknek, ill. a helyi vízkárok kialakulásának a karszton (amit általában csapadékos május „*készít elő*”).

A vizsgált források és monitoring-kút átlagvízszintje szintén emelkedik, továbbá a vizsgált megfigyelő helyeken a vízszintmozgás egyre távolabb határok között történik. Megállapíthatjuk tehát, hogy a hegységben ténylegesen megfigyelhető a meteorológiai viszonyok változása (a szélsőségek gyakoribbá válása, ill. növekedése), melyek természetesen hatással vannak a hegység vízforgalmára is. A Magyarországra prognosztizált aszályos

időjárás helyett azonban a Bükk hegységben egyre jelentősebb csapadékbőség figyelhető meg. Ennek okait munkánk során nem kutattuk, nem kívánunk állást foglalni, hogy ez a klímaváltozás természetes, vagy emberi hatás miatt következett-e be, de az adatok alapján egyértelműen kimutatható a Bükk hegységben.

Köszönetnyilvánítás

A földtani térképek létrehozásában nyújtott segítségért szeretnénk köszönetet mondani Prof. Dr. Less Györgynek, Dr. Németh Norbertnek.

A tanulmány/kutató munka a Miskolci Egyetemen működő Fenntartható Természeti Erőforrás Gazdálkodás Kiválósági Központ TÁMOP-4.2.2/A-11/1-KONV-2012-0049 jelű „KÚTFŐ” projektjének részeként – az Új Széchenyi Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

IRODALOM

- DARABOS E. – LÉNÁRT L.* (2008): Csapadék és karsztvíz szintek összefüggéseinek vizsgálata a 2006. évi bükki karsztárvíz elemzése során – *KARSZTFEJLŐDÉS XIII.*, pp. 43–60,
- GONDÁRNÉ SÓREGI K. – SZÉKVÖLGYI K. – GONDÁR K. – GYULAI T. – KÖNCZÖL N. – KUN É.* (2008): Egy új módszer az utánpótlódó felszín alatti vízkészlet számítására hegyvidéki víztestek területén – *Magyar Hidrológiai Társaság XXVI. Országos Vándorgyűlés Tanulmánykötet*, 2008, pp. 1–16.
- KOVÁCS B.* (2006): A tapolcai Termál-kút hidraulikai viszonyainak elemzése numerikus modellszámításokkal – A „tapolcai Termál-kút, hidrogeológiai szakvélemény” c. munka, 7. rész, Miskolci Egyetem, Miskolc, pp. 7-8.
- KOVÁCS P. – LÉNÁRT L.* (2012): A 2006-os és a 2010-es bükki karsztárvízet okozó csapadékok elemzése – VI. Magyar Földrajzi Konferencia, MERIEXWA nyitókonferencia, Szegedi Tudományegyetem, ISBN 978-963-306-175-6, pp. 1098-1108.
- LÉNÁRT L.* (1978): Adatok a karsztos beszivárgás vizsgálatához a Létrási-Vizes-barlangban (Magyarország, Bükk hegység) végzett csepegésmérések alapján – *Nemzetközi Karszthidrológiai Szimpózium*. Budapest, 1978. MKBT-MFT-MMT kiadvány. pp. 50-64.
- LÉNÁRT L.* (2002): A bükki karsztvízkutatás történeti áttekintése – A bükki karsztvízkutatás legújabb eredményei c. konferencia kiadvány, pp. 1–18

- LÉNÁRT L. – DARABOS E.* (2012): A bükki karsztvízkészletek meghatározási problémái – Műszaki Tudomány Az Észak-Kelet Magyarországi Régióban, Műszaki füzetek, pp. 231–240
- LÉNÁRT L. – SZEGEDINÉ DARABOS E.* (2012): The hydrogeological relations of the thermal karst of Bükk mountains (Northern Hungary) – Proceedings of the 13th National Congress of Speleology, Speleodiversity, pp. 209–214
- LÉNÁRT L. – HERNÁDI B. – CZESZNAK L. – HORÁNYINÉ CSISZÁR G. – SZEGEDINÉ DARABOS E. – KOVÁCS P. – SÚRŰ P. – TÓTH K.* (2012): A 2006-os és a 2010-es bükki karsztárvíz okainak, lezajlásának, hatásainak és hasonló havariák kiküszöbölésének általánosítható tapasztalatai – VI. Magyar Földrajzi Konferencia, MERIEXWA nyitókonferencia, Szegedi Tudományegyetem, ISBN 978-963-306-175-6, pp. 538-548.
- LÉNÁRT L. – SZEGEDINÉ DARABOS E. – CZESZNAK L. – HERNÁDI B. – KOVÁCS P.* (2013): A bükki karsztárvízek kapcsolata a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) vízszintjeivel – IX. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia, június 13-15, pp. 371-377.
- LÉNÁRT L.* (2013): A Bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere XXII/a. (Az 1992. 10. 10. - 2013. 01. 01. közötti mérések értékelése) – Észak-magyarországi Regionális Vízművek Zrt., Heves megyei Vízművek Zrt., Mezőkövesdi VG Zrt. (megbízás)
- LESS, GY.* (2005): In: *PELIKÁN, P.* 2005: A Bükk hegység földtana – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- MAY W.* (2006): The simulation of the variability and extremes of daily precipitation over Europe by the HIRHAM regional climate model – Global and Planetary Change, 57 (1-2) pp. 59-82.
- MEZŐ GY.* (BKMI), (1995): Távlati vízbázisok biztonságba helyezésének programja, A bükki karszt-rendszer földtanivízföldtani és szimulációs modellje – kutatási jelentés, kézirat, pp. 1–32
- SÁSDI L.* (2002): Vízrajzi, vízföldtani viszonyok – In: *BARÁZ CSABA*, 2002: A Bükki Nemzeti Park, Hegyek, erdők, emberek, Bükki Nemzeti Park Igazgatósága, pp. 609
- SEMMLER T. – JACOB D.* (2004): Modeling extreme precipitation events - a climate change simulation for Europe – Global and Planetary Change, 44 (1-4) pp. 119-127.
- SZILÁGYI G. – BÖCKER T. – SCHMIEDER A.* (1980): A Bükk-hegység regionális hidrodinamikai képe és karsztvízforgalma – Hidrológiai Közlöny, 60 (2) pp. 49-96.

- SZLABÓCZKI P.* (1987): A Bükk-hegység hasznosítható karsztvízkészlete – Hidrológiai közlöny, 58 (4) pp. 145–192
- SZLABÓCZKY P.* (1988): Miskolc térsége karsztvíz készletének háttér hidrológiai vizsgálata a térségi vízműkapacitások növelése céljából – I. ütem, Mélyépítési tervező vállalat, Jelentés kézirat,
- SZŰCS P. – HORNE R. N.* (2009): Applicability of the ACE Algorithm for Multiple Regression in Hydrogeology – Computational Geosciences 13., pp. 123–134.
- SZŰCS P.* (2012): Hidrológia a Kárpát-medencében – hogyan tovább? – Magyar Tudomány, (5), 554–565, Budapest
- SZŰCS P.* (2012): Hidrológia a Kárpát-medencében – hogyan tovább? – Magyar Tudomány, 2012. 5., HU ISSN 0025 0325, pp. 554-565.
- SZUCS P. – MADARASZ T.* (2013): Hydrogeology in the Carpathian basin – how to proceed? – European Geologist, No. 35, May 2013, ISSN: 1028-267X, pp. 17-20.

**A BAKONYI CSURGÓ-KÚT VIZÉNEK ÉS
FORRÁSMÉSZKÖVÉNEK STABILIZOTÓP-GEOKÉMIAI VIZS-
GÁLATA**

**STABLE ISOTOPE GEOCHEMICAL STUDY OF WATER AND
FRESHWATER TUFA OF CSURGÓ SPRING
(BAKONY MTS., HUNGARY)**

BÓDAI BARBARA¹ – KELE SÁNDOR² – KÁRMÁN KRISZTINA² –
CZUPPON GYÖRGY² – MÓGA JÁNOS¹

¹ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, 1117 Budapest, Pázmány
Péter sétány 1/C, bodai.barbara@gmail.com,

²Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutató-
központ, Földtani és Geokémiai Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.,
keles@geochem.hu

Abstract: The stable carbon and oxygen isotope composition of freshwater carbonates (tufa) can be used to study past climate changes. Despite this, geochemical researches were only done on freshwater carbonate precipitations in the Mecsek Mountains, the tufas of the Transdanubian and the North Hungarian Mountains remained unexamined. Our research area, the source of Csurgó Spring is located on the covered karst territory of the Northern Bakony Mountains. At the studied area, physicochemical parameters were measured and from May 2012 to May 2014, monthly water samples were collected for stable isotope analysis. Based on the chemical analysis of water can conclude that the carbonate precipitation is the most intensive during the warm-wet summer period. With the help of stable isotope analysis and X-ray diffraction method we demonstrate that the cement of calcareous conglomerate located at the Csurgó Spring is different from the composition of the tufa. Furthermore we compared the measured stable isotope values with the stable isotope data of tufas from other Hungarian mountains and from the neighbouring countries (ANDREWS, 2006). We observed that the stable isotope data of the tufa samples reflect the continental effect. The isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$, δD) of Csurgó Spring shows no change during the investigated period, due to probably the increased residence time of water.

Bevezetés

A Föld karsztos vidékein az édesvízi mészkövek gyakori képződménynek számítanak. Változatos megjelenésük, formájuk, és a paleogeográfiai rekonstrukciókban, illetve a paleoklíma változásainak meghatározásában játszott fontos szerepük miatt számos szakember figyelmét keltették már fel (ANDREWS *et al.* 1997, PAZDUR *et al.* 1998, KANO *et al.* 1999, MATSUOKA *et al.* 2001, HORVATINCIC *et al.* 2003, ANDREWS–BRASIER 2005, ANDREWS 2006, OSACAR *et al.* 2013).

A mésztufák vizsgálatával főleg a hőmérséklet és a nedvesség becslésére kapunk betekintést (ANDREWS *et al.* 1997, ANDREWS 2006, OSACAR *et al.* 2013), amiből a vegetáció típusára, a geomorfológiai fejlődésre (GRADZINSKI *et al.* 2013), paleohidrológiára, és esetenként tektonikai mozgásokra (NISHIKAWA *et al.* 2012) tudunk következtetni.

Az Északi-Bakonyban lévő recens mésztufa kiválások általában a folyómedrekben lévő kisebb gátakhoz, zúgókhöz kapcsolódva figyelhetőek meg, valamint a források felszínre lépésénél és a lejtőviszonyok megváltozásánál, melyet az általunk vizsgált Csurgó-kút esetében is megfigyelhettünk.

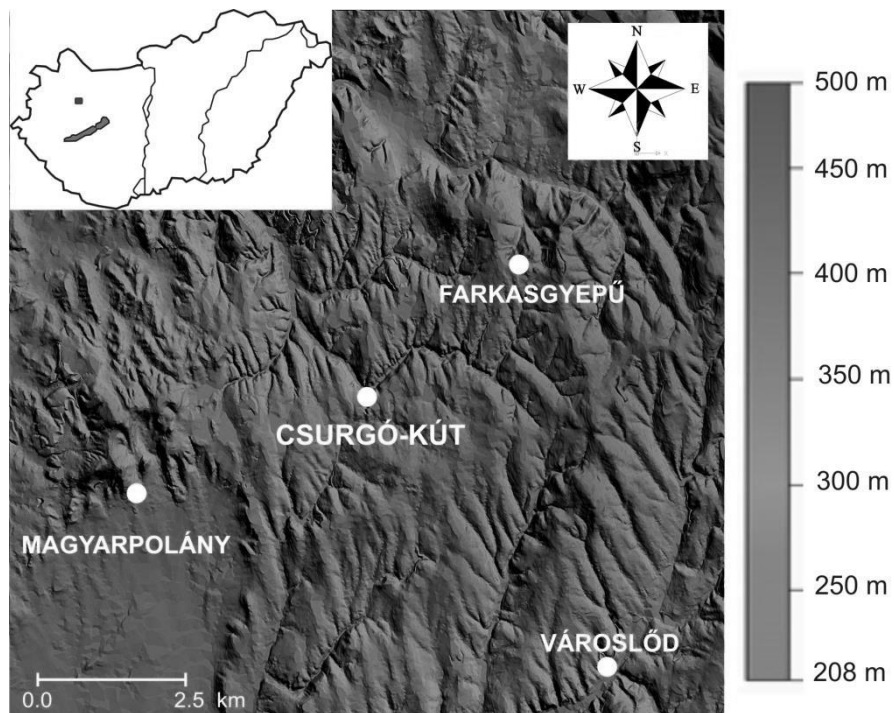
Munkánk célja a forrásvíz és a forrásmészkö kapcsolatának, szelvény menti és időbeni változásának meghatározása volt. Továbbá a geokémiai vizsgálatok segítségével arra a kérdésre kerestük a választ, hogy mennyire alkalmas a forrásmészkö paleoklimatológiai vizsgálatokra. A kérdések megválaszolására terepi méréseket és vízkémiai vizsgálatokat végeztünk.

A vizsgált terület és alkalmazott módszerek

Vizsgált terület

A vizsgált terület az Északi-Bakonyban található (1. ábra), ahol jellemzően a fedett karsztos formák az uralkodóak (VERESS 1999). A vizsgált területen lévő karbonátos kőzeteket a Csatkai Kavics Formáció kavicsos, helyenként konglomerátummá összeállt rétegei és a löszös üledékek fedik (BIHARI 1981, GYALOG [szerk.] 2005).

Az általunk vizsgált Csurgó-kút forrása a Csatkai Kavics Formációból lép a felszínre az erózióbázis felett és egy közel 20 m-es enyhe lejtő után vízesésként zúdul alá az alacsonyabb térszínre (2. ábra), ahol az erőteljes CO₂ kigázosodás miatt megkezdődik a karbonát lerakódása. A kiválás helyszíne a vízesés menti sáv, illetve a vízesés alatti rész. SCHEUER (2002) a mésztufákat geomorfológiai és vízföldtani jellemzők alapján különítette el, amely szerint a Csurgó-kúti karbonát lerakódás az erózióbázis feletti források mésztufáinak típusába sorolható.



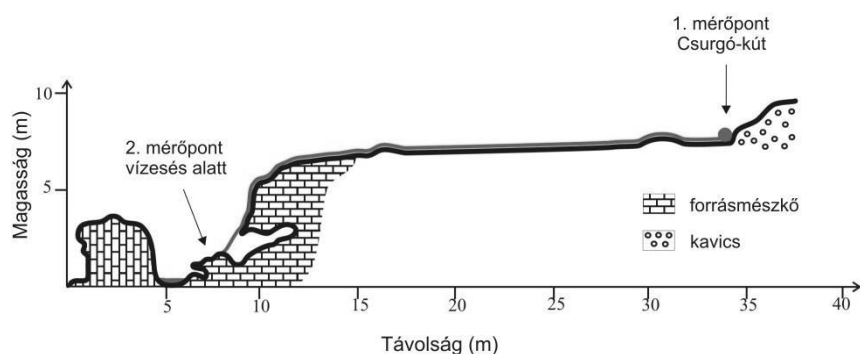
1. ábra. A vizsgált terület elhelyezkedése.
 Fig. 1 The study area in Bakony Mts., Hungary.



2. ábra. A Csurgó-kút forrása által épített mésztufaömb.
 Fig. 2 Calcareous tufa of Csurgó Spring.

Mintavételi módszerek

A Csurgó-kút forrásának hosszanti szelvénye mentén két mintavételi pontot jelöltünk ki (1: Csurgó-kút; 2: vízesés alatt) (3. ábra), hogy nyomon kövessük a szelvény mentén bekövetkező változásokat. 2012. március–2012. október között, havi rendszerességgel vízkémiai vizsgálatokat, illetve 2013. február–2014. május között pH és vízhőmérséklet méréseket végeztünk mindkét mérőállomáson. A 2012. május–2014. május közötti időszakban szintén havi rendszerességgel vízmintákat gyűjtöttünk a vízesés alatti mérőállomáson stabilizotópos elemzés céljából.



3. ábra. A Csurgó-kút hosszszelvénye és a mintavétel helyszínei.
Fig. 3 The longitudinal profile of Csurgó Spring with the sampling points.

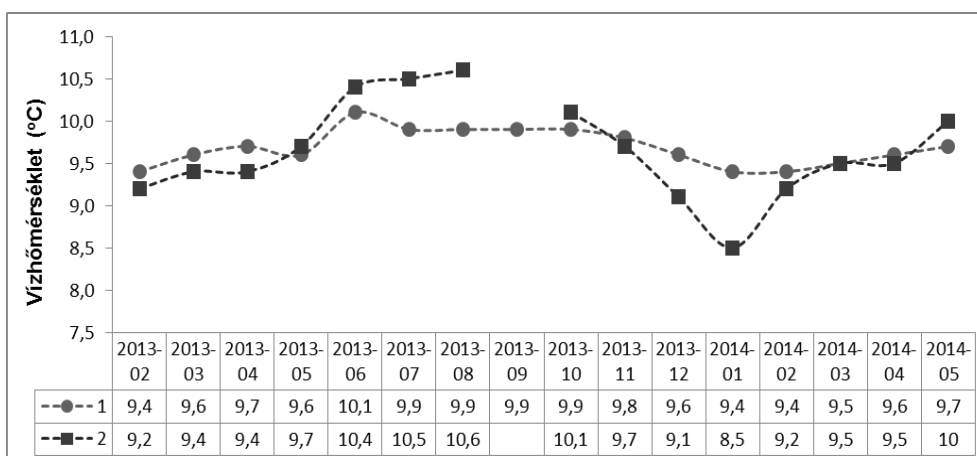
A forrásnál gyűjtött víz- és kőzetminták stabilizotópos elemzése az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézetének stabilizotópos laboratóriumában történt. Összesen 4 db forrásmészkö mintán és 2 db konglomerátum meszes kötőanyagán készültek stabil szén- és oxigénizotópos elemzések Finnigan delta plus XP tömegspektrométerrel. A mérési pontosság $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek esetében jobb volt, mint $\pm 0,1 \text{ ‰}$ VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite). A Csurgó-kút vizéből gyűjtött mintákon a $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek meghatározása LGR LWIA-24d típusú lézerspektroszkóp segítségével történt. A mérések bizonytalansága a vízminták esetében a $\delta^{18}\text{O}$ értékeknél $\pm 0,2 \text{ ‰}$ VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), δD esetében $\pm 1 \text{ ‰}$ VSMOW.

Eredmények és értékelés

1. Terepi mérések



4. ábra. A pH értékek változása a szelvény mentén.
 Jelmagyarázat: 1: Csurgó-kút, 2: vízesés alatt
 Fig. 4 Changes in pH along the longitudinal profile.
 Legend: 1: 1. station–Csurgó Spring, 2: 2. station–below the waterfall



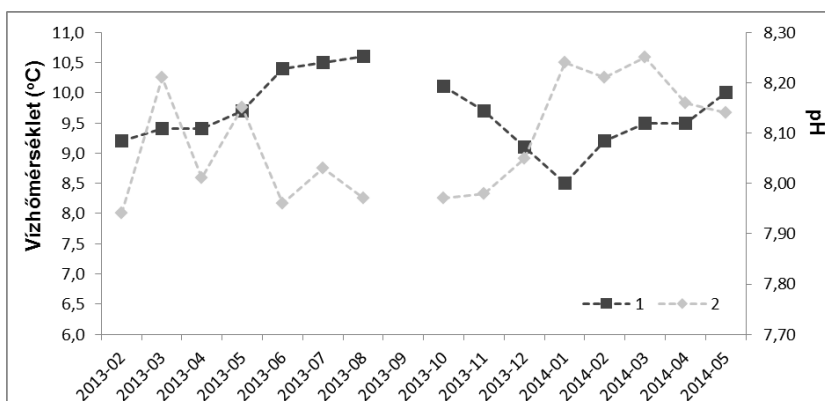
5. ábra. A víz hőmérséklet változása a szelvény mentén.
 Jelmagyarázat: 1: 1. mérőpont–Csurgó-kút, 2: 2. mérőpont–vízesés alatt
 Fig. 5 Change of water temperature along the studied section.
 Legend: 1: 1. station–Csurgó Spring, 2: 2. station–below the waterfall

A forrásvíz pH értékei 7-8 között változtak a két mérési pont között (Csurgó-kút, vízesés alatt), és a forrás felszínre lépési pontjától távolodva, folyásirányban növekedtek (4. ábra).

A víz hőmérsékleti adatok esetében a két mérőpont között különbséget figyelhetünk meg. A Csurgó-kút felszínre bukkanásánál a forrásvíz hőmérséklete állandónak mondható a mérési időszak alatt, azonban a vízesés alatti

állomáson az értékek évszakosan változnak (5. ábra). A melegebb időszakokban, a vízesés alatti mérőponton az értékek növekedtek a szelvény mentén, míg a hűvösebben csökkentek.

Általánosságban megállapítható, hogy a vízesés alatt a pH és a vízhőmérsékleti adatok egymással ellentétesen változtak. A nyári időszakban a vízhőmérséklet növekedésével és a fokozott növényi aktivitással a pH értékek alacsonyabbá váltak (6. ábra, KANO et al. 1999).



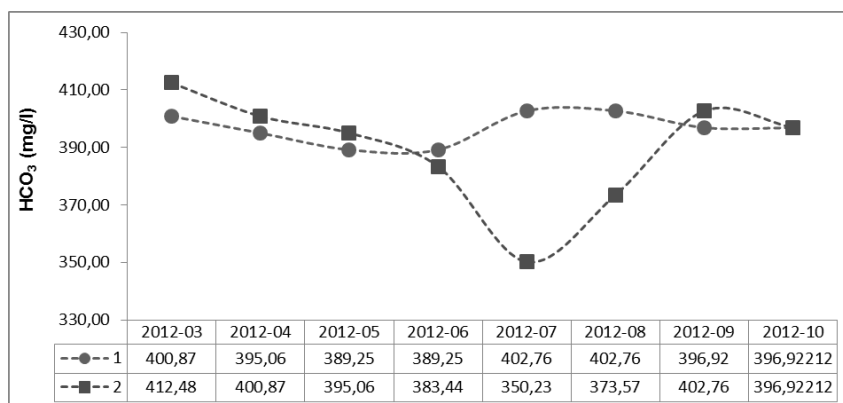
6. ábra. Vízhőmérséklet és pH értékek változása a vízesés alatti mérőponton.

Jelmagyarázat: 1: vízhőmérséklet, 2: pH

Fig. 6 Water temperature and pH changes at the 2. sampling point (below the waterfall)

Legend: 1: water temperatura, 2: pH

2. Vízkémiai mérések

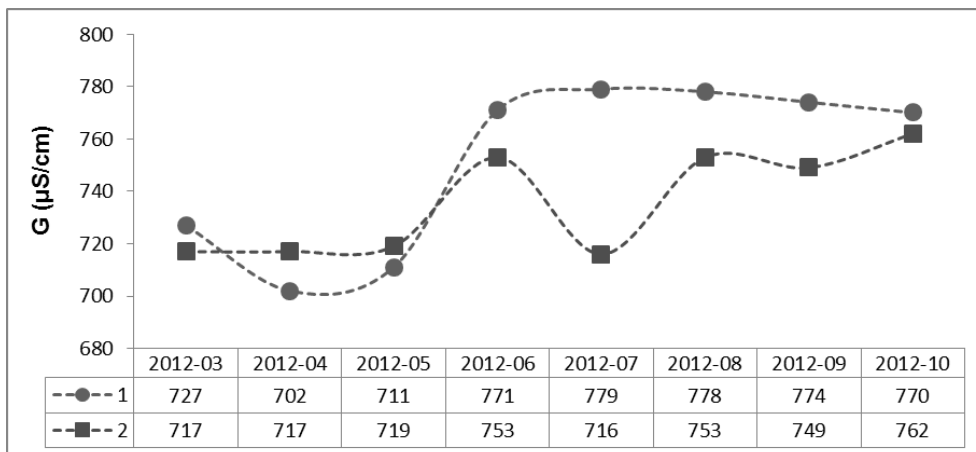


7. ábra. A HCO_3^- tartalom változása a szelvény mentén.

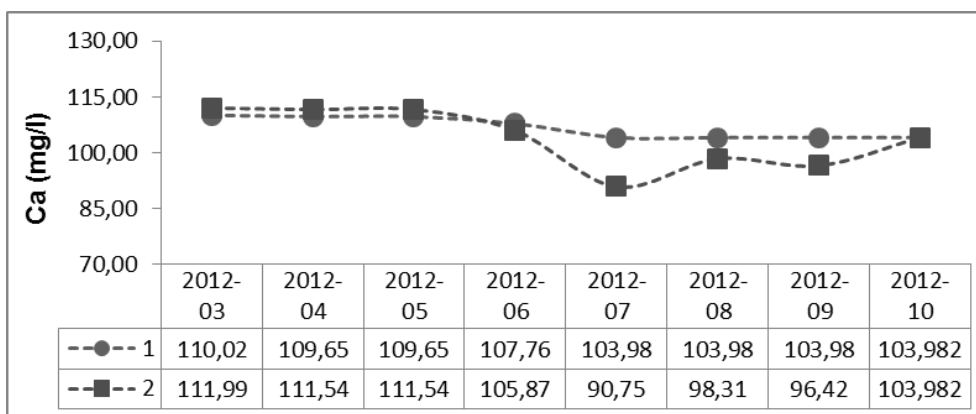
Jelmagyarázat: 1: 1. mérőpont–Csurgó-kút, 2: 2. mérőpont–vízesés alatt

Fig. 7 The change of HCO_3^- content along the studied section.

Legend: 1: 1. station–Csurgó Spring, 2: 2. station–below the waterfall



8. ábra. A vezetőképesség értékeinek változása a szelvény mentén.
 Jelmagyarázat: 1: 1. mérőpont–Csurgó-kút, 2: 2. mérőpont–vízesés alatt
 Fig. 8. The change of conductivity along the studied section.
 Legend: 1: 1. station–Csurgó Spring, 2: 2. station–below the waterfall



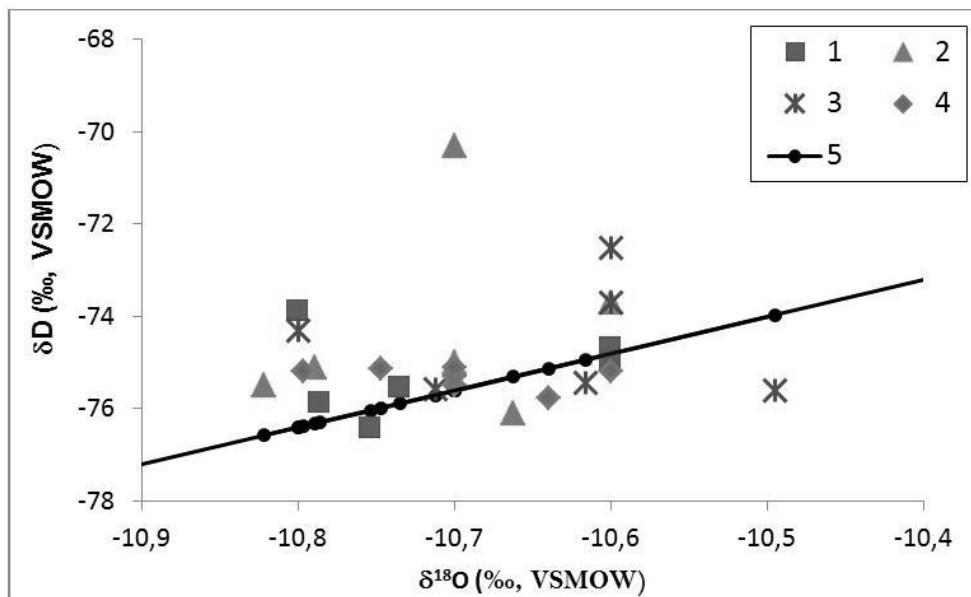
9. ábra. A Ca²⁺ koncentráció értékeinek változása a szelvény mentén.
 Jelmagyarázat: 1: 1. mérőpont–Csurgó-kút, 2: 2. mérőpont–vízesés alatt
 Fig. 9 The change of Ca²⁺ content along the studied section.
 Legend: 1: 1. station–Csurgó Spring, 2: 2. station–below the waterfall

A vezetőképesség, a HCO₃⁻ és a Ca²⁺ koncentráció értékei a júliusi hónapban mutatják a legnagyobb különbséget a két mérőállomás között (7, 8, 9. ábra). A különbség oka valószínűleg az, hogy a forráskilépési pontban több az oldott karbonát, amely a CO₂ eltávozása után a vízesésnél és az alatt kiválik az oldatból. A karbonátanyag lerakódása, képződése döntően a nyári,

meleg-nedves feltételek mellett volt a legintenzívebb a vizsgált időszak során.

3. Stabilizotópos mérések

3.1. Forrásvíz



10. ábra. A Csurgó-kút forrásvizének stabilizotópos összetétele az egyes évszakoknak megfelelően.

Jelmagyarázat: 1: nyár, 2: ősz, 3: tél, 4: tavasz, 5: GCsVV

Fig. 10 Seasonal variation in the stable isotope composition of the Csurgó Spring.

Legend: 1: summer, 2: autumn, 3: winter, 4: spring, 5: GMWL

A 10. ábra a Csurgó-kút forrásvizének stabilizotópos értékeit mutatja be. A mért értékek közel helyezkednek el a Globális Csapadékvíz Vonalhoz (GCsVV), ami igazolja a forrásvíz meteorikus eredetét (I. táblázat). A KOHÁN–KERN (2012) által modellezett felszíni csapadékatatok oxigénizotópos összetétele évszakosan változik az ország területén, azonban ez a változás nem jelenik meg a Csurgó-kút forrásvizének oxigénizotópos értékeiben, aminek oka feltehetően a víz felszín alatti hosszabb tartózkodási idejében keresendő.

I. táblázat
Table I.

A Csurgó-kút vizének stabilizotópos összetétele.
Stable isotope composition of the Csurgó Spring.

	Mintázás időpontja	δD (‰, VSMOW)	$\delta^{18}O$ (‰, VSMOW)
Csurgó-kút	2012.05.06	-75	-10,6
	2012.06.06	-75	-10,6
	2012.07.01	-75	-10,6
	2012.08.04	-74	-10,8
	2012.09.02	-75	-10,7
	2012.11.03	-74	-10,6
	2012.11.24	-70	-10,7
	2012.12.28	-74	-10,6
	2013.01.27	-73	-10,6
	2013.02.24	-74	-10,8
	2013.03.30	-76	-10,7
	2013.04.27	-75	-10,7
	2013.05.26	-75	-10,7
	2013.06.13	-76	-10,8
	2013.07.30	-76	-10,8
	2013.08.29	-76	-10,7
	2013.09.29	-76	-10,8
	2013.10.19	-75	-10,8
	2013.11.17	-76	-10,7
	2013.12.21	-75	-10,6
	2014.01.26	-76	-10,5
	2014.02.16	-76	-10,7
	2014.03.15	-76	-10,6
2014.04.19	-75	-10,7	
2014.05.10	-75	-10,8	

3.2. Mésztufa és konglomerátum

A röntgendiffrakciós elemzések alapján a Csurgó-kút közelében található konglomerátum meszes kötőanyagának 40 %-a kalcit, 40 %-a kvarc, 10 %-a dolomit és 10 %-a egyéb összetevők, agyagásványok, csillámok, illit, klorit, muszkovit keverékéből áll. A konglomerátum meszes kötőanyagának átlagos $\delta^{13}C$ értéke $-5,1\text{‰}$ (VPDB), $\delta^{18}O$ értéke pedig $-6,4\text{‰}$ (VPDB) (II. táblázat). A forrásból kivált forrásmészke értékei ettől eltérők: a $\delta^{13}C$ értékek

átlag $-11,1$ ‰ (VPDB), a $\delta^{18}\text{O}$ értékeké pedig $-9,3$ ‰ (VPDB). A konglomerátum meszes kötőanyaga és a forrásmészkövek izotópos értékei különböznek egymástól, ami feltehetőleg a különböző képződési körülményekre utal (növényi tevékenység, eltérő képződési hőmérséklet). A növényi tevékenység által termelt szerves eredetű CO_2 , a szénizotópos értékeket negatív irányba tolhatja el, míg a vízhőmérséklet változása az oxigénizotópos értékekre lehet hatással. Stabilizotópos egyensúly esetén, minél magasabb a víz hőmérséklete, annál alacsonyabb lesz a kiváló karbonát $\delta^{18}\text{O}$ értéke.

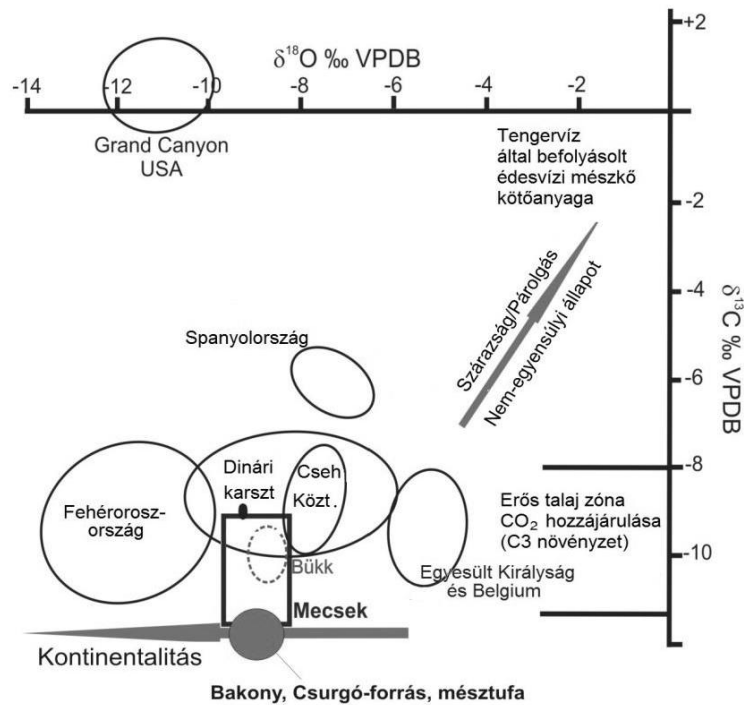
II. táblázat.

Table II

A Csurgó-kút forrásmészkövén, illetve a kavics kötőanyag mintáin végzett stabilizotópos mérések eredményei.
Stable isotope composition of the freshwater tufa and the cement of the conglomerate.

Minta	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB,)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VSMOW)	Anyag
KGL-1	-4,7	-6,3	24,4	cement
KGL-2	-5,6	-6,5	24,2	cement
Csurgó-1	-10,7	-8,7	22,0	forrásmészkö
Csurgó-2	-11,8	-9,4	21,3	forrásmészkö
Csurgó-3	-10,8	-8,8	21,8	forrásmészkö
Csurgó-R	-11,2	-10,2	21,4	forrásmészkö

A Csurgó-kút forrásmészköve a stabil szén- és oxigénizotópos összetétel szempontjából hasonló a Mecsek (*KOLTAI et al. 2012 a,b*) és a Bükk hegység (*KELE 2009*) mésztufáinak stabilizotópos összetételéhez, valamint a nemzetközi irodalmakat (pl. *ANDREWS et al. 1997, ANDREWS 2006*) is figyelembe véve hasonló a szomszédos országok mésztufáinak értékeihez (*11. ábra*). Vagyis a többi közép-európai mésztufákkal együtt a stabilizotóp-összetételük átmeneti értéket képvisel a nyugat-európai és kelet-európai mésztufák között. Ennek fő oka az, hogy mésztufák térbeli és földrajzi elhelyezkedésével az éghajlati adottságok is változnak és ezzel együtt a mésztufák izotóp-összetétele is. Megállapítható, hogy a Csurgó-kút forrásmészköve illeszkedik abba a trendben, amelyet más európai mésztufák rajzolnak ki (pl. *ANDREWS et al. 1997, ANDREWS 2006, KELE 2009, KOLTAI et al. 2012 a,b*) tükrözve a kontinentális hatás erősödését nyugatról keletre.



11. ábra. A bakonyi Csurgó-kút stabilizotópos összetételének összevetése a mecseki, bükki mésztufákkal és egyéb nemzetközi előfordulásokkal. Az ábra ANDREWS (2006) alapján, KOLTAI et al. (2012b) ábrájának felhasználásával készült.

Fig. 11 Measured stable isotope composition of calcareous tufa deposits from Bakony Mts, and stable isotope data of tufas from other Hungarian mountains (Mecsek Mts, Bükk Mts.) (Koltai et al 2012b, Kele 2009) and from the neighbouring countries. The figure is based on Andrews (2006).

Összefoglalás

A laboratóriumi vizsgálatok során megállapítható, hogy a Csurgó-kútnál a karbonátanyag kiválása döntően a nyári időszak folyamán a legintenzívebb, hiszen ekkor vannak jelen a kiválásnak leginkább kedvező meleg-nedves feltételek. Röntgendiffrakciós és stabilizotópos vizsgálatokkal sikerült kimutatni, hogy a Csurgó-kútnál található meszes konglomerátum kötőanyaga különbözik a forrásmész-kő összetételétől. A stabilizotópos mérések alapján a bakonyi Csurgó-kút forrásmész-kő kiválása hasonlóságot mutat a hazai Bükk és a Mecsek hegységekben található forrásmész-kövek, illetve a szomszédos országok forrásmész-köveinek stabilizotópos értékeivel. Tehát a

Csurgó-kúti forrasmészke stabilizotópos összetétele tükrözi a kontinentális hatást, illeszkedve más európai országok előfordulásának stabilizotópjártekeihez, melyek mutatják a kontinentális jelleg erősödését nyugatról kelet felé haladva a kontinensen. A forrásvíz izotópos adatai nem mutatnak évszakos változást a vizsgált időszakban, ami feltehetően a víz viszonylag hosszú felszín alatti tartózkodási idejének köszönhető. A forrasmészke az izotópos adatok alapján a szezonális változások kimutatására nem alkalmas, azonban földrajzi elhelyezkedése miatt a kontinentális hatást tükrözi.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnénk köszönetet mondani Dr. Demény Attilának, a MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet igazgatójának, hogy lehetővé tette a mintáink stabilizotóp-geokémiai elemzését illetve az Intézet munkatársainak a vizsgálatoknál nyújtott segítőkészséget. Köszönjük Fehér Katalinnak, az ELTE Környezet-és Tájföldrajzi Tanszék oktatójának a laboratóriumi mérések elvégzésében nyújtott segítségét.

IRODALOM

- ANDREWS J.E.–RIDING R.–DENNIS P.F.* (1997): The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. – Elsevier. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129. pp. 171–189.
- ANDREWS J.E.–BRASIER A.T.* (2005): Seasonal record of climatic change in annually laminated tufa: short review and future prospects. – *Journal of Quaternary Science*. 20 (5). pp. 411–421.
- ANDREWS J.E.* (2006): Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. – *Earth–Science Reviews* 75. pp. 85–104.
- BIHARI D.* (1981): Magyarázó a Bakony hegység 20000–es földtani térkép-sorozatához: Magyarpolány. – Magyar Állami Földtani Intézet. Budapest. 65. p.
- GYALOG L.* [szerk.] (2005): *MAGYARÁZÓ* Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása) 1:100000. – Magyar Állami Földtani Intézet. Budapest. pp. 104., 143.
- GRADZINSKI M.–HERCMAN H.–JASKIEWICZ M.–SZCZUREK S.* (2013): Holocene tufa in the Slovak Karst: facies, sedimentary environments and depositional history. – *Geological Quarterly* 57 (4). pp. 769–788.

- HORVATINCIC N.–BRONIC I.K.–OBELIC B.* (2003): Differences in the ^{14}C age, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of holocene tufa and speleothem in the Dinaric Karst. – Elsevier. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193. pp. 139–157.
- KANO A.–KAMBAYASHI T.–FUJII H.–MATSUOKA J.–SAKUMA K.–IHARA T.* (1999): Seasonal variation in water chemistry and hydrological conditions of tufa deposition of Shirokawa, Ehime Prefecture, southwestern Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*. 105 (4) pp. 289-304.
- KELE S.* (2009): Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. PhD Thesis. ELTE. Földtudományi Doktori Iskola. 176 p.
- KOHÁN B.–KERN Z.* (2012): A felszíni csapadék stabil oxigénizotóp összetételének becslése Magyarországon térinformatikai módszerekkel – előzetes eredmények. – Térinformatikai Konferencia és Szakkiállítás. Debrecen. pp. 189–196.
- KOLTAI G.–KELE S.–KÁRMÁN K.–KEVEINÉ B.I.* (2012a): Édesvízi mészkövet lerakó források geokémiai vizsgálata a Mecsekben. – Karsztfejlődés XVII. Szombathely. pp. 35–46.
- KOLTAI G.–KELE S.–KEVEINÉ B.I.* (2012b): Preliminary studies of freshwater tufa deposits in Mecsek Mts., Hungary. – *Acta Climatologica et Chorologica*. Universitas Szegediensis, Tomus 46, pp. 143–151.
- MATSUOKA J.–KANO A.–OBA T.–WATANABE T.–SAKAI S.–SETO K.* (2001): Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. – *Earth and Planetary Science Letters* 192. pp. 31–44.
- NISHIKAWA O.–FURUHASHI K.–MASUYAMA M.–OGATA T.–SHIRAISHI T.–SHEN CH.–CH.* (2012): Radiocarbon dating of residual organic matter in travertine formed along the Yumoto Fault in Oga Peninsula, northeast Japan: Implications for long-term hot spring activity under the influence of earthquakes. – *Sedimentary Geology* 243-244. pp. 181–190.
- OSACAR M.C.–ARENAS C.–VAQUEZ-URBEZ M.–SANCHO C.–AUQUÉ L.F.* (2013): Environmental factors controlling the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variations of recent fluvial tufas: a 12-year record from the Monasterio De Piedra Natural Park (Ne Iberian Peninsula). – *Journal of Sedimentary Research*. 83. pp. 309–322.
- PAZDUR A.–PAZDUR M.F.–SZULC J.* (1988): Stable Isotopes of Holocene Calcareous Tufa in Southern Poland as Paleoclimatic Indicators. – *Quaternary Research*. 30. pp.177-189.

SCHEUER GY. (2002): A hideg karsztvizek mésztufáinak vizsgálata és főbb típusaik. – Hidrológiai Közlöny. Budapest. 82 (4) pp. 225–232.
VERESS M. (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja. – Bakonyi Természettudományi Múzeum. Zirc. 167 p.

VÍZNYOMJELZÉSES VIZSGÁLATOK A HARAGISTYA – SZILICE
– BORZOVA KARSZTTERÜLETEN

TRACER TESTS IN THE HARAGISTYA – SILICA – SILICKÁ
BREZOVÁ KARST AREA

GRUBER PÉTER¹ – DAGMAR HAVIAROVÁ² – BALÁZS ILMA³ –
MÁTRAHALMI TIBOR³ – SERFŐZŐ ANTAL³ –
AMBRUS MAGDOLNA⁴

¹Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, 3758 Jósvafő, Tengersizem oldal 1.

²Szlovák Barlangok Igazgatósága, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš

³Geogold Kárpátia Kft., 4183 Kaba, Mátyás király u. 59.

⁴KSZI Környezetvédelmi Szakértői Iroda, 1132 Bp., Kresz Géza u. 18.

Abstract: The aim of the research was to detect and determine the hydrological connection between the sinkholes and springs in the Haragistya–Szilice–Borzova Karst area, including a measurement of the hydraulic leakage parameters and a more accurate mapping of the catchment area. Six Slovak (Papverme, Királykút Stream, Nyírsár Sinkhole, Kecső Meadow Cave, Vörös-kő Marsh and Majko Cave) and two Hungarian locations (Vízfakadás, Agancsos Sinkhole) were included in the tracer study. The tests successfully revealed leakage and flow factors. Up until now, the hydrological connection between Babot Well, Kis-Tohonya Spring and the catchment area's sinkholes (Agancsos Sinkhole and Papverme Sinkhole) had not been confirmed. In addition, the hydrological connections between the Majko Cave and Sólyomkő Spring; Papverme, Szilice Ice Cave and Fekete Stream; Agancsos Sinkhole, Fekete Stream, Milada Cave and Kecső Cave were established.

1. Bevezetés

Jelen tanulmány „Az Aggteleki-karszt és a Szlovák-karszt világörökség barlangjainak kezelése” (HUSK/1101/221/0180) című projekt keretén belül elvégzett víznyomjelzéses vizsgálatokat és eredményeit mutatja be. A Magyarország–Szlovákia Határon Átnyúló Együttműködési Program keretében zajlott nyomjelzéses vizsgálatokat a Karst Survey Konzorcium végezte az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság és a Szlovákiai Barlangok Igazgatósága szakmai irányítása mellett.

2. A kutatási terület általános jellemzése

A vizsgált terület a Gömör–Tornai-karszt DNy-i részén, közvetlen az országhatár mentén helyezkedik el. A szlovák területrészen a Szilicei-fennsík DK-i részét fedi, Gombaszög, Szilice és Borzova településeket érintve. A

magyarországi térségben a Haragistyai-fennsík területét, részben a Jósvafői-fennsík ÉNy-i részét, valamint az Alsó-hegy nyugati csücskét foglalja magába, nyugati határvonala a Lófej-völgy.

A terület sajátos arculata a felépítésében döntő szerepet játszó középső-triász, jól karsztosodó mészköveiben és dolomitjaiban alakult ki. Ezek a hozzájuk társuló idősebb, alsó-triász vízzáró agyagpalával és homokkövel együtt igen bonyolult tektonikai kapcsolatban vannak: a kőzetso-rozatok egymás mellett és egymás fölött is előfordulnak, mivel gyúrt, pikkelyes és vetős szerkezetekkel is találkozunk a területen (GRUBER – GAÁL 2014). A terület morfológiájára a karsztos fennsíkok a jellemzők, amelyeket mély völgyek osztanak kisebb egységekre (GRUBER – GAÁL 2014). Ezek a kisebb hidrogeológiai egységek jelentős eltéréseket mutatnak — elsősorban az ott található kőzettípusoktól függően — mind vízháztartásukat, mind áramlási rendszerüket, mind a megcsapolásukat jelentő karsztforrások hozamait illetően.

3. Anyag és módszer

A nyomjelzéses vizsgálatok helyszíneit a korábbi karszthidrologiai, nyomjelzéses kutatások eredményei alapján terveztük meg (SÁRVÁRY 1965, MAUCHA 1975, HAVIAROVÁ – GRUBER 2006), az alábbi célkitűzéseket szem előtt tartva:

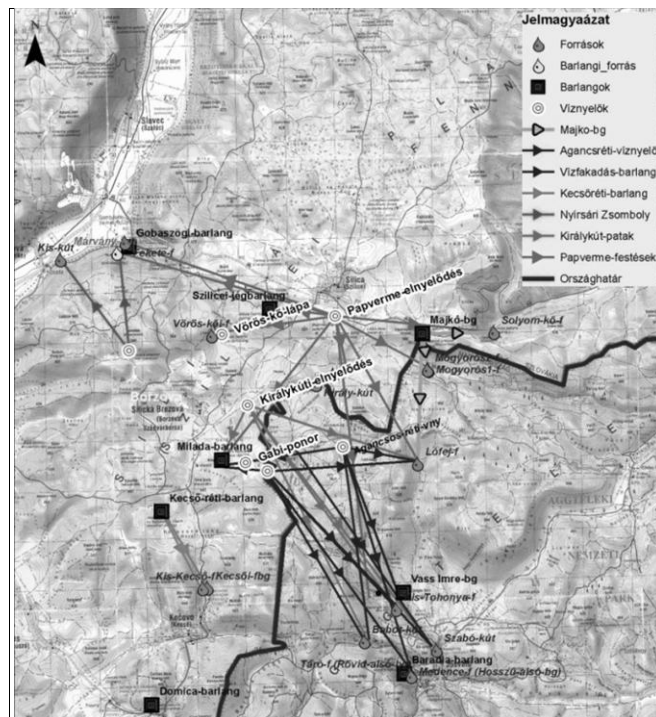
- A Vass Imre- és a Milada-barlangok vízgyűjtőterületének lehatárolása, a barlangok feltételezett összeköttetésének igazolása.
- A betáplálási helyek és a területen fellelhető karsztforrások potenciális hidrogeológiai kapcsolatának kimutatása.
- A felszínalatti víz áramlási és szállítási paramétereinek jellemzése.

A vizsgálatok megkezdését megelőzően felmértük vizsgálatok helyszíneit, majd a terepen észlelte alapján állítottuk össze a részletes vízfestési stratégiát, meghatározva a nyomjelző anyagokat, ezek mennyiségét, a mintavétel menetét, a mintaelemzés helyszínét és darabszámát (1. ábra).

A nyomjelző anyagok kiválasztás során sok paramétert kell figyelembe venni. A beérkezési idő várható hossza és a jelzett víz minősége meghatározzák, hogy az alkalmazható anyag lebomlásra és adszorpcióra mennyire lehet hajlamos, a várható hígulás mértéke a szükséges kimutathatóssági határt és az alkalmazandó mennyiséget szabja meg.

Mivel több helyszínen viszonylag egyidejű festést terveztünk, arra is figyelni kellett, hogy olyan nyomjelző anyagokat válasszunk, amelyeket szimultán ki lehet mutatni egyetlen megfigyelési pontban. Továbbá azt is figyelembe kell venni, hogy a kiválasztott festékanyag ne legyen toxikus,

ugyanis több helyszínen, ahol a festékanyag várhatóan megjelenik, ivóvízbázis is. A fentieket figyelembe véve 5 féle nyomjelző anyagot alkalmaztunk, amelyből 4 fluoreszkáló nyomjelző: *Uranin* (Na-fluorescein, $C_{20}H_{10}Na_2O_5$), *Eozin* ($C_{20}H_6Br_4Na_2O_5$), *Rhodamin WT* ($C_{29}H_{29}ClN_2Na_2O_5$), *Tinopal CBS-X* ($C_{28}H_{20}O_6S_2Na_2$), egy pedig a *H40/I* típusú tengeri bakteriofág.



1. ábra: A nyomjelzéses vizsgálatok helyszínei a várható megjelenésekkel
Fig. 1: Locations of tracer studies with their expected emergences

4. A nyomjelzés menete

A magyar részen a Haragistyai-fennsíkban lévő, Wettersteini mészkőben és dolomitban kifejlődött Agancsos-réti-víznyelő, a határ közvetlen közelében, szintén Wettersteini mészkőben található Vízfakadás került nyomjelzésre. A szlovák oldalon a Szilicei-fennsíkban, Wettersteini és Reiflingi Formációk érintkezési vonalában kialakult Nyírsári-zsomboly és Vöröskői-nyelő, ettől D-re Wettersteini mészkőben található Kecsréti-barlang, valamint a kutatási terület északi részén lévő Majkó-barlang került nyomjelzésre. A betáplálás két esetben felszíni vízben történt: a szlovákiai Király-kút környékéről eredő Király-kúti patak, valamint a Szilicétől északra lévő Papverme-

víznyelőben felduzzasztott tó túlfolyójában. A nyomjelzés megkezdése előtt, minden megfigyelési pontból minden trésszerre alapvizsgálatot végzünk, hogy a háttér-koncentrációkat, korábbi vízfestéses vizsgálatok maradványait kiszűrhessek.

I. táblázat
Table 1.

A használt nyomjelző anyagok összefoglaló táblázata
Summary of tracer materials used

Helyszín	Festék-anyag	Mennyiség	Betáplálás dátuma	Mesterséges vízöblítés a nyomjelzéssel egy időben (m ³)
Nyírsáriszomboly	H10 típusú bakteriofág	8 l 10 ¹⁴ /ml fągsűrűség	2014.02.10.	-
Papverme-víznyelő	Uranin	5 kg	2014.05.20.	-
Agancsos-réti víznyelő	Rhodamin WT (20%-os oldat)	40 l (kb. 15 kg)	2014.05.20.	24
Vízfakadás	H40/1 típusú bakteriofág	8 l 10 ¹⁴ /ml fągsűrűség	2014.05.20.	16
Vöröskő-lápa	Tinopal-CBS-X	7 kg	2014.05.23.	24
Király kúti elnyelődés	Eozin	0,5 kg	2014.05.27.	-
Kecső-réti-barlang	H40/1 típusú bakteriofág	8 l 10 ¹⁴ /ml fągsűrűség	2014.07.07.	-
Majkó-barlang	H40/1 típusú bakteriofág	8 l 10 ¹⁴ /ml fągsűrűség	2014.07.07.	-

Az előirányzatoknak és a terepi adottságoknak megfelelően a vízfestést követő mintavételezés a határ mindkét oldalán 23 db mintavételi helyszínen történt, melyből 8 db Magyarországon, 15 db Szlovákiában található. A szlovákiai oldalon a Szilicei-fennsík középső részén, nagyjából a Szilicei-jegebarlang és a Gombaszögi-barlang között található a vizsgálati terület egyik legkiterjedtebb természetes föld alatti folyosórendszere. A rendszer legrégebben kutatott része a Szilicei-jegebarlang. Föld alatti vízfolyása, a Fekete-patak 3,3 kilométerre tőle, a gombaszögi Fekete-forrásban látja meg a napvilágot (GAÁL 2008), amit korábbi vízfestések is igazoltak. Nagy valószínűséggel ezekhez kapcsolódik még a Vöröskői-víznyelő két kisebb barlanggal, a Borzova melletti, 135 m mély Nyírsár-zsomboly és a Papverme víznyelője is. Ezek alapján rendszeresen, terv szerint mintáztuk a Szilicei-jégbarlangban található Fekete-patakot és a Gombaszögi-barlang Fekete-forrását. A Gombaszögi-barlangban emellett figyeltük az időszakos Márvány-kutat, továbbá a Papverme-víznyelőtől K-re található Sólýomkő-

forrást. A borzova-kecsői hidrológiai rendszer (*KRUPÁR* 1946, 1947, *MAJKÓ* 1958, 1959a, 1959b, 1961, *SÁRVÁRY* 1965, *MAUCHA* 1975, *ORVAN* 1994, *HAVIAROVÁ – GRUBER* 2006, *GRUBER – GAÁL* 2014) további összefüggés-vizsgálatainak céljából mintáztuk a Milada-barlang felszín alatti vízfolyását, a két Kecő-forrást, valamint a Királykúti-patakot és az ezt tápláló Ardócska-forrást. A vízrendszer feltételezett északi határa az alsó-triászi Bódvaszilasi Formáció keskeny palasávja. Erről a mészkő-pala érintkezési zónáról folyik el a Király-kúti patak. Ellenőrző jellegű, kisszámú mintavétel a Majko-barlangban, a Puszta-kútban, a Kis-kútban, illetve a Milada-patak mellékágából történt.

A magyar oldalon mintát vettünk a Vass Imre-barlang alól induló, s a barlang vizeit felszínre vezető Kis-Tohonya-forrásból, és az ettől kb. 1 km-re, DK-re található Szabó-kútból. Figyeltük a Babot-kutat, ami Jószaforrás csoportból a Táró-forrást és a Medence-forrást. A Rövid–Alsó-barlang vizét a szivárgó víz mellett két barlangi víznyelőből kapja, majd a Táró-forrásban lép a felszínre. A Hosszú-Alsó-barlang járatai az Aggtelek község határában nyíló Bábalyuk-víznyelőtől indulnak és a Medence-forrásnál végződnek (*GRUBER – GAÁL* 2014). Továbbá mintáztuk a Lófej-völgy és Ménes-völgy magasan fakadó forrásait is: a hármas szivornya-rendszerű Lófej-forrást, amelynek vize a forrás alatt elnyelődve a Nagy-Tohonya-forrást táplálja (*IZÁPY – MAUCHA* 1998), illetve a Mogyorós-kút két forrását, melyek hidrológiai rendszere nem ismert.

A mintavételezés kétféle módon történt, a legtöbb helyen kézi mintavételezéssel, néhány helyen automata vízmintavevő berendezések segítségével. A vizsgálat során összesen 3118 db vízminta került begyűjtésre. A leghosszabb mintavétel a Kis-Tohonya-forrásnál (2014. május 20-tól 2014. július 22-ig, 459 db minta) és a Babot-kútnál (2014. május 20-tól 2014. július 6-ig, 515 db minta) történt.

Fluoreszkáló nyomjelzőkre a mintákat egy GGUN-FL típusú fluorométer segítségével helyben elemeztük, a bakteriofág-vizsgálatot pedig a kassai Állatfiziológia Intézet biológiai laboratóriuma végezte. A vízmintákon kontroll spektroszkópiai vizsgálatokat végeztünk (BME Atomfizikai Tanszékén Avantes AvaSpec-1024 Fiber Optic spektrométerrel).

A vízfestés eredményeinek kvantitatív kiértékeléséhez szükség volt a források vízhozamának ismeretére, melyeket az Észak-Magyarországi Vízügyi Igazgatóság és az ÉRV biztosította. A Szabó-kút és Mogyorós-kút esetében már meglévő, illetve általunk létesített Thomson-bukók segítségével határoztuk meg a vízhozamokat. A szlovákiai területrészen a nyomjelzéses vizsgálatok időszakában a Milada-barlangban lévő pataokban sikerült hoza-

mot regisztrálni, illetve további adatokat a Szlovák Hidrometeorológiai Intézet szolgáltatott.

5. Eredmények

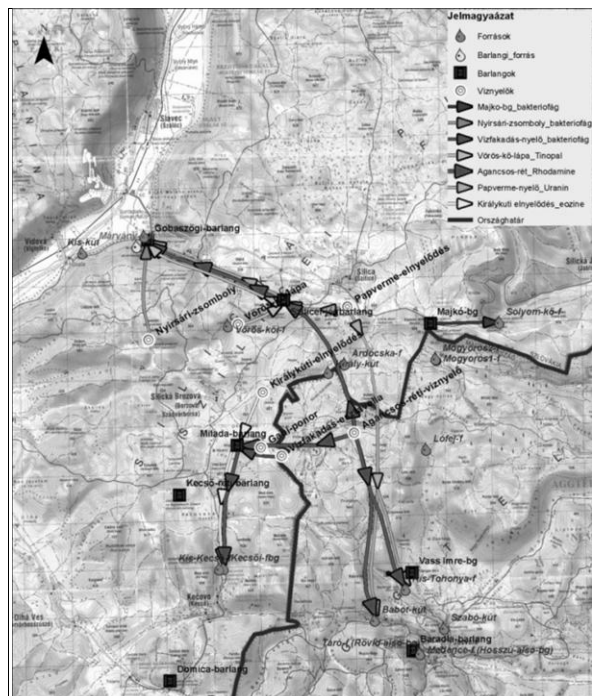
A nyomjelzéses vizsgálatok eredményei több feltételezett hidraulikai kapcsolatot is igazoltak a térségben, de nem várt eredményt is produkáltak.

II. táblázat
Table II:

Summary of the positive results
A pozitív vizsgálatok eredményeinek összefoglaló táblázata

Vízfestés helyszíne nyomjelző anyag	Nyomjelző anyag figyelése, vízmintavétel	Betáplálás időpontja	Az első megjelenés időpontja	Betáplálás és megjelenés között eltelt idő (óra, perc)	Távolság légvonalban
Nyírsáriszomboly Bakteriofág	Fekete-patak (Gombaszögi-barlang)	2014. 02. 10 13:30	2014. 02. 21	264	2800 m
Vízfakadás Bakteriofág	Milada-patak (Milada-barlang)	2014. 05. 20. 12:10-12:22	2014.05.22 20:00	56	1000 m
Agancsos-réti- víznyelő Rhodamin-WT	Szilicei-jegesbarlang	2014. 05. 20. 14:42-15:26	Értékelhetetlen eredmény*		3000 m
	Fekete-patak (Gombaszögi-barlang)		2014.05.24.21:00	101.50	6000 m
	Milada-patak (Milada-barlang)		2014.05.28. 0:00	176.55	2500 m
	Nagy-Kecső-forrás		2014.06.01. 4:00	276.55	5000 m
	Babot-kút		2014.06.06. 1:00	393.55	4000 m
	Kis-Tohonya-forrás		2014.06.06. 2:30	405	3500 m
Papverme- víznyelő Uranin	Szilicei-jegesbarlang	2014. 05. 20. 17:30-17:50	Értékelhetetlen eredmény*		1300 m
	Fekete-patak (Gombaszögi-barlang)		2014.05.24 16:00	94.20	4500 m
	Babot-kút		2014.06.06 21:00	411.20	6600 m
	Kis-Tohonya-forrás		2014. 06. 07 6:30	421	6000 m
Vöröskői- víznyelő Tinopal	Fekete-patak (Gombaszögi-barlang)	2014. 05. 23. 9:30 – 9:45	2014.05.24 12:00	26.25	2450 m
Királykúti- elnyelődés Eozin	Milada-patak (Milada-barlang)	2014. 05. 27. 15.18-15.30	2014.05.28. 0.00	8.50	1200 m
	Nagy-Kecső-forrás		2014.06.01 4:00	108.50	3700 m
Majko-barlang Bakteriofág	Sólyom-kő-forrás	2014. 07. 07. 15:10-15:25	2014.07.14 10:20	163	1400 m

*Automata vízmintavevő meghibásodása.



2. ábra: A nyomjelzéses vizsgálatok eredményeit szemléltető térkép
 Fig. 2: Map illustrating the results of the tracing experiments

5.1. Számolt paraméterek

Nyomjelző anyag visszanyerési aránya (Tracer recovery)

A visszanyerési arány számítása az adott forrás vízhozamának ismeretében történhet, segítségével megbecsülhető, hogy a betáplált nyomjelző anyagból mekkora mennyiség jelenik meg a megfigyelési pontban. Ezt az áttörési görbék alapján számoltuk, a mért koncentráció és vízhozam szorzatának integrálásával a nyomjelző első megjelenésétől a lecsengéséig tartó időintervallumra, az alábbi képlet felhasználásával (Hubbard et al, 1982):

$$M = \int_{t=0}^{\infty} c(t)Q(t)dt$$

ahol M - a visszanyert nyomjelző tömege; $c(t)$ - a nyomjelző anyag koncentrációja t időpontban; $Q(t)$ – a vízhozam t időpontban

Áramlási sebességek

A nyomjelzéses vizsgálat egyik fő célja a víz szállítási idejének és tényleges sebességének meghatározása. Mivel a felszín alatti víz áramlásának útja általában nem ismert, az effektív sebesség a nyomjelző anyag betáplálási pontja és a megfigyelési pont közötti legrövidebb távolság egy sík-

ra vetítve. Speciális esetekben, pl. karsztos területeken egyéb függőleges irányú komponenseket is figyelembe lehet venni. Az általánosan elfogadott képlet, mellyel az áramlás effektív sebessége számolható (Fischer, 1968):

$$v = \frac{x}{t} \text{ [távolság/idő]}$$

v = effektív sebesség (m/idő); x = a nyomjelző anyag befecskendezése és a megfigyelőpont közötti távolság (m); t = nyomjelző anyag szállítási ideje

Az előbbieken ismertetett áttörési görbét figyelembe véve a következő további paraméterek számolhatók (Fischer, 1968):

- a tracer első beérkezésének időpontjával számolt maximális effektív sebesség:

$$v_{max} = \frac{x}{t_{fa}}$$

- a maximális koncentrációhoz tartozó szállítási idővel számolt:

$$v_{peak} = \frac{x}{t_{peak}}$$

- az átlagos tartózkodási idővel (t_{mean} , mean transit time) számolt sebesség:

$$v_m = \frac{x}{3600 t_{mean}}$$

ahol:
$$t_{mean} = \frac{\sum_{i=1}^n t_i c_i Q_i \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n c_i Q_i \Delta t_i}$$

t_i -a betáplálás és az egyes mintavételek között eltelt időintervallum,
 c_i - a nyomjelző anyag koncentrációja az egyes mintavételezések időpontjában,

Q_i – a vízhozam a mintavételezésekkor.

Mivel a betáplálási és a megfigyelési pontok közötti távolság nem ismert pontosan, az átlagos tartózkodási idővel számolt sebesség valamivel nagyobb, mint a nyilvánvaló sebesség, mivel nem veheti figyelembe a felszín alatti vízáramlás karsztra jellemző meanderező jellegét, a valóságban sokkal hosszabb utat. Ahol lehetséges, mégis hasznos kiszámolni, mert egy általános képet kaphatunk a felszín alatti áramlás sebességéről, az áramlási feltételekről, valamint a diszperzió jellemzőiről.

A diszperzió jellemzői

Az áttörési görbék alakja utalhat a nyomjelző anyag longitudinális diszperziójára, a szállítás alatti sebességváltozásokra, és tükrözi a felszín alatti áramlás heterogenitásának mértékét.

A t_{mean} ismeretében kiszámolható a nyomjelző anyag szállítási idejének standard deviációja (σ_t), avagy az időbeni szórás (Fischer, 1968):

$$\sigma_t = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (t_i - t_{mean})^2 c_i \Delta t_i Q_i}{\sum_{i=1}^n c_i \Delta t_i Q_i} \right]^{0.5} \text{ [idő]}$$

Ez nem más, mint a festékanyag mennyiség diszperziójának mértéke a szállítás időtartama alatt. Segítségével megszerkeszthető a dimenziómentes visszanyerési görbe, valamint kiszámolható a szóródási együttható (dispersion coefficient).

Az longitudinális szóródási együttható (D) a betáplált koncentrált festékanyag vízáramlási pályák mentén való szétterülésének, szóródásának időbeli változásának mértékét hivatott kifejezni (Fischer, 1968). A longitudinális azt jelzi, hogy az áramlási pályák mentén, a diszperzió pedig terjedést jelent. Becsléséhez az alábbi egyenletet használtuk (Fischer, 1968):

$$D = \frac{3600}{2} v_m^2 \frac{\sigma_t^2}{t_{mean}} \quad [\text{terület/idő}]$$

5.2. Kvantitatív kiértékelés

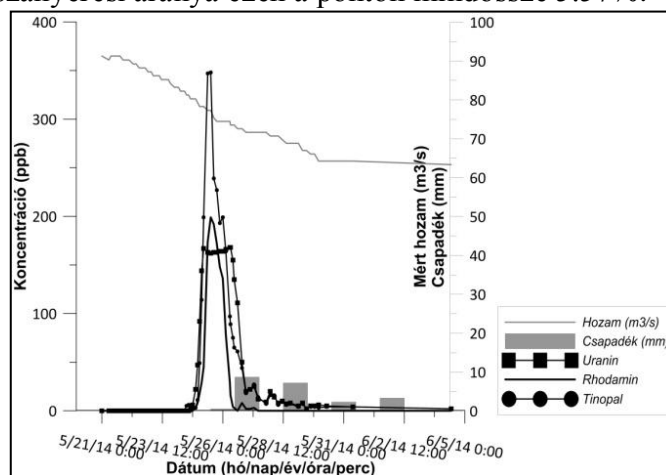
Fekete-patak (Gombaszögi-barlang)

A Fekete-patakban a három nyomjelző Tinopal (injektálás után 26 órával), Uranin és a Rhodamin WT, ugyanazon a napon pár óra különbséggel jelent meg (3, 4. ábra). A leghamarabb a Tinopal, ezt követően, négy óra elteltével az Uranin, és 9 óra elteltével a Rhodamin WT. Ami azt jelentheti, hogy a víztömegek, a Szilicei-jégbarlang előtt egy adott pontban találkoztak, és egymásra lökést gyakorolva együttesen haladtak tovább. A legrövidebb utat a Tinopal tette meg, 100 m/óra sebességgel érte el a Gombaszögi-barlangot. Maximális koncentrációját a betáplálástól 50 óra múlva vett vízmintában mértük, kiürülése 10 nap alatt történt. Maximum koncentrációval számolt sebessége 52 m/óra. Az intenzitási görbe viszonylag keskeny alapú és közepesen meredek lefutású. A görbe alakja felszínalatti medencéket tartalmazó medertípus jellegű járatra utal (JAKUCS 1995). Ezt látszik alátámasztani a lefutási szakaszban a kis másodlagos csúcsok jelentkezése is, amit a kisebb medencékben keringő vízmozgás okozhat. Az intenzitási görbe keskeny alapja, azaz a festék észlelésének viszonylag rövid ideje és a közepesen meredek lefutási görbe azt feltételezi, hogy a festéket tartalmazó víztömeg feltételezhetően egy tömbként haladhatott a Vörös-kői nyelő folytatását jelentő járatban, kis mértékű széthúzással. Ezt tükrözi a nagyon magas diszperzió érték is (17800 m²/óra). A Tinopal visszanyerési aránya 32%-os.

A Tinopal megjelenését időrendben az Uranin követte, a betáplálás után 94 órával. Sebessége az első megjelenéssel számolva 47.8 m/óra. Az Uranin legmagasabb koncentrációban (168 ppb), a beöntés után 5 nappal vett mintában jelent meg, majd június 4-ig (10 nap) lecsengett, ekkor már csak 2 ppb koncentrációban volt jelen. Sebessége maximum koncentrációval

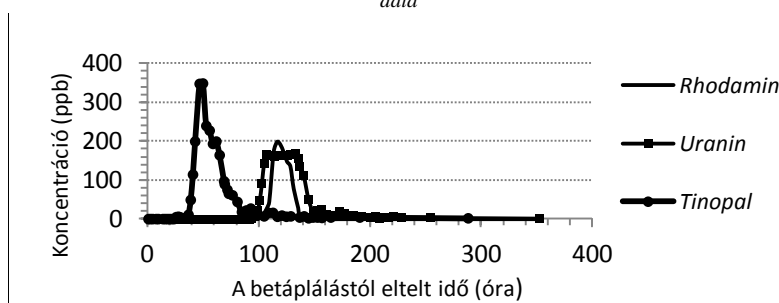
számolva 41.28 m/óra. Az áttörési görbe majdnem szimmetrikus és keskeny alapú, ami felszín alatti közvetlen járat meglétére utalhat, furcsasága, hogy nem egy prominens maximum, és egy ezt követő határozott csökkenés jellemzi, hanem a magas koncentráció értékek kisebb változásokkal, 1 napon keresztül észlelhetőek, mintha a járatot valahol egy agyagdugó zárná el, lassítva a kiürülést. Az Uranin visszanyerési aránya jónak tekinthető 40%.

A Rhodamin WT a betáplálást követően 101 óra elteltével jelent meg a Gombaszögi barlang Fekete-patakjában egy elég határozott maximummal, 199 ppb. A teljes lecsengés 1 nap múlva következett be. Az áramlás sebessége az első megjelenéssel számolva 59 m/óra, a maximum koncentrációval pedig 51.72 m/óra. Áttörési görbéje nagyon hasonló lefutású a Tinopáléhoz, ami úgyszintén felszínalatti medencéket tartalmazó medertípus jellegű járatra utal. Visszanyerési aránya ezen a ponton mindössze 5.57%.



3. ábra: A Fekete-patakban megjelent nyomjelző anyagok koncentrációváltozása az idő függvényében a mért hozam- és napi csapadék adatokkal

Fig. 3: Released tracer concentration variations in Fekete Stream correlated with yield and daily precipitation data

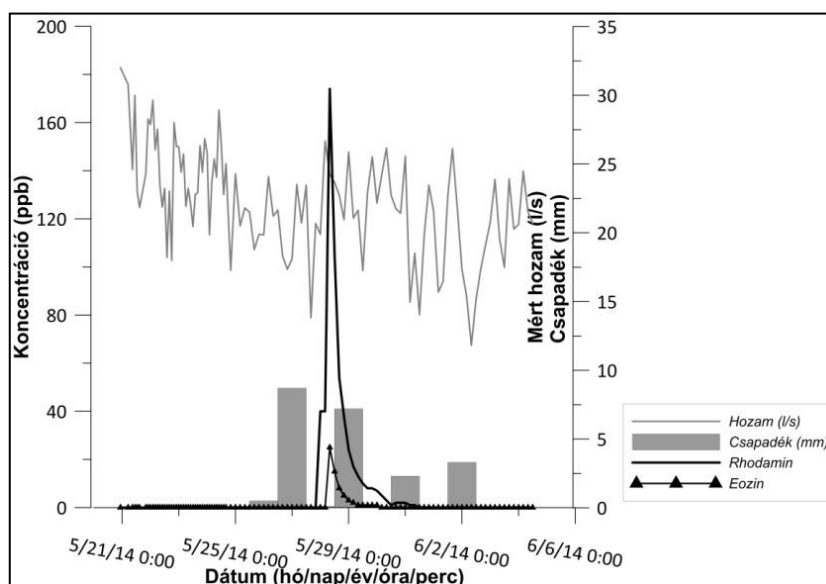


4. ábra: A Fekete-patakban megjelent nyomjelző anyagok koncentrációváltozása a betáplálástól eltelt idő függvényében

Fig. 4: Concentration changes of released tracer in Fekete Stream as a function of input and elapsed time

Milada-barlang

A Milada-barlang vízfolyásában először a Vízfakadásba táplált bakteriofágok jelentek meg, 56 órával a betáplálást követően (5. ábra). A legmagasabb koncentrációban a 2014. május 23-án vett mintákban jelentek meg, számuk 28-93 PFU/1 ml között mozgott. Ezután a fágok száma szignifikánsan csökkent. Az utolsó pozitív mintát a Milada-barlangban 2014. május 26-án 12:00 órakor gyűjtöttük. A víz átlagos hozama a Milada-barlangban a nyomjelzés idején 22 l/s. A betáplálás helyszíne és a Milada-barlang közötti távolság 977 m, a számított maximális áramlási sebesség 17 m/óra, a dominás (maximum koncentrációval számított) sebesség pedig 14 m/óra. Az áttörési görbe alakja gyors átfutásra és közvetlen felszínalatti kapcsolatra utal.



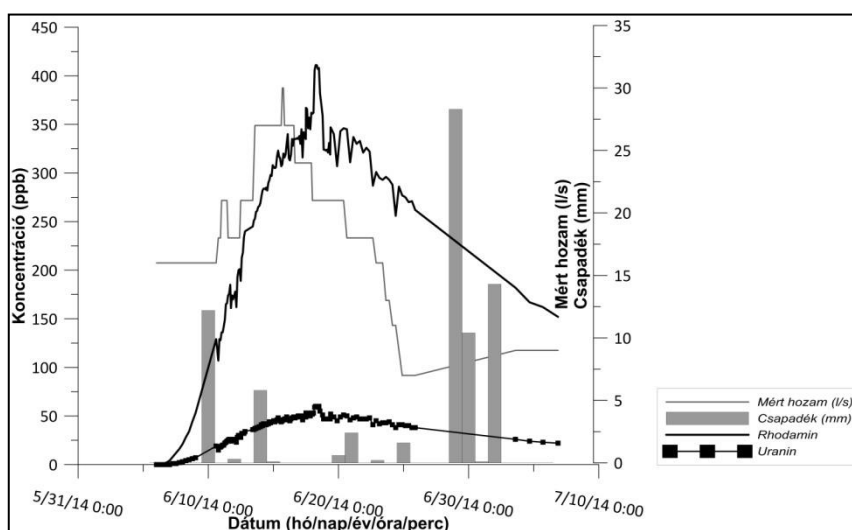
5. ábra: A Milada-patakban megjelent nyomjelző anyagok koncentrációváltozása az idő függvényében a mért hozam- és napi csapadék adatokkal

Fig. 5: Released tracer concentration variations over elapsed time in Milada Stream correlated with yield and daily precipitation data

Az Agancsos-réti víznyelőben végzett betáplálást követően, 177 óra elteltével jelent meg a Rhodamin festékanyag a Milada-patak vizében, a regisztrált maximum 174 ppb volt, mely három nap alatt teljesen lecsengett. Az eredmények alapján a felszín alatti vízáramlás effektív sebessége 13,07 m/óra. Az áttörési görbe meredek felszálló és leszálló ága, keskeny alapja, azaz a festék észlelésének viszonylag rövid ideje egy nagyobb felszín alatti járat jelenlétére utalhat, ennek ellentmond azonban a kis áramlási sebesség és diszperzió érték (73 m²/óra). Nagyon alacsony a visszanyerési arány is,

3,73%. Valószínűbb, hogy a nyelő folytatásában, több irányban is, szűk, fejletlen és jórészt üledékkel kitöltött járatrendszer található.

A nyomjelzőként használt Eozin a Király-kúti pataknál május 27-én történő betáplálást követően közel 9 óra elteltével érkezett a Milada-barlangba. Az Eozin legmagasabb koncentrációja mindössze 25 ppb volt május 28-án 8:00 órakor, két nap múlva pedig teljesen lecsengett. Az Eozin visszanyerődés 4,2%.



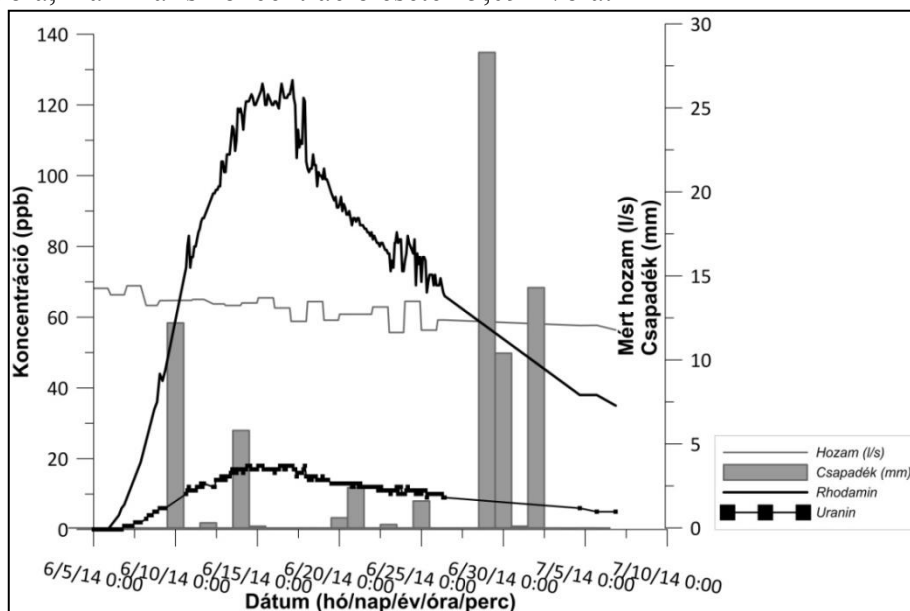
6. ábra: A Kis-Tohonya-forrásban megjelent nyomjelző anyagok koncentrációváltozása az idő függvényében a mért hozam- és csapadék adatokkal

Fig. 6: Released tracer concentration variations over elapsed time in Kis-Tohonya Spring correlated with yield and precipitation data

Kis-Tohonya-forrás

A Kis-Tohonya-forrásban 2014. június 6-án 12:30 perckor megjelent Rhodamin bizonyította a kapcsolatot a forrás és az Agancsos-réti víznyelő között. A koncentráció növekedése nem volt folyamatos, kisebb, pulzáló emelkedések és csökkenések előzik meg a határozott maximumot (6. ábra). A forrásnál mért hozam a vizsgált egy hónap alatt 7-30 l/s között változik. A Rhodamin koncentrációjának változása ezt 1-2 nappal eltolódva követte. A csapadékmennyiség által vezérelt hozamváltozás tehát okozhatja az említett pulzáló emelkedéseket és csökkenéseket a Rhodamin koncentrációjának változásában, mely szerint: a felszín alatt nem egy adott csatornarendszeren, hanem egy összetett repedéshálózaton keresztül történik a vízáramlás. Ennek ellenére a Rhodamin visszanyerődés 49,9 %. A számított alacsony diszperzió (448,05 m²/óra) megerősíti, hogy a szállított festékanyag bonyolult repedéshálózaton keresztül halad a felszín alatt. A számítások alapján a

Rhodamin festékanyagot szállító felszín alatti víz effektív sebessége 4,77 m/óra, maximális koncentráció esetén 5,09 m/óra.



7. ábra: A Babot-kútban megjelent nyomjelző anyagok koncentrációváltozása az idő függvényében a mért hozam- és csapadék adatokkal

Fig. 7: Released tracer concentration variations over elapsed time in Babot Well correlated with yield and precipitation data

Nem várt eredmény volt az Uranin megjelenése a Kis-Tohonya-forrásban a betáplálást követő 421. órában, mellyel bizonyosságot nyert a forrás és a Papverme-víznyelő kapcsolata. A Kis-Tohonya-forrásnál az Uranin a vízfestést követő 18. napon 1 ppb koncentrációban jelentkezett, majd folyamatosan nőtt, a június 18-án vett mintákban 60 ppb értékre. A festékanyag kiürülésének ideje a maximális koncentrációtól számítva 5 hét volt. Az áttörési görbe elnyúló jellege mind a felszálló, mind a leszálló ágban, a felszín alatti lassú vízáramlásra (átlagos sebesség 8,22 m/óra), a dolomit összletben bonyolult repedéshálózatra utal. Az Uranin visszanyerődés 27,49%.

Babot-kút

A 2014. június 6-án 1:00 órakor megjelent Rhodamin bizonyította a forrás és az Agancsos-réti víznyelő közötti kapcsolatot. A koncentráció növekedése nem volt folyamatos, kisebb, pulzáló emelkedések és csökkenések előzik meg a határozott maximumot. A forrásnál mért hozam 11,6-14,4 l/s között változik (7. ábra). A Rhodamin visszanyerődés 12,06 %. A számított alacsony diszperzió (760,70 m²/óra) megerősíti, hogy a szállított festékanyag,

diffúz módon, bonyolult repedéshálózaton keresztül halad a felszín alatt. A számítások alapján a felszín alatti víz átlagos sebessége 5,43 m/óra, maximális koncentráció esetén 6,49 m/óra.

Ahogy a Kis-Tohonya-forrásnál, nem várt eredmény volt az Uranin megjelenése a Babot-kútban a betáplálást követő 412. órában, kezdetben 1 ppb koncentrációban, mely folyamatosan növekedett 18 ppb értékre (június 14.). Ezt követően a koncentráció folyamatosan csökkent, a festékanyag kiürülésének ideje a maximális koncentrációtól számítva 5 hét volt. Az áttörési görbe elnyúló jellege a felszín alatti lassú vízáramlásra (átlagos sebesség 8,91 m/óra), a telített dolomit összletben bonyolult repedéshálózatra, repedezettségre utal. Az Uranin visszanyerődés 6,54%.

III. táblázat
Table III.

Summary of the quantitative evaluation
Kvantitatív eredmények összessége

Számolt paraméterek	Mért.	Fekete-patak			Mílada		
		Rhodamin	Uranin	Tinopal	Rhodamin	Eozin	Fág
Átlagos szállítási idő (t_m)	óra	121	134.5	66.2	191.31	23.10	
Effektív áramlási sebesség (v)	m/óra	49.55	33.46	39.3	13.07	51.93	
Maximális áramlási sebesség, megjelenés idejével számolva (V_{max})	m/óra	59.41	47.8	100	14.12	133.33	17.97
Domináns sebesség, max. koncentrációval számolva (V_d)	m/óra	51.72	41.28	52	13.51	75	14.79
Szigma (σ)	óra	7.85	41	39.1	12.86	9.11	
Diszperzió (D)	m ² /óra	625	7070	17800	73.89	4846.42	
Recovery (R)	%	5.57	40	32	3.73	4.2	
Recovery (R)	g	1050	2000	2270	187	21	
Számolt paraméterek	Mért.	Babot-kút		Kis-Tohonya			
		Rhodamin	Uranin	Rhodamin	Uranin		
Átlagos szállítási idő (t_m)	óra	735.49	740.13	732.41	729.40		
Effektív áramlási sebesség (v)	m/óra	5.43	8.91	4.77	8.22		
Maximális áramlási sebesség, megjelenés idejével számolva (V_{max})	m/óra	10.15	16.6	8.64	14.29		
Domináns sebesség, max. koncentrációval számolva (V_d)	m/óra	6.49	11.16	5.09	8.77		
Szigma (σ)	óra	194.5	196.6	169.53	168.72		
Diszperzió (D)	m ² /óra	760.70	2076.46	448.05	1320.42		
Recovery (R)	%	12.06	6.54	49.9	27.49		
Recovery (R)	g	2290	327	9480	1370		

6. Összefoglalás

A Papverme-víznyelő nyomjelzése újfent bizonyította a Szilicei-jegesbarlang és a Gombaszögi-barlang közötti, föld alatti patakkal összekötött járatrendszer meglétét. A korábbi feltételezéseket igazolta a Nyírsárizsomboly bakteriofággal történt nyomjelzése, hogy a zsomboly kapcsolódik a Papverme-víznyelő – Gombaszögi-barlang felszín alatti vízrendszeréhez. Bebizonyosodott, hogy a hidrológiai rendszer része a Vöröskői-víznyelő és a Magyarország területén lévő Agancsos-réti víznyelő is. Negatív eredmények születtek a víznyelőtől K-re és DK-re lévő forrásokban: Sólyom-kő, Mogyorós-kút, valamint a Lófej-forrásban.

Az Agancsos-réti víznyelőnél betáplált Rhodamin WT festékanyag hat mintavételi helyszínen jelent meg, mellyel valószínűleg egy trifurkációs hidrológiai rendszert sikerült kimutatnunk. Elsőként a Szilicei-jégbarlangban, majd a Gombaszögi-barlang Fekete-forrásában jelentkezett, majd a Milada-patak vizében mutattuk ki és a Nagy-Kecső-forrásban távozott a rendszerből, igen lecsökkent koncentrációval. Meglepő eredmény volt a festékanyag megjelenése a betáplálást követő 18. napon először a magyarországi Babot-kútban, majd 10 óra múlva a Kis-Tohonya-forrásban. A kvantitatív kiértékelések eredményeképpen, minden egyes forrásban, ahol a Rhodamint kimértük, a felszínalatti áramlás sebessége, valamint a diszperzió elég alacsony értékekkel jelentkezett, amiből arra lehet következtetni, hogy a nyelő folytatásában, több irányban is, szűk, fejletlen és jórészt üledékkal kitöltött járatrendszerre lehet számítani. A legtágabb járatok a Fekete-patak irányában húzódnak.

A Vízfakadásba betáplált bakteriofágok egyetlen helyszínen jelentek meg, a Milada-barlang patakjában, bizonyítva, hogy – normál telítettségi viszonyok között – a Vízfakadás is a borzova-kecsői föld alatti vízrendszer egységét. Negatív eredmények születtek az összes Magyarországon figyelt forrásnál (Babot-kút, Jósva-forrás, Szabó-kút, Kis-Tohonya). Ezúttal sem bizonyosodott be újfent a Milada-barlang és a Vass Imre-barlang kapcsolata.

Hasonló eredményeket hozott a Király-kúti-patak nyomjelzése is. A nyomjelzőként használt Eozin a betáplálást követően közel 9 óra elteltével érkezett a Milada-barlangba, majd a betáplálástól számított 108 óra elteltével, várható módon a nyomjelző a Nagy-Kecső-forrásban is megjelent.

IRODALOM

- FISCHER, B. H.* (1968): "Dispersion predictions in natural streams." – J. Saint. Eng. Div., ASCE, 94(5), p. 927-943.
- GAÁL, L.* (2008): Geodynamika a vývoj jaskýň Slovenského krasu – Liptovský Mikuláš, 166 p.
- GRUBER P.* – *GAÁL L.* szerk. (2014): A Baradla–Domica-barlangrendszer – A barlang, amely összeköt (monográfia) – Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, 512 p.
- HAVIAROVÁ, D.* – *GRUBER, P.* (2006): Stopovacia skúška v jaskyni Milada. – Aragonit, 11, pp. 43–45.
- HUBBARD, E. F., F. A. KILPATRIK, L. A. MARTENS, J. F., WILSON, JR.* (1982): Measurement of time of travel and dispersion in streams by dye tracing. Techniques Of Water-Resources Investigations, Book 3., U.S. Geological Survey, Washington, DC., pp. 1-152.
- IZÁPY G.* – *MAUCHA L.* (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai. 1958-1993. - A VITUKI RT. Hidrológiai Intézet kiadványa. Budapest, p. 1-414.
- JAKUCS L.* (1995): Általános Természeti Földrajzi Gyakorlatok – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 243 p.
- KRUPÁR, Z.* (1946): Niekoľko poznámok o Juhoslovenskom krase. – Krásy Slovenska, 24, p. 2–3, 45–57.
- KRUPÁR, Z.* (1947): Nové jaskyniarske nádeje v oblasti Brezovsko-Kečovskej na základe hydrologických pomerov južnej časti Silickej planiny – Krásy Slovenska, 24, 5, pp. 128–132, 159–161.
- MAJKO, J.* (1958): Výskumy a objavy v jaskynnej sústave Silicko-brezovsko-kečovskej v Juhoslovenskom krase – Krásy Slovenska, 35 (3) pp. 113–117.
- MAJKO, J.* (1959a): Sporné morfológické problémy v Silickobrezovsko-kečovskej jaskynnej sústave vyriešené – Krásy Slovenska, 36 (10) pp. 374–375.
- MAJKO, J.* (1959b): Výskumy a objavy v druhej časti Silicko-brezovsko-kečovskej jaskynnej sústavy – Krásy Slovenska, 36 (4) pp. 140–142.
- MAJKO, J.* (1961): Najnovší prieskum v Silicko-Brezovskej Bezodnej ľadnici. Krásy Slovenska, 38 (1) p. 39.
- MAUCHA. L.* (1975): Jelentés a Papp Ferenc Barlangkutató Csoport 1975. évi tevékenységéről. 19 p.
- ORVAN, J.* (1994): Podzemné vody. In *ROZLOŽNÍK, M.* – *KARASOVÁ, E.* (Eds.): Slovenský kras, Chránená krajinná oblasť – biosférická rezervácia. Osveta, Martin, p. 225–234.

SÁRVÁRY I. (1965): Sikeres kísérlet a Vass Imre-barlangnál Karszt és Barlang, 2, p. 64.

**GEOFIZIKAI VIZSGÁLATOK A HARAGISTYA–SZILICE–
BORZOVA KARSZTTERÜLETEN (HU-SK)**

**GEOPHYSICAL EXPLORATION OF THE HARAGISTYA –
SZILICE – BORZOVA KARST AREA (HU-SK)**

GRUBER PÉTER¹–GAÁL LAJOS²–BALÁZS ILMA³–
MÁTRAHALMI TIBOR³–SERFŐZŐ ANTAL³–AMBRUS MAGDOLNA⁴

¹Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, 3758 Jósvafő, Tengersizem oldal 1.

²Szlovák Barlangok Igazgatósága, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš

³Geogold Kárpátia Kft., 4183 Kaba, Mátyás király u. 59.

⁴KSZI Környezetvédelmi Szakértői Iroda, 1132 Bp., Kresz Géza u. 18.

Abstract: Based on various studies, the aim of the research was to determine the extent of the Imre Vassand Milada Cave catchment area. Eighty VES (vertical electrical sounding) and 2000RMT (radio magneto telluric) geophysical measurements were performed. Fifty geological cross-sections were constructed based on this information, providing us with resistivity maps and fracturing scheme in the prospected area. Finally, 2 karst vulnerability maps were drawn.

1. Bevezetés

Jelen tanulmány „Az Aggteleki-karszt és a Szlovák-karszt világörökség barlangjainak kezelése” (azonosító száma: HUSK/1101/221/0180) című projekt keretén belül elvégzett geofizikai vizsgálatokat és eredményeit mutatja be. Az alkalmazott geofizikai módszerek célja a karsztos kutatási terület szerkezeti-tektonikai jellemzőinek, a karsztvíz áramlását befolyásoló repedezett zónák, felszínalatti járatok, üregek részletesebb feltárása volt. A Magyarország–Szlovákia Határon Átnyúló Együttműködési Program keretében zajlott vizsgálatokat a Karst Survey Konzorcium (GeoGold Kárpátia Környezetvédelmi és Mérnöki Szakértő Kft. és KSZI Környezetvédelmi Szakértői Iroda Kft.) végezte az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság és a Szlovákiai Barlangok Igazgatósága szakmai irányítása mellett.

2. A kutatási terület általános jellemzése

A vizsgált terület az Aggteleki- és Szlovák-karszt DNy-i részén, Szlovákia és Magyarország területén helyezkedik el, közvetlen az országhatár mentén.

A szlovák területrészen a Szilicei-fennsík DK-i részét fedi, Gombaszög, Szilice és Borzova településeket érintve. A magyarországi térségben a Szilicei-fennsík ide eső nyúlványát, a Haragistyai-fennsík területét, részben a Jószafeői-fennsík ÉNy-i részét, valamint az Alsó-hegy nyugati csücskét foglalja magába, nyugati határvonala a Lófej-völgy.

A terület sajátos arculata – a karsztos formakincs, a felszín alatti vízhálózat, a nagyszámú barlang – a felépítésében döntő szerepet játszó középső-triász, jól karsztosodó mészköveiben és dolomitjaiban alakult ki (Wettersteini mészkő, Gutensteini mészkő és dolomit, Steinalmi mészkő). A felsorolt mészkövek a hozzájuk társuló idősebb, alsó-triász vízzáró agyagpalával és homokkővel együtt igen bonyolult tektonikai kapcsolatban vannak: a kőzetsorozatok egymás mellett és egymás fölött is előfordulnak, mivel gyúrt, pikkelyes és vetős szerkezetekkel is találkozunk a területen. Ez utóbbiak kialakulása az alpi hegységképződésnek köszönhetőek (SZENTPÉTERY – LESS 2006)

A vizsgált területen a triász képződmények fedőjében kis vastagságban, egyenetlen eloszlásban negyedidőszaki képződmények is jelen vannak. A karsztfennsíkok töbreit dominánsan vörösayag tölti ki. A kitöltő üledékek típusai: humuszoszegény, szialitos terra-rosa, agyagbemosódásos kőzetliszt, nagy szervesanyag-tartalmú vörösayag. Helyenként nagyobb tömegben halmozódik fel a szálkőzet anyagából álló hegylábi törmelék. A patakok völgyében és nagyobb vízmosások aljában allúvium található.

3. Alkalmazott anyag és módszer

A geoelektromos kutatómódszerek olyan geofizikai eljárások, amelyek a földfelszínen végzett elektromos, illetve elektromágneses mérések alapján a felszín alatti földtani képződmények (szerkezetek) felderítését teszik lehetővé. A különböző geológiai formációkat alkotó kőzetekben természetes eredetű elektromágneses terek keletkeznek, illetve mesterségesen gerjesztett terek hozhatók létre. Ezen terek jellemzői függenek a különböző kőzettartományok elektromos tulajdonságaitól és a különböző tulajdonságú részek térbeli elhelyezkedésétől. A terepi mérési eredményekből alkalmas kiértékelési és értelmezési eljárások segítségével a felszín alatti földtani szerkezetek elektromos tulajdonságaira és mélységbeli helyzetére lehet következtetni és az így kapott információkat lehet földtanilag értelmezni, interpretálni.

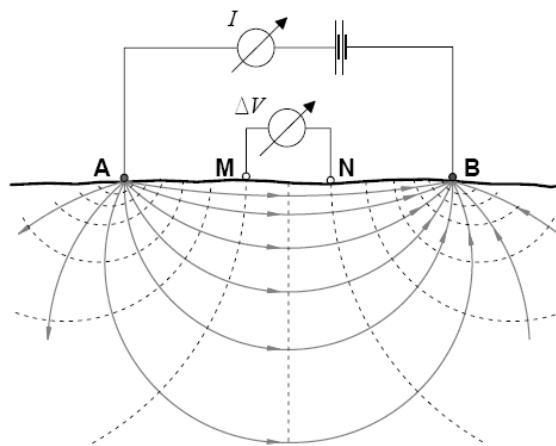
3.1. A vertikális elektromos szondázás (VESZ) elméleti háttere

A vertikális elektromos szondázás (továbbiakban VESZ) széles körben elterjedt, már hagyományosnak számító egyenáramú geoelektromos feltérítési módszer, amit az Aggteleki-karszt kutatásában már korábban is alkalmaztak (VERESS 2008, 2009, 2014). A mérések által a földfelszínről, a mérési pont mélységbeli tengelyére vonatkoztatva, a vizsgált közeg geoelektromos tulajdonságai alapján (fajlagos ellenállás, indukált potenciál, spontán potenciál) egymásra épült rétegeket tudunk elkülöníteni. Ezen tulajdonságok alapján következtetéseket vonhatunk le a vizsgált talaj-, ill. kőzetrétegek anyagi minőségére, mivel a különböző kőzetek, talajrétegek porozitásuk, nedveségtartamuk, ásványi és kémiai összetételük alapján eltérő elektromos tulajdonságokkal bírnak.

A VESZ során két darab, néhány deciméteres tápáram elektróda (A, B) segítségével egyenáramot vagy alacsony frekvenciás ($f < 100$ Hz-es) I erősségű áramot juttatunk a talajba, aminek hatására egyenáramú áramtér jön létre. Az így keletkezett ΔV potenciálkülönbséget két mérőelektróda (M, N) észleli. Az áramerősség és a feszültség mértékének ismeretében, adott mérési elrendezés mellett kiszámíthatjuk az áram átvirta kőzetek ρ_a látszólagos fajlagos ellenállását (1). Az elektróda-kiosztás hatását a K geometriai tényezőbe foglaljuk (2).

$$\rho_a = K(\Delta V/I)[\Omega\text{m}] \quad (1)$$

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \quad [\text{m}] \quad (2)$$



1. ábra. A geoelektromos mérés elrendezésének elvi vázlatja
Fig. 1: Geoelectrical measurements schematics

A táp és mérőelektrodák helyének és távolságának meghatározása alapján különböző elektróda elrendezéseket használatosak a mérés céljának megfelelően. Jelen esetben a gyakran alkalmazott Schlumberger-elrendezéssel dolgoztunk. Az elrendezés alapján az A és B tápelektrodák távolságát szimmetrikusan növeljük, ezáltal nyerünk adatokat az egyre mélyebben elhelyezkedő közegekről. A mérés lehatolási mélysége akár több kilométer is lehet a tápelektrodák terpesztésével. (1. ábra). A méréseket Diapír 10R típusú geoelektromos műszerrel végeztük.

3.2. A rádió-magnetotellurika (RMT) módszer elméleti háttere

A rádió-magnetotellurika (RMT) az alacsonyfrekvenciás (VLF – Very Low Frequency) geofizikai kutatómódszerek közé tartozik, lényegében ennek egy továbbfejlesztett verziója. Az elektromágneses indukción alapuló módszer, illetve az alkalmazható műszer fejlesztését a svájci Centre d'Hydrogéologie et de Géothermie Neuchâtel (CHYN) központban kezdték el az 1980-as években. Az elektromágneses (EM) geofizikai mérések esetén a földtani információszerzésre az elektromágneses teret használjuk fel, amelyben csatolt a változó elektromos és a mágneses tér. Az elektromágneses tér behatol a földtani szerkezetekbe, a mért térjellemező paraméterekben megjelenik a közegre vonatkozó információ, az EM paraméterek mérésével módunk van a képződményekre vonatkozó földtani információkat megadni és rekonstruálni.

Az alacsonyfrekvenciás (10-30 kHz) mérések során távoli katonai, navigációs rádióadók által sugárzott elektromágneses (EM) hullámokat használjuk fel. A hullámok forrásától megfelelő távolságban (a mérési pontban), az elsődleges elektromágneses tér vertikális és horizontális összetevőinek terjedése síkhullámként írható le. A felszín alá hatolva, az elsődleges EM mező, egy jóval kisebb másodlagos EM teret indukál, amelynek intenzitása az átjárt rétegsor elektromos ellenállásának függvénye. A másodlagos EM tér egy horizontális elektromos (E_{sx}) és az ehhez társuló mágneses mezőből (H_s) áll, amely vertikális és horizontális komponensekre bontható. A vevő az elsődleges és másodlagos tér eredőjét, vagyis a totál teret méri. Mivel ismerjük az elsődleges teret és a totál térhez viszonyított fáziskülönbséget, a másodlagos tér meghatározható. Mindezek ismeretében információt nyerhetünk a felszín közeli földtani felépítésről. Az érzékelt elektromágneses komponensek függvényében több módszer is létezik. A mérések folyamán arról a geológiai szerkezetről nyerünk információt, amelyen áthatolnak

az elektromágneses hullámok. Ez a behatolási mélység (δ) a hullám frekvenciájától és a felszínalatti közeg elektromos vezetőképességétől függ (3):

$$\delta = 503.3 \sqrt{\frac{\rho_a}{f}} \quad (3)$$

ahol: δ [m] a behatolási mélység, ρ_a [Ωm] a közeg látszólagos elektromos ellenállása, f [Hz] az adó frekvenciája. Ezek alapján a behatolási mélység egyenesen arányos a látszólagos elektromos ellenállás és fordítottan arányos a frekvencia gyökével.

Az RMT módszer működési alapelve megegyezik a VLF (Very Low Frequency-Resistivity) alacsonyfrekvenciás ellenállásmérő műszer alapelveivel, azonban ehhez képest szélesebb frekvenciatartományon képes mérni. Az általunk alkalmazott RMT-készülék 12 kHz-től a 240 kHz-es frekvenciatartományban sugárzó adók jeleit fogja. Ennek köszönhetően lehetőség van a szondázásra, vagyis hogy egy ponton – három különböző frekvencia segítségével – három különböző mélységben mérhetjük a képződmények látszólagos ellenállást. Az RMT mérés során a helyi mágneses és a rá merőleges elektromos komponens határozzuk meg adott frekvenciatartományokon. Ezekből a rétegeklátszólagos elektromos ellenállása (ρ_a) a *TIKHONOV* (1950) és *CAGNIARD* (1953) képlete alapján számolható (4, 5):

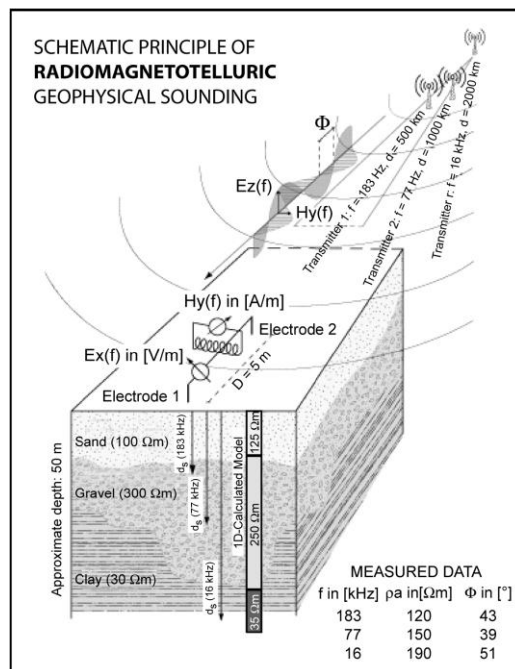
$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} \left[\frac{E_{Sx}}{H_{Ry}} \right]^2 \quad (4)$$

ahol E_{Sx} [V m^{-1}] a másodlagos (gerjesztett) elektromos tér (horizontális); H_{Ry} [A m^{-1}] az eredő mágneses tér (vertikális); $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ [H m^{-1}] a vákuum mágneses permeabilitása; $\omega = 2\pi f$ [rad s^{-1}] az adó f [Hz] frekvenciájából számítható körfrekvencia; ρ_a [Ωm] a látszólagos ellenállás.

A 2. ábra mutatja a mérés elvét, az adó által sugárzott hullámok terjedését, valamint a mérés során a tekercs és az elektródák állását (*THIERRIN – MÜLLER* 1989, *BOSCH* 2002). A mérés során a mágneses teret az adó irányába állított tekercssel, az elektromos teret két földbe szúrt, a tekercs síkjával párhuzamosan lehelyezett elektróda közti feszültséggel mérjük, amelyek távolsága esetünkben 5 m volt.

A felszín alatti struktúrák, a kőzetben lévő inhomogenitások, azaz a repedezettségirányának kimutatására több, különböző irányból sugárzó adó jelét használjuk fel. A különböző irányú adók által generált másodlagos jel amplitúdója és fázisa is a közeg fajlagos ellenállásától és irányától függ, a struktúra irányával kisebb szöget bezáró adó nagyobb másodlagos komponens és kisebb primer-szekunder fáziskülönbséget generál. Több különböző pontban mérve az egyes adók által indukált teret, a struktúra lokálisan mért irányultságainak összevetéséből a makroszkopikus anomália iránya megha-

tározható. A lokálisan mért fáziskülönbség adatokat vektori formában reprezentáljuk. A vektor hossza a két adó között mért fáziskülönbség abszolút értéke, iránya pedig a kisebb fáziskülönbséget produkáló (a kimutatni kívánt struktúra irányával kisebb szöget bezáró) adó iránya. Több adó alkalmazása esetén is a legkisebb fáziskülönbséget generáló adó iránya határozza meg a vektor irányát, nagyságát meg a legnagyobb és a legkisebb produkált fáziseltolások különbségének abszolút értéke. Az így generált vektorokat a térképen a méréspontokba felrajzolva kirajzolódik a makroszkopikus struktúra iránya és vezetőképesség-változása. Ezzel a módszerrel a repedezettség, felszínalatti járatok nagyságát és irányát állapíthatjuk meg. Ennek nagy jelentősége van a hidrogeológia szempontjából, hiszen karsztos vagy hasadékos tározók esetében a fő repedezettség lesz a víz áramlásának fő útvonala.



2. ábra: Az RMT módszer mérési elve (THIERRIN és MÜLLER után, 1989)
Fig. 2: Measurement principles for the RMT method (after THIERRIN and MÜLLER, 1989)

4. Eredmények

4.1. A VESZ mérések eredményei

A mérési eredmények kiértékelését a IX1D nevű program segítségével végeztük. A szondázási görbék kiértékelése során egy rétegekre bontott „ellenállásmodellt” kapunk, amely a mért adatokra illeszkedik. A

kiértékeléstinverziós eljárással hajtottuk végre. A kapott modellben lévő rétegek ellenállással és vastagsággal jellemezhetőek (ZOHDY 1989, SANDBERG 1993). A kiértékelés során végrehajtott ekvivalencia analízissel keletkező paraméter megbízhatósági mátrix (parameter resolution matrix) segítségével megállapítható, hogy a végzett elemzés segítségével számított vastagság és ellenállásértékek mennyire megbízhatóak. Az elemzés alatt ezek a paraméterek nem függetleníthetőek egymástól. Az eredménymátrixban pedig a várható modell paramétereit kapjuk meg.

A VESZ mérési eredményeinek kiértékelésekor figyelembe kell vennünk a területre jellemző földtani felépítést, hogy a kapott ellenállásokat a megfelelő közeggel azonosíthassuk. A mérések célja a geológiai értelmezés, így a mért ellenállások egyeztetése a rendelkezésre álló kőzetinformációkkal elengedhetetlen. A szondázási görbék kiértékelése során, felhasználtuk a területről megtalálható szakmai irodalmat, illetve a környéken végzett korábbi geofizikai mérések eredményeit (VERESS 2010, 2014). A területen előforduló képződmények jellemzéséhez az alábbi ellenállásértékeket alkalmaztuk (I. táblázat).

I. táblázat
Table I.

Alkalmazott ellenállásértékek
Appliedresistance values

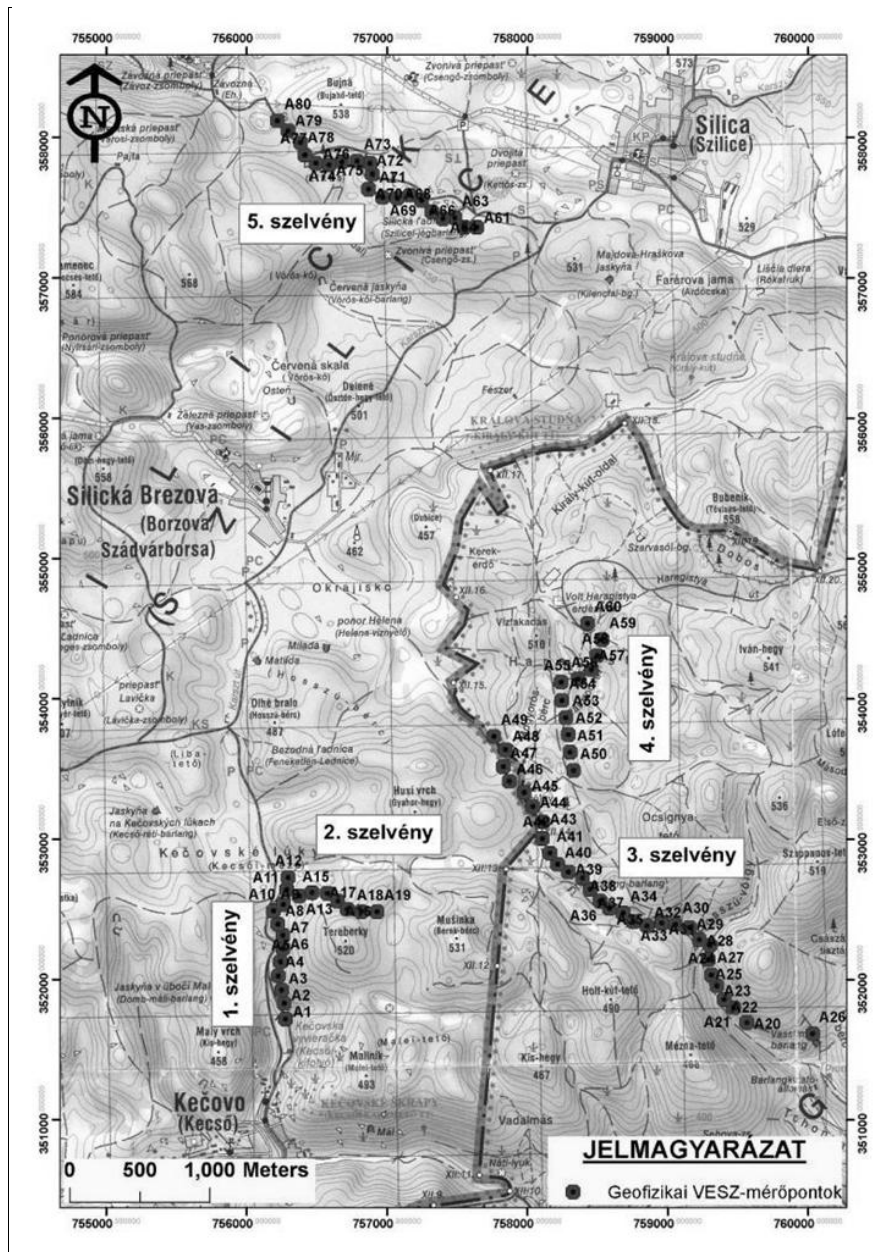
Képződmény	Ellenállás [Ω m]
Agyagos fedőüledék	10-30
Agyagos kőzettörmelék	30-100
Az epikarszt repedezett mészkőképződményei	100-1500
Masszív mészkőképződmények	1500-6000
Feltételezett üreg	10000-20000

A terület vizsgálata során összesen 80, AB 400m-es terítésű VESZ szondázást végeztünk el, melyeknek célja az volt, hogy az RMT méréseket kiegészítve, a vízadó felső triász korú mészkő és dolomit szerkezeti változásait, illetve a fedő (főként pleisztocén) összlet vastagsági viszonyait tisztázzuk. A vizsgálat során összesen 5 szelvény mentén helyeztük el a VESZ szondázásokat.

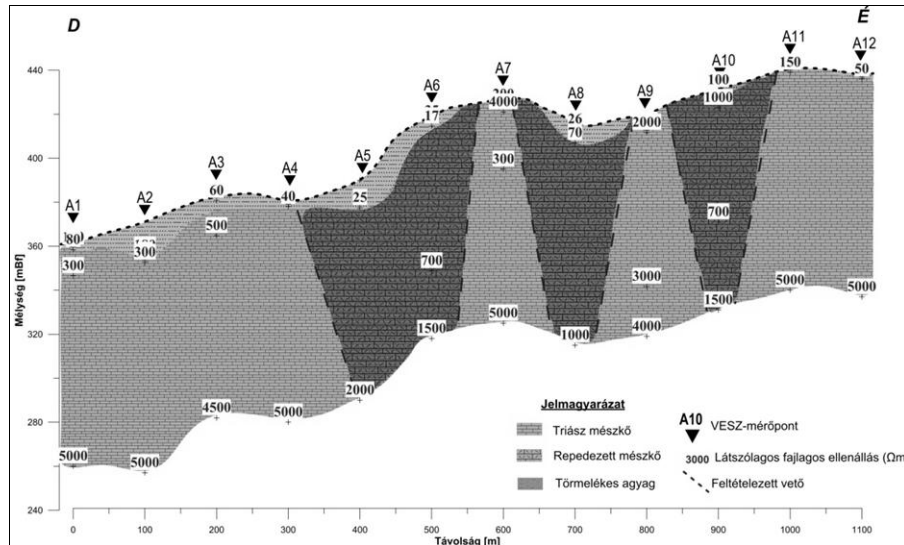
I. sz. szelvény

Az I. számú szelvény – amely 1100 m hosszú – a szlovákiai Kecőtől északra, a Kecői-kifolyó területén húzódik É-D-i irányban a Kecői-mezőig, a Tereberky-csúcs körül. A mérőpontok között a távolság 100 m, a szelvény az A1 ponttól az A12 mérőpontig tart (4. ábra). A rétegsor D-en az A1-es mérőponttól az A6-os mérőpontig egy 0,5-12,5 m vastagságú, 25-100 Ω m fajlagos ellenállással jellemezhető törmelékes agyagréteggel kezdődik,

melynek legnagyobb vastagsága az A5 mérőpontban volt regisztrálható. A törmeléken fedőréteget az északi szelvényrészén csak foltokban észleltük (A8, A12 mérőpontok), itt leginkább a kiemelkedésekkel tagolt karbonátos feké jelenik meg a felszínen.

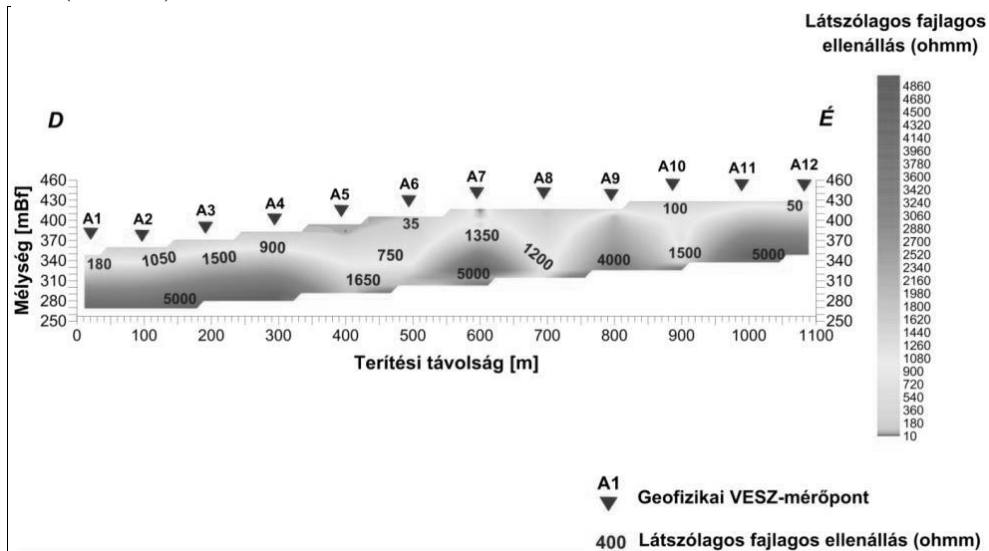


3. ábra. A VES-mérés helyszíneinek áttekintő térképe
Fig. 3: Overview map of the VES test sites



4. ábra: I. számú, É-D-i irányú, VESZ-szondázásokból szerkesztett földtani szelvény
 Fig. 4: I. North-South geological cross-section constructed from VES measurements

A vékony törmelékes réteg alatt jelentkező, kb. 100 méter behatolási mélységig fokozatosan növekedő ellenállásértékek a területre jellemző triász karbonátos összlet megjelenését bizonyítják. A szelvényben a látszólagos fajlagos ellenállás értékek általánosságban 100 Ωm -ról 50 m mélységben 1500-2200 Ωm -re, 100 m mélységben 3000-4000 Ωm értékekre emelkednek (5. ábra).

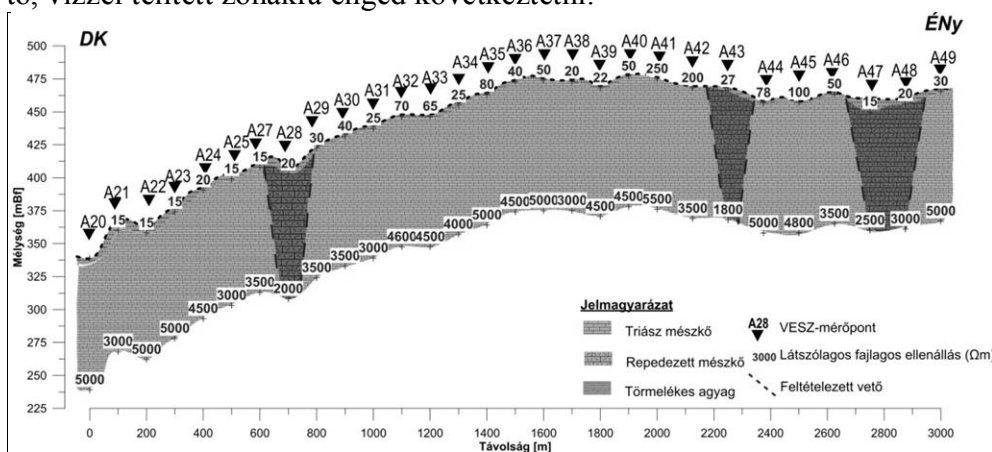


5. ábra: I. számú, É-D-i irányú VESZ-mérésekből szerkesztett elektromos ellenállás szelvény.
 Fig. 5: I. North-South VES cross-section based on electrical resistancemeasurements

Az általános kép alól kivételt képeznek az A5-A6, az A8, illetve az A10 mérőpontban tapasztaltak: e területeken az ellenállásértékek kisebb mértékben emelkednek, 50 méter mélységben 200-900 Ω m, míg 100 méter mélységben 400-1530 Ω m jellemző. Ezek az alacsonyabb ellenállásértékek repedezett, vízzel telített mészkő-összletre utalhatnak, s a masszív karbonátos összletben feltételezett vetőzónák mentén jelentkezhetnek.

II. sz. szelvény

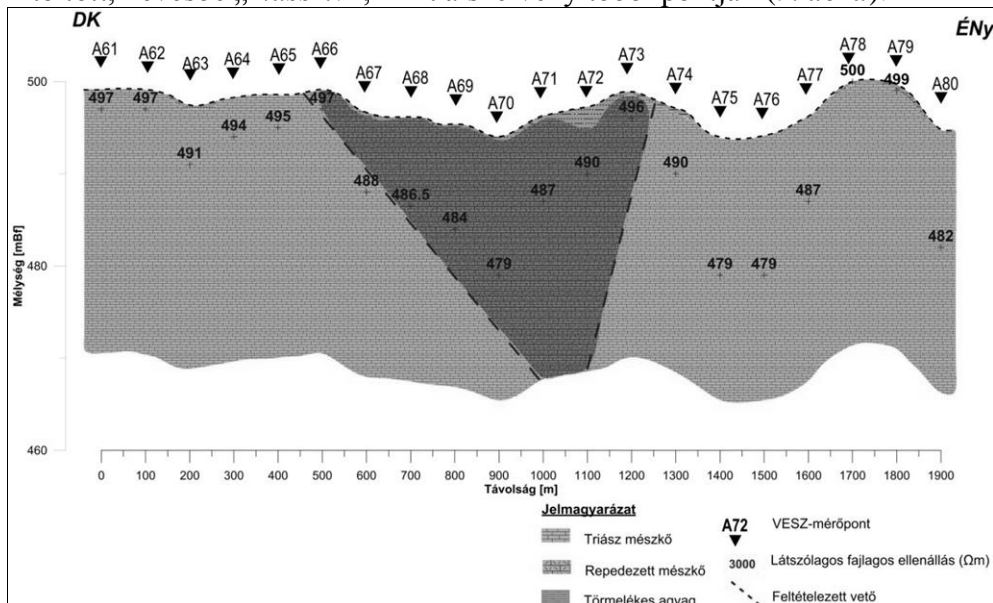
A 3000 m hosszú II. számú szelvény DK-ÉNy-i irányban húzódik az A20 és A49 mérőpontok között, Jósmafőtől ÉNy-ra, átnyúlva a szlovák területre (A46 és A47 mérőpont). A szelvény áthalad a Hosszú-völgyön, s a Musztáng-barlang területén tart ÉNy-i irányban Mogyorós-bérc felé. Az A26-os mérőpontot a Vass Imre barlang fölött jelöltük ki. A mérőpontok között a távolság 100 m. A földtani szelvényben vékony, 1-10 m vastagságú törmelékes agyagréteg jelentkezik 15-20 Ω m (a törmelékesebb részen 30-80 Ω m) látszólagos fajlagos ellenállással, mely szinte az egész szelvényben végigkövethető. Kivétel ez alól a szelvényben legmagasabb térszínen fekvő (469-476 mBf) területrészt – A41 és A42 mérőpontok –, ahol a felső 1-2 méteren magasabb (350-450 Ω m) látszólagos fajlagos ellenállásértéket mérünk (6. ábra). A szelvényben domináns a mélységgel fokozatosan növekvő ellenállású triász korú mészkőösszlet (100-3750 Ω m), melyben a szelvény DK-i részén az A28 mérőpont területén és ÉNy-i részén az A43 és A47-48 mérőpont területén egy alacsonyabb ellenállású mészkőösszlet figyelhető meg (100-1590 Ω m), mely repedezettebb, feltételezett vetőkkel jellemezhető, vízzel telített zónákra enged következtetni.



6. ábra: II. számú, DK-ÉNy irányú, VES-szondázásokból szerkesztett földtani szelvény
Fig. 6:II. Southeast-Northwest geological cross-section constructed from VES measurements

III. sz. szelvény

Az 1900 m szelvényDK-ÉNy-i irányban húzódik az A61 és A80 mérőpontok között a Szilicei-jégbarlang és a Gombaszögi-barlang közötti, sárga jelzésű turistaúton haladva. A mérőpontok között a távolság 100. A szelvény rétegsora az A63 mérőponton, az A67-68 mérőpontok között, az A69-74 és A78-79 mérőpontok között törmelékes agygréteggel indul, melynek ellenállása 30-80 Ω m, vastagsága 1-2,5 m. A szelvény két végén a mélység növekedésével a fajlagos ellenállás értékek is egyre magasabbak, az ÉNy-i részeken 4000-7000 Ω m-es értékeket regisztráltunk kb. 100 m behatolási mélységben. A szelvény középső részén viszont, az A66 és A72 mérőpontok közötti szakaszon, a karbonátos összlet fajlagos ellenállásának a mélységgel való növekedése kevésbé hangsúlyos (400-1750 Ω m). Így feltételezhető, hogy a vetőzóna mellett feltehetőleg a mészkő repedezettebb, vízzel kitöltött, kevésbé „masszív”, mint a szelvény többi pontján (7. ábra).

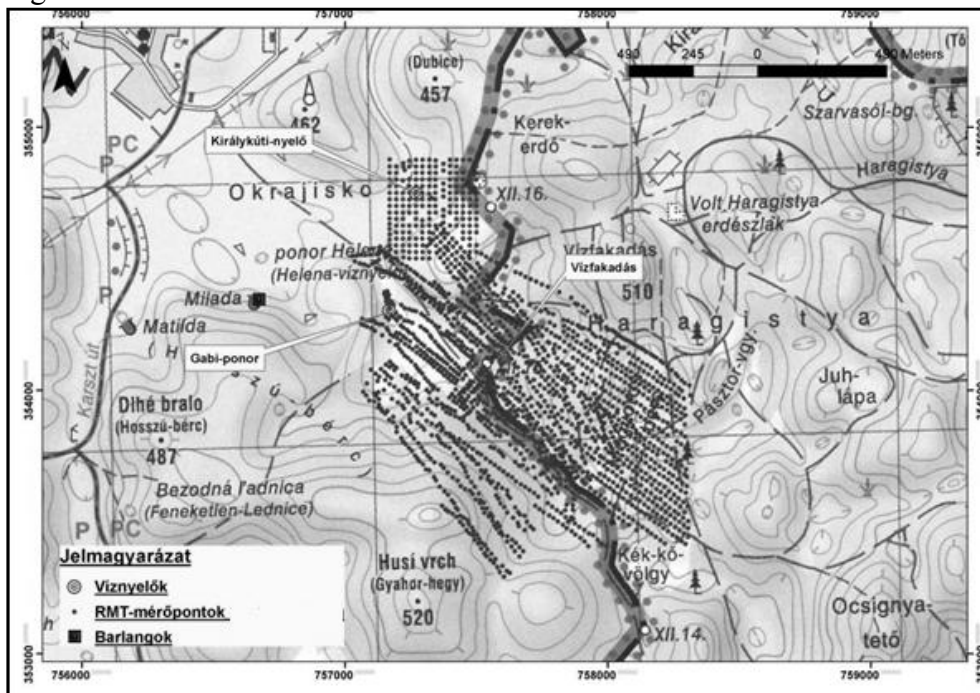


7. ábra: III. számú, DK-ÉNy irányú, VESZ-szondázásból szerkesztett földtani szelvény
Fig. 7.III. Southeast -Northwest geological cross-section constructed from VES measurements

4.2. Az RMT mérések eredményei

A Vass Imre-barlang utánpótlódási területén egy hozzávetőlegesen 2 km² kiterjedésű területen jelen projekt keretein belül 2000 db RMT szondázást végeztünk el (8. ábra). Méréseink elsődleges célja volt minél pontosabban meghatározni a területen fellelhető képződmények repedezettségét, a repe-

dések helyzetét, nagyságát és irányát mind a sekély, mind a nagyobb mélységekben.



8. ábra. Az RMT mérések helye topográfiai térképen
Fig. 8: RMT measurement locations marked on a topographic map

A méréseket minden esetben két irányban, a hozzávetőlegesen K-Ny irányú 207.0, 77.5, 23,4/20,3/21,8 kHz*, valamint az É-D irányú 225.0 és 22.1 kHz frekvenciákon végeztük. A kétirányú mérésekkel a 207.0 és 225.0 frekvencián a felszín közeli rétegek (~10-60 m), a 22,1 és 23,4/20,3/21,8 frekvenciákon a mélyebb rétegek (~200-300, helyenként több, mint 400 m) sérülékenységet vizsgáltuk. A szondázásokhoz a 207.0, 77.5 és 23,4/20,3/21,8 kHz frekvenciák voltak alkalmasak. A méréseket a lehetőségek szerint 20 méterenként igyekeztük egy egyenletes eloszlású rácsháló mentén felvenni, úgy hogy a rácshálózat a legjobban lefedje a prognosztizált védőterületet, illetve annak határait. A mérések kivitelezése során a mérés-helyek jelölésére GPS-t használtunk.

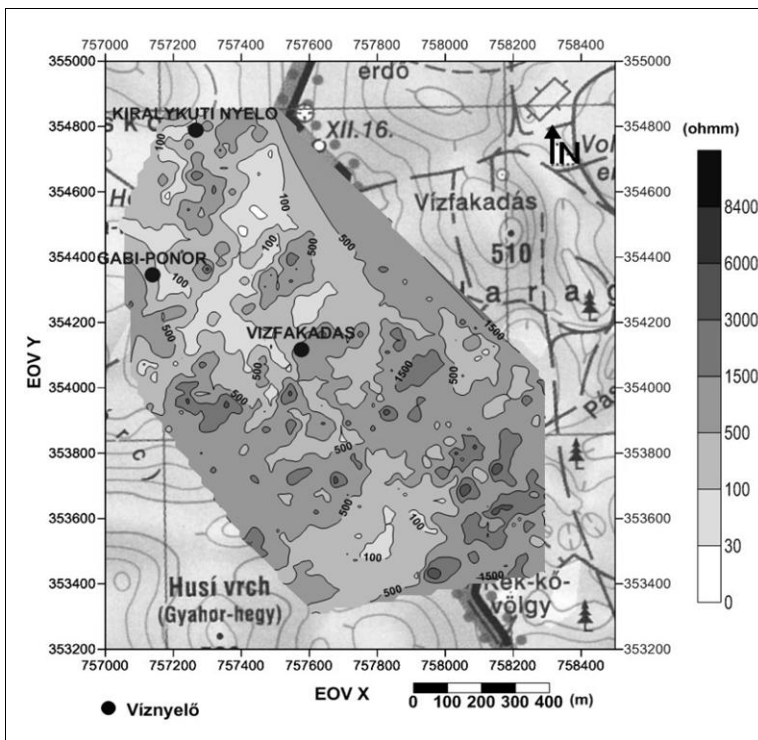
A 9,10. ábrákon jelenítjük meg a 207.0, valamint a 23,4/20,3/21,8 kHz frekvenciákon mért látszólagos ellenállás-eloszlásokat. A térképek jobb oldalán látható különböző árnyalatú skála a látszólagos ellenállás mértékét mutatja. Az eloszlástérképeken jól látható, hogy a kontúrvonalak megközelítőleg azonos lefutásúak mind a sekélyebb, mind a mélyebb régiókat tekintve. A skála sötétebb tónusainak regionálisabb kiterjedése, egyben a látszó-

lagos ellenállás értékek növekedése, a puhább, lazább, mállottabb képződmények fokozatos megszűnését és a keményebb, tömörebb kőzetek megjelenést indikálják. A területen a karsztosodott mészkő kioldódásaiban, vörösgyagyas, meszes mállott képződmények halmozódtak fel, az intenzív csapadékhullás és az erózió során a fennsíkot viszonylag egyenletes üledék borítja.

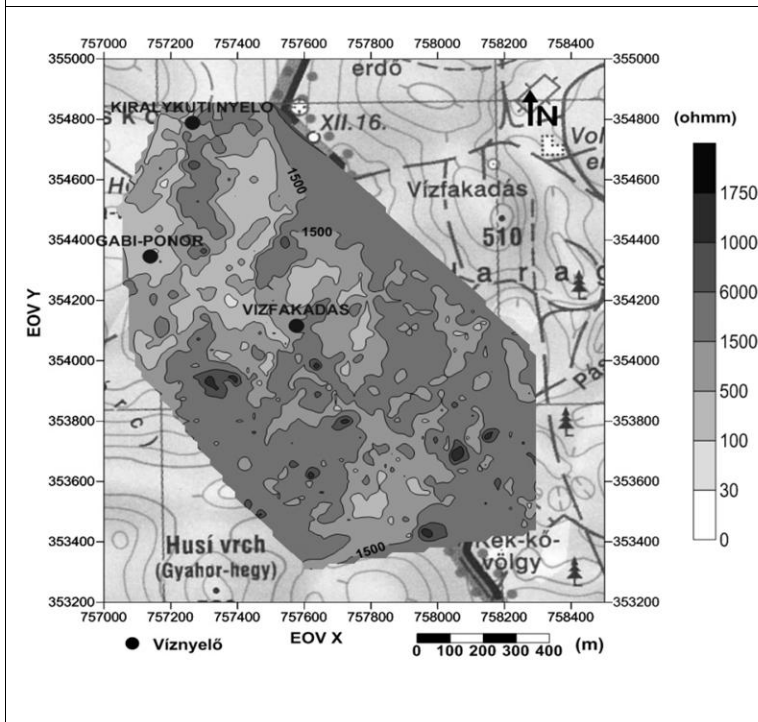
A 207,0 kHz frekvencián mért látszólagos ellenállások elsősorban a felszínhez közeli agyagos, mállott képződményeket ábrázolják. Ezt a zöld és sárga színárnyalatok regionálisabb kiterjedése jelzi. Itt a behatolási mélység a látszólagos ellenállás nagyságától függően pár métertől 60-70 m-ig terjed.

A kb. 160-450 m mélyre lehatoló 23,4/20,3/21,8 kHz-en már az igen magas látszólagos ellenállású (akár 10000 – 18000 Ω m) értékek az ábrákon feltüntetett víznyelőkkel délre vizsgált terület egészére és a víznyelők által közrezárt terület DNY-ÉK irányú részén válnak meghatározóvá, mely a nagy vastagságú tömör karbonátos képződmények jelenlétét mutatja. Itt az alacsonyabb látszólagos ellenállású képződmények a víznyelők által közrefogott fennsíkon jelennek meg, ami a karbonátos rétegek illetve a mállási front mélyebb helyzetére, az üledék nagyobb vastagságára enged következtetni.

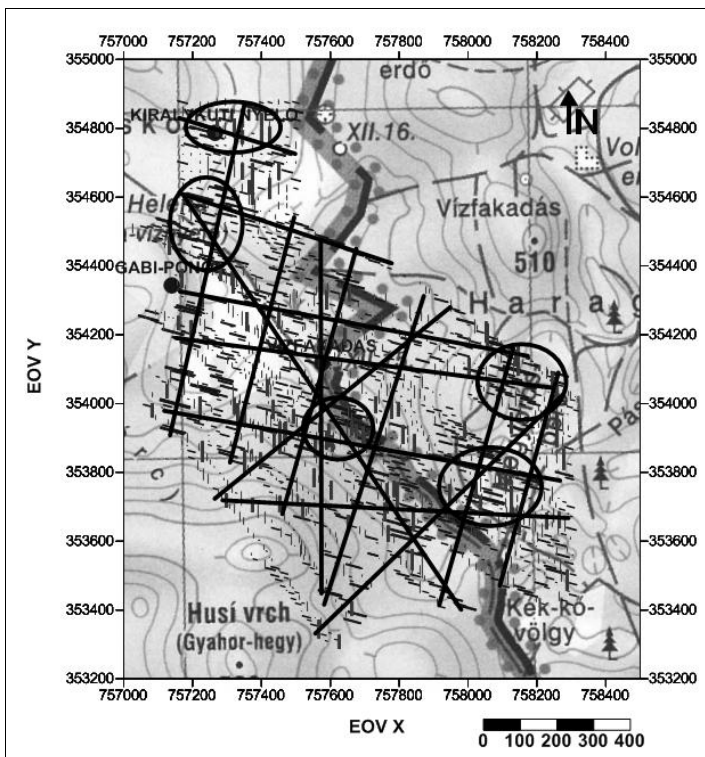
A 11. ábrán a 207.0 és 225.0 kHz frekvenciákon, a 12. ábrán a 23,4/20,3/21,8 kHz és 22.1 kHz frekvenciákon mért fáziskülönbség intenzitását és irányát mutatjuk be vektoros formában ábrázolva, kiegészítve a mérések alapján vélt fő törésrendszerekkel, egybefüggő járatrendszerekkel jellemezhető területekkel.



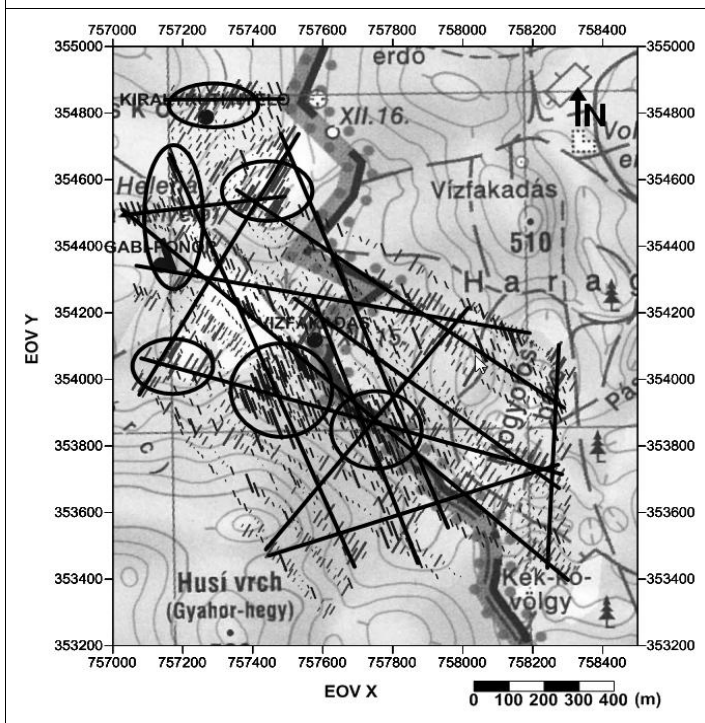
9. ábra: 207.0 frekvencián mért látszólagos ellenállás eloszlás (Ω_m)
 Figure 9: Apparent resistivity (Ω_m) distribution at frequency 207.0



10. ábra: 23,4/20,3/21,8 frekvencián mért látszólagos ellenállás eloszlás (Ω_m)
 Figure 10: Apparent resistivity (Ω_m) distribution at frequency 23.4/20.3/21.8



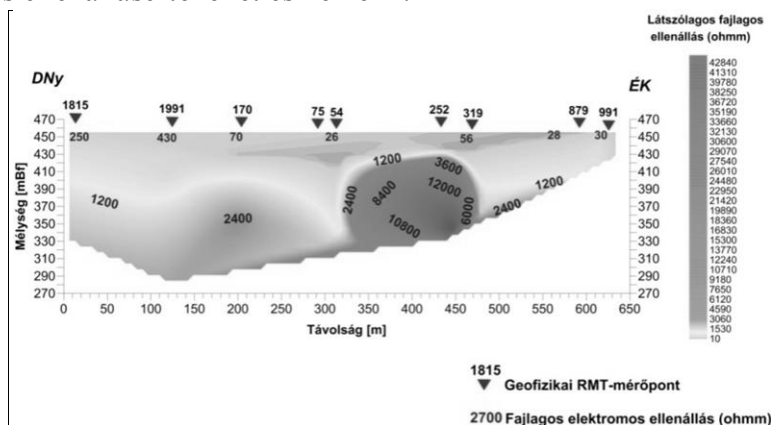
11. ábra: Kis mélységben mért repedezettség irányok és intenzitásuk a mérések alapján vélt fő törésszisztemekkel
 Fig. 11: Shallow measurements of fracture direction and intensity based on the main-fracturesystems



12. ábra: Mélyebben elhelyezkedő rétegekben mért repedezettség irányok és intenzitásuk, valamint a mérések alapján vélt fő törésszisztemek
 Fig. 12: Measurements of deeper fracture direction and intensity based on the main-fracturesystems

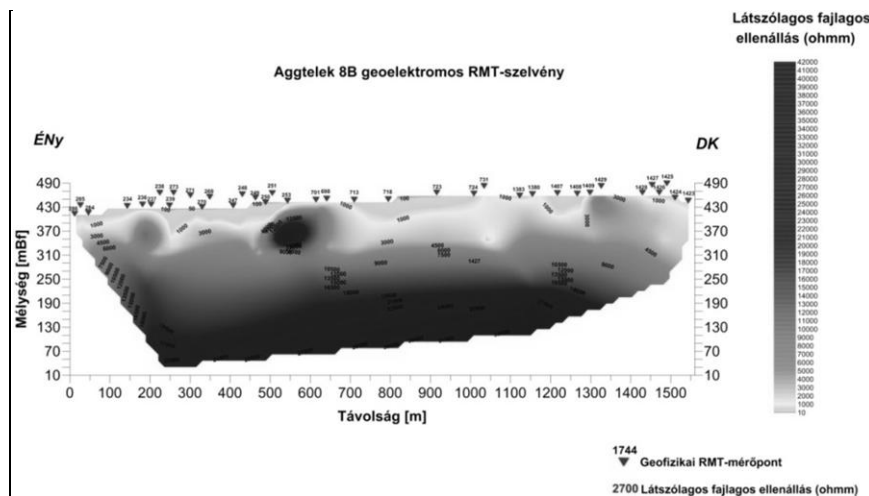
A frekvenciaszondázáshoz három olyan adóra volt szükségünk, amelyek az RMT által használt frekvenciatartományon belül alacsony, közepes és magas frekvencián sugároznak, valamint közel azonos irányba esnek. A mérési eredményekből a három frekvenciatartományra vonatkozó (K-Ny-i adók) ellenállástérképek és a rácsháló alapján felvett mérési pontok szerint 28 db DNy-ÉK irányú ellenállásszelvényt, ezekre merőlegesen 16 db ÉNy-DK irányú ellenállásszelvényt szerkesztettünk.

Általánosságban a frekvenciaszondázás eredményeként megállapítható, hogy az agyagos fedőréteg vastagsága a vizsgált területen átlagosan kisebb 20-30 cm-nél, a mélyebb felszíni kioldódások esetében hozzávetőlegesen 1 m, átlagos látszólagos fajlagos ellenállásértéke 10-30 Ω m. A 20-30 m mélységig található ún. epikarszt átlagos látszólagos fajlagos ellenállásértéke 100-1500 Ω m, míg az alatta települő endokarszt 1500-8000 Ω m átlagos ellenállással jellemezhető. A szondázás pontosította a kétirányú mérés által kirajzolt földtani képet, igazolódott feltételezett törésrendszer és felszínalatti járatrendszerek jelenléte. A 14A geoelektromos RMT szelvényben, az 54-es és 319-es mérőpont között, a felszíntől 20-30 m mélységben megjelenő magas látszólagos fajlagos ellenállásértékek (8-12000 Ω m) a mészkőösszetételben üreg (levegő) jelenlétét igazolják (13. ábra). Amennyiben ezek a repedezett zónák agyagos törmelékkel lennének kitöltve, úgy alacsonyabb látszólagos fajlagos ellenállásértékeket észlelnénk.



13. ábra: A 14A geoelektromos RMT szelvény
Fig. 13: RMT geoelectrical cross-section 14A

A fent említett feltételezett üregrendszernek a meglétét szintén igazolja a 14A szelvényre merőleges 8B jelű ellenállás szelvény (14. ábra).



14. ábra: A 8B geoelektromos RMT szelvény
 Fig. 14: RMT geoelectrical cross-section 8B

A szelvényben a 253 és a 701 mérőpont közötti területen a felszíntől 30 méter mélységben magasabb, mint 10 000 Ωm látszólagos fajlagos ellenállásérték jellemző, mely 90-100 méter mélységben 40 000 Ωm fölé is emelkedett. Ezek a kiugróan és a szokatlanul a felszínközeli magas ellenállásértékek üregrendszerek jelenlétét feltételezik ezen a területen.

5. Összefoglalás

A vizsgált területen 2000 radio-magnetotellurika (RMT) mérést és 80 vertikális elektromos szondázást (VESZ, AB 400) végeztünk oly módon, hogy egyes szelvények (VESZ III. és V. szelvény) átnyúlnak szlovákiai terület-részre is. A méréseket 2013 novemberében hajtottuk végre.

Az adatok kiértékelése során a VESZ-mérések eredményeiből 5 földtani és geoelektromos szelvény, az RMT-mérések feldolgozásából 45 geoelektromos szelvény, 3 ellenállás-eloszlási és 2 sérülékenységi térkép született. A VESZ-mérésekből szerkesztett földtani és geoelektromos szelvényeken meghatároztuk a területre jellemző triász mészkő fedőrétegének (feltalaj, illetve törmelékes agyag) ellenállás (10-100 Ωm)- és vastagságvizszonyait (0,5-12,5 m), feltételezett vetőzónák mellett elkülönítettünk a tömör mészkőösszletnél (1500-10000 Ωm) alacsonyabb látszólagos fajlagos ellenállással jellemezhető (100-1500 Ωm) repedezett zónákat.

A hozzávetőlegesen 2 km^2 kiterjedésű területen végzett két irányú RMT-mérések kiértékelése alapján, a különböző frekvenciákra szerkesztett látszólagos fajlagos ellenállás-eloszlási térképeken pontosítottuk a terület

sérülékenységi viszonyait, kontúroztuk a fontosabb tektonikai vonalak jelenlétét, illetve a különböző irányokban mért mérésekből adódó fáziskülönbségek grafikus ábrázolásával meghatároztuk a fontosabb repedezettségi irányokat. A méréseket a hozzávetőlegesen a K-Ny irányú 207.0, 77.5, 23,4/20,3/21,8 kHz*, valamint az É-D irányú 225.0 és 22.1 kHz frekvenciákon végeztük. A kétirányú mérésekkel a 207.0 és 225.0 frekvencián a felszín közeli rétegek (~10-60 m), a 22,1 és 23,4/20,3/21,8 frekvenciákon a mélyebb rétegek (~200-300, helyenként több, mint 400 m) sérülékenységét vizsgáltuk.

Másodlagos célként tűztük ki a területre jellemző földtani rétegsor feltérképezését, melyhez a 207.0, 77.5 és 23,4/20,3/21,8 kHz frekvenciákon mértünk. Sikeresült kimutatni, hogy a területen lévő víznyelők (Királykúti nyelő, Gabi-ponor, Vízfakadás) környezetében a mészkő rendkívüli módon töredezett, a Vízfakadás-víznyelő térségében összefüggő felszínalatti járatok kialakulása is feltételezhető. Elmondható, hogy a főbb vízáramlási irányok a területtől DK-ÉNy, illetve ÉK-DNy irányba húzódnak. A kapott eredmények összhangban állnak a szerkesztett geoelektromos szelvényekkel, melyek alátámasztották a fontosabb vetőzónák meglétét, s megerősítették a vetőrendszerek mellett feltételezett üregek jelenlétét. Segítségükkel meghatároztuk az egyes szelvényekre jellemző fedőréteg vastagságát, elkülöníthetővé vált a területre jellemző másodlagos permeabilitású, agyagos kitöltéssel jellemezhető epikarszt és a tömörebb szerkezetű endokarszt.

IRODALOM

BOSCH, F. (2002): Shallow depth karst structure imaging with the Very Low Frequency -Electromagnetics GRADIENT method (VLF-EM GRAD): A new geophysical contribution to aquifer protection strategies compared with other near surface mapping geophysics - Doctoral dissertation, University of Neuchâtel. 131p.

ERDÉLYI, M. – GÁLFI, J. (1988): Subsurface and surface mapping in hydrogeology. – John Wiley and Sons, Akadémiai Kiadó, Budapest, 116 p.

LESS GY. – KOVÁCS S. – SZENTPÉTERY I. – GRILL J. – RÓTH L. – GYURICZA GY. – SÁSDI L. – PIROS O. – RÉTI ZS. – ELSHOLTZ L. – ÁRKAI P. – NAGY E. – BORKA ZS. – HARNOS J. – ZELENKA T. (2006): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana. – *SZENTPÉTERY I. - LESS GY.* (szerk.) Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

- MUSSETT, A. E. – KHAN, M. A.* (2000): Looking into the Earth – An Introduction to Geological Geophysics. Cambridge (Cambridge University Press). 201 p.
- MÜLLER, I.* (1998): Kísérleti elektromágneses mérések a mecseki karszton – Neuchateli Egyetem Hidrológiai központja/Neuchatel, MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet/Sopron.
- SANDBERG, S. K.* (1993): Examples of resolution improvement in geoelectrical soundings applied to groundwater investigations – Geophys. Prosp., 41, pp. 207-227.
- STIEFELHAGELN, W.* (1998): Radio Frequency Elektromagnetics (RF-EM): Kontinuierliche messendes Breitband-VLF, erweitert auf hydrogeologische Problemstellungen – Egyetemi doktori disszertáció, Nat. Fakt. der Univ., Neuchâtel.
- THIERRIN, J. – MÜLLER, I.* (1988): La Méthode VLF-Résistivité multifréquence, un exemple d'exploration hydrogéologique dans un synclinal crétacé à la Brévine (Jura neuchâtelois) – Quatrième colloque d'hydrologie en pays calcaire. Besançon, 1988, In: Ann. sci. Univ. Besançon, mém. hors série No. 6, pp. 17-25.
- TURBERG, P. – MÜLLER, I. – FLURY, F.* (1994): Hydrogeological investigation of porous environments by radio magnetotelluric resistivity (RMT-R 12-240 kHz) – Journal of Applied Geophysics 31, pp. 133–143.
- VERESS, M.* (2008): Adalékok az Aggteleki-fennsík völgyeinek fejlődéséhez – Karszt és Barlang I– II. pp. 3–12.
- VERESS, M.* (2009): Investigation of covered karst form development using geophysical measurements – Zeits. f. Geomorph. 53.4. pp. 469–486.
- VERESS, M.* (2014): Az Aggteleki-karszt karsztos zónái – ANP füzetek XI. pp. 27–43.

VÁLYÚRENDSZEREK FEJLŐDÉSE

THE DEVELOPMENT OF RINNENKARREN SYSTEMS

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

Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi Kar
Földrajz és Környezettudományi Intézet
Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4., vmarton@ttk.nyme.hu

Abstract: In this study the development of rinnenkarren systems is analysed. During the field studies 36 rinnenkarren systems were investigated. The width and depth were measured at every 10 cm on the channels and shape (i.e. the width-depth ratio) was calculated to these places. Artificial water flow was performed on artificial rinnenkarren system. A relation was looked for between the density of tributary channels and the average shape of the main channel (1), between the distance of tributary channels from each other and the shape of a given place of the main channel (2), as well as between the specific total length of tributary channels and the average shape of the main channel calculated to its lower one meter long segment (3). It can be stated that the average shape of the main channel calculated to its total length depends on the density of the tributary channels (1), while the average shape of its lower one meter long segment depends on the specific total length of the tributary channels (3). At any place of the main channel, the calculated shape depends on the distance between this place and the nearest tributary channel (2). The main channel shape is smaller if little water flows on the floor for a long time because of the small density of the tributary channels, the great specific total length or the great distance between the tributary channels. In this case the channel deepens, but it does not widen. The change of the channel shape (and that of the width) depends on when the tributary channel developed as compared to the main channel (the rivulet of the main channel compared to the rivulet of the tributary channel). The width of the main channel can increase or decrease towards its lower end. In case of a simultaneous development of the main and tributary channels, their rivulets are of the same age. In this case, the rivulet of the main channel and thus, the main channel also widen at the rivulets of the tributary channels, while both the main rivulet and (by this) the main channel become narrower below this place since the distance of water supply increased. If the rivulets of the tributary channels develop after the development of the main channel, the main channel does not widen at its upper end. Since the main rivulet widens downwards, the developing main channel becomes wider in this direction. The main channel maintains this characteristic feature during its growth.

Bevezetés

A tanulmányban a vályúrendszerek fővályúinak alakját (az alakot a vályú szélességének és mélységének a hányadosa adja) vizsgáltuk a célból, hogy a fővályúk növekedését és a vályúrendszereknek a fejlődési módját megismerjük.

A vályúk (rinnenkarrok) kialakulása és fejlődésének vizsgálata azért fontos, mert e karrok a magashegységi karsztok csupasz lejtőinek uralkodó karrformái. Így az Alpok törpefenyőövében az összes fajlagos szélesség (ez megadja a lejtő 1 m-én a különböző karrformáknak, vagy valamely

karrformának az összegzett szélességét) 67%-át, míg a növénytelen övben 54%-át a vályúk képezik (VERESS 2009). Jelentőségük miatt számos kutató vizsgálta e karrformákat (ECKERT 1898, WAGNER 1950, SWEETING 1955, HASERODT 1965, LOUIS 1968, BÖGLI 1976, JENNINGS 1985, GLADYSZ 1987, WHITE 1988, HUTCHINSON 1996).

A vályúk (rinnenkarrok) lejtésirányú, zárt csatornák, amelyek keresztmetszete U, V és kiöblösödő lehet (ECKERT 1898, WAGNER 1950, SWEETING 1955). Szélességük és mélységük legfeljebb néhány dm, míg hosszuk a néhányszor 10 m-t is elérheti. Típusaikat és morfológiai jellemzőiket több munkában is összefoglaltuk (VERESS 2009, VERESS 2010). A vályúk morfológiája igen változatos. Így talpukon madáritatók, kürtök és medencék, kiszélesedő részek fordulhatnak elő, vagy a talp lépcsősen feltagolt lehet (GLADYSZ 1987, CROWTHER 1997, VERESS 2009, 2010, VERESS et al. 2013). A vályúknak különböző típusait különítik el: kerekkarrt (BÖGLI 1976), Horton-típusú csatornákat (FORD – WILLIAMS 1989, 2007), túlfolyási csatornákat (BÖGLI 1976, FORD – WILLIAMS 2007), valamint I., II. és III. típusú vályúkat (VERESS 2009). A kerekkarrok vályúit lekerekített háta választják el egymástól. A Horton típusú csatornák összetett rendszerek (e tanulmányban e képződményeket vályúrendszereknek nevezzük). Az I., II., III. típusú vályúk különböző méretűek (az I. típusú vályúk mélysége és szélessége néhány dm, a III. típusúaké néhány cm, a II. típusúak mérete az I. és III. típusúak közé esik.) E típusok vályúi egymásban is kifejlődhetnek. Ezek az összetett vályúk (VERESS 2009). A vizsgálatok megmutatták (VERESS 2010, KOZMA – MITRE 2012, VERESS et al. 2015), hogy a vályúk alakjuk és kialakulásuk szerint két csoportra különíthetők: a nagyobb méretű, meredek oldalú (U alakú), nagy vízgyűjtő területű és nagy fajlagos vízgyűjtő B típusú vályúkra és a kisebb méretű, lankásabb oldalú (V alakú), kis vízgyűjtő területű és kicsi fajlagos vízgyűjtő A típusú vályúkra. A vályúk (különösen a fővályúk) alsó részükön meanderkarrokká formálódhatnak (VERESS 2010). A karrmeanderek aszimmetrikus keresztmetszetű vályúk, amelyek lehetnek hurok-, roncs-, megszűnő-, és kifejlődő meanderek (VERESS – TÓTH 2004). A meanderkarrok a nagyobb (I. típusú) vályúk talpán is létrejöhetnek (VERESS – TÓTH 2004).

A vályúk vízágak alatt alakulnak ki (BÖGLI 1960, TRUDGILL 1985, FORD – WILLIAMS 1989). A vízágak csapadékvízből, hófolt vízből, vagy madáritató túlfolyó vízből táplálóznak. Vízágak csak csapadékos időszakban fordulnak elő a vályúkban (aktív időszak). Az év nagyobb részén a talpuk teljesen víztelen (nem aktív időszak).

A vályúk gyakran vályúrendszereket alkotnak. A vályúrendszerek nagyméretű (gyakran 30-50 m hosszúságot) is elérő fővályúból, valamint ezekhez csatlakozó A és B típusú mellékvályúból épülnek fel. A B típusú mellékvályúk is összetettek lehetnek. Ilyenkor a mellékvályúknak kisebb B típusú, valamint A típusú mellékvályúik lehetnek.

A fővályúk vályúalakja, amely kifejezi, hogy adott vályúmélységhez mekkora szélesség tartozik, ritkán egyforma annak különböző részein. A fővályú egyes részein a szélesség lokálisan megnő, kiszélesedések alakulnak ki. A lokális kiszélesedések azért jönnek létre, mert a mellékvályúból beáramló víz örvénylést idéz elő, amely az oldódás lokális megnövekedését okozza (VERESS et al. 2013). A lokális kiszélesedésektől függetlenül gyakori, hogy a vályúk a felső végétől az alsó végük felé nagyobb mértékben szélesednek, mint mélyülnek. Gyakori ennek fordítottja is: a vályúk alsó végük felé nagyobb mértékben mélyülnek, mint szélesednek. Előfordul, hogy alsó részükön nem csak relatíven (a mélységükhöz képest), hanem ténylegesen is lecsökken a szélességük. A csökkenés mindig bekövetkezik túlfolyási vályúknál (1. kép), de előfordul a vályúrendszerek fővályúinak alsó részein is (2. kép).



1. kép: Lefelé elkeskenyedő és csökkenő keresztmetszetű túlfolyási vályúk (Totes Gebirge)

Picture 1: Decantation channels which become narrower and have a smaller cross-section downwards (Totes Gebirge)



2. kép: Vályúrendszer alsó részén elkeskenyedő fővályúja (Totes Gebirge)
 Jelmagyarázat: 1. szűk, alsó fővályú szakasz, 2. szélesebb fővályú szakasz.

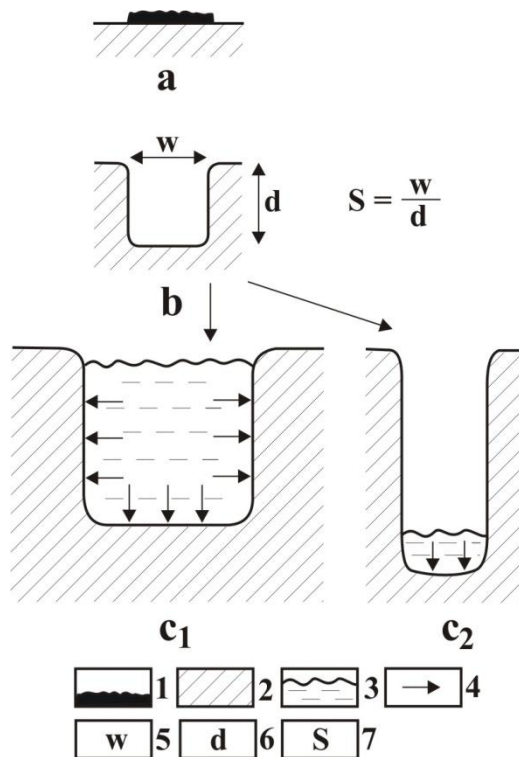
Picture 2: The main channel of the rinnenkarren system which becomes narrower on its lower part (Totes Gebirge)

Legend: 1. narrow, lower main channel section, 2. wider section of the main channels

A geomorfológiai modell

A vályú alakot, a biogén eredetű lokális hatásoktól eltekintve (amely adott helyen a vályú szélességének és mélységének a hányadosa), a vályúban áramló oldóképes víz (a vízág vize) alakítja. Ha a vályúban tartósan sok víz (a vályú vízzel kitöltött, amit a továbbiakban nagy vízhozamoknak nevezünk) áramlik és az oldóképes, a vályúfal és a vályútalp is oldódik, tehát szélesedik és mélyül is (1c1. ábra). A vályú keresztmetszete úgy nő, hogy a szélesség és mélység aránya csak kis mértékben változik. Ha a vályúban tartósan kevés víz áramlik (a víz a vályú talpát éppen elborítja,

amit a továbbiakban kis vízhozamnak nevezünk), úgy oldódás csak a vályú talpon történik. A vályú nem szélesedik, csak mélyül (1c₂. ábra).



1. ábra: A vályú alak és fejlődésének modellje

Jelmagyarázat: 1. vízág a felszínen, 2. kőzet, 3. vízág a vályúban, 4. oldás helye, 5. vályú szélessége, 6. vályú mélysége, 7. vályú alakja, a. vízág, b. vályú létrejötte, c₁. nagy vályú alak (oldódás a vályú falakon is történik), c₂. kicsi vályúalak (oldódás csak a vályú talpon történik)

Fig. 1: Model of the channel shape and its development

Legend: 1. rivulet on the surface, 2. rock, 3. rivulet in the channel, 4. place of dissolution, 5. width of the channel, 6. the depth of the channel, 7. shape of the channel, a. rivulet, b. development of the channel, c₁. large channel shape (there is dissolution on the channel walls too), c₂. small channel shape (there is dissolution on the channel floor only)

Egy fővályúban a nagy vízhozam és kis vízhozam időtartamának a hossza változik. A kétféle vízhozam időtartamának az aránya megszabja a vályú alakját, vagyis a szélesség és mélység arányát. Minél hosszabb a nagy vízhozam időtartama adott helyen a kicsihez képest, annál szélesebb és annál nagyobb keresztmetszetű vályú alakul ki. Minél rövidebb időtartamú a nagy vízhozam, annál kisebb szélességű és nagyobb keresztmetszetű (a mélyülés miatt a keresztmetszet nő) vályú alakul ki.

Előző esetben a vályú alak nagy, vagy növekvő tendenciájú, utóbbi esetben kicsi, vagy csökkenő tendenciájú a vályúfejlődés során. Miután a nagy és

kis vízhozamok között átmeneti vízhozamok is előfordulnak, a vályú oldalak nem feltétlenül oldódnak egyformán (VERESS 2009). Valóban megfigyelhető, hogy vannak a peremük felé kiszélesedő (V keresztmetszetű), ill. lefelé kiöblösödő vályúk. Ezen keresztmetszetek kialakulásának értelmezésével nem foglalkozunk a tanulmányban.

A potenciális vályúalak változás függ a keresztmetszet nagyságától is. Nagyobb keresztmetszetenél nagyobb vízhozam csökkenés (változás) okozhat talpi oldódást, tehát alakváltozást. Ennek oka, hogy nagyobb keresztmetszet esetén ugyanannyi víz a vályút kevésbé tölti ki. Míg kisebb keresztmetszetenél kisebb vízhozam változásnál is bekövetkezhet talpi oldódás, tehát alakváltozás.

Módszer

- Az egyik totes gebirge-i mintaterületen, amely a Taplitz alm közeli Tragl csúcs alatti gleccservölgy, 36 vályúrendszert térképeztünk fel. Ebből a különböző feldolgozásokba változó számban (25-30 db között) vontunk be vályúrendszereket. Egyes esetekben egy-egy vályúrendszernek az összetettebb rendszert alkotó mellékvályúját külön is vizsgáltuk (ezáltal az adott feldolgozások során a 30 db-ot meghaladta az esetszám). A vizsgált vályúknak mértük a szélességét és a mélységét 10 cm-ként.

- A vályúknak 10 cm-ként számítottuk az alakját (S) az alábbi módon (1.b. ábra):

$$S = \frac{w}{d}$$

ahol w a szélesség,
 d a mélység.

- Számítottuk a vályúknak 10 cm-ként a vályú keresztmetszet területét (A) U keresztmetszet esetén is az alábbi módon:

$$A = w \cdot d$$

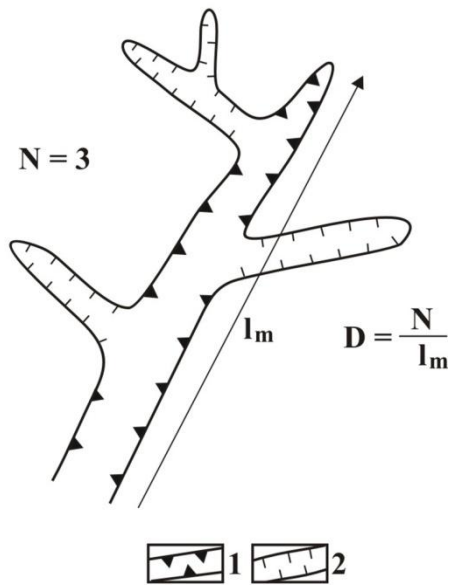
Míg V keresztmetszet esetén az alábbi módon:

$$A = \frac{1}{2} \cdot w \cdot d$$

- Számítottuk a vályúrendszerek mellékvályúinak a sűrűségét (D) a következőképpen (2. ábra):

$$D = \frac{N}{l_m}$$

ahol N a mellékvályú darabszám,
 l_m a fővályú hossz.

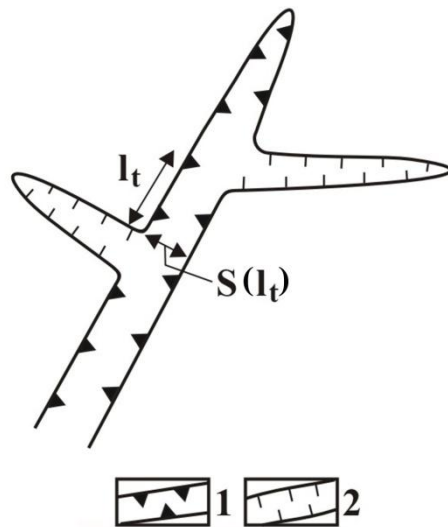


2. ábra: A mellékvályúk sűrűségének a számítása

Jelmagyarázat: 1. fővályú, 2. mellékvályú, N a mellékvályúk darabszáma, l_m a fővályú hossza

Fig. 2: The calculation of the density of tributary channels

Legend: 1. main channel, 2. tributary channel, N is the number of tributary channels, l_m is the length of the main channel



3. ábra: Mellékvályúk távolsága és a fővályú alakjának a mérési helye

Jelmagyarázat: 1. fővályú, 2. mellékvályú, l_t a két mellékvályú közti távolság, az $S(l_t)$ az a hely, ahol a fővályú alakját figyelembe vettük

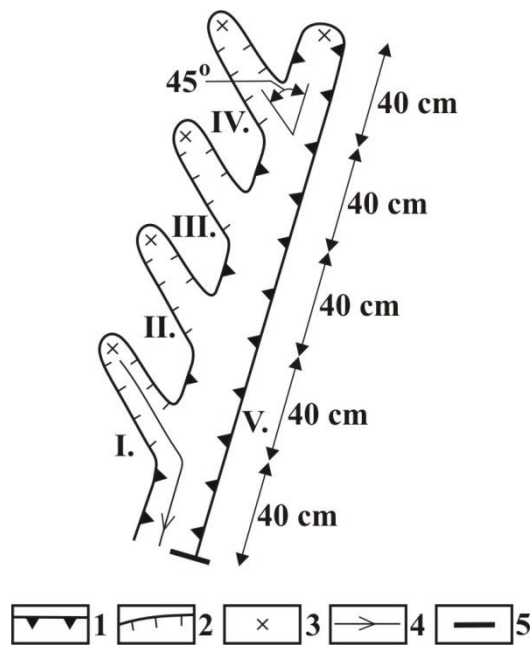
Fig. 3: The distance of tributary channels from each other and the place of measurement of the shape of the main channel

Legend: 1. main channel, 2. tributary channel, l_t the distance between two tributary channels, $S(l_t)$ is the place where the shape of the main channel was taken into account

- Függvénykapcsolatot kerestünk a fővályú átlagos alakja (S_0), amelyet a teljes hossza 10 cm-ként számított alakok átlagából képeztünk és a mellékvályúk sűrűsége között.
- Függvénykapcsolatot kerestünk a két mellékvályú távolsága (l_t), valamint a fővályú azon helyének [$S(l_t)$] alakja (S) között, amely az alsóbb helyzetű mellékvályúnak közvetlenül a becsatlakozási helye felett van (3. ábra).
- Függvénykapcsolatot kerestünk a fővályú 1 m-es hosszához tartozó mellékvályú összhosszúság, amit a továbbiakban fajlagos mellékvályú összhosszúságnak nevezünk (t_s) és a fővályú alsó 1 méteres szakaszára számított átlagos alakja között (S_{fa}). A fajlagos mellékvályú összhosszúságot az alábbi módon számítottuk.

$$t_s = \frac{\sum l_t}{l_m},$$

ahol: $\sum l_t$ a mellékvályúk összegzett hossza,
 l_m a fővályú hossza.



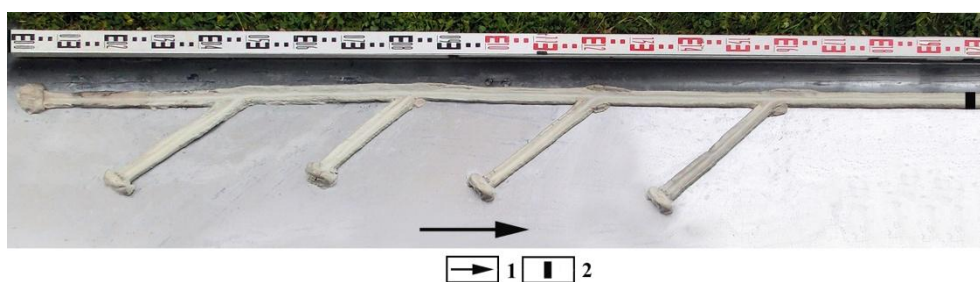
4. ábra: A laboratóriumi kísérlet vályúrendszerének elvi ábrája

Jelmagyarázat: 1. fővályú, 2. mellékvályú, 3. vízbepótlási hely, 4. vízáramlás, 5. átfolyási idő mérésének a helye, I-IV. mellékvályú, V. fővályú

Fig 4: The theoretical figure of the rinnenkarren system of the laboratory experiment

Legend: 1. main channel, 2. tributary channel, 3. place of water supply, 4. water flow, 5. place of measurement of the transit time, I-IV. tributary channels, V. main channel

- Megadtuk az alsó részükön elkeskenyedő fővályúk mellékvályú darabszámát azok felső és alsó részén. Felső résznek tekintettük azt a szakaszt, amely magába foglalta a legnagyobb mellékvályú sűrűségű szakaszt és a kiszélesedő részt is. Alsó résznek azt a szakaszt, ahol a fővályú átlagos szélessége kisebb volt, mint a fővályú nagyobb sűrűségű részének az átlagos szélesség értéke. Megállapítottuk az alsó részén elkeskenyedő fővályúk szélességeinek a változását. Ehhez a fővályú alsó részének átlagos szélességéből kivontuk a kiszélesedő szakasz átlagos szélességét.



3.kép: A laboratóriumban kialakított vályúrendszer
 Jelmagyarázat: 1. tálca dőlésiránya 2. mérési hely
 Picture 3: Rinnenkarren system created in laboratory
 Legend: 1. dip direction of the tray 2. place of measurement

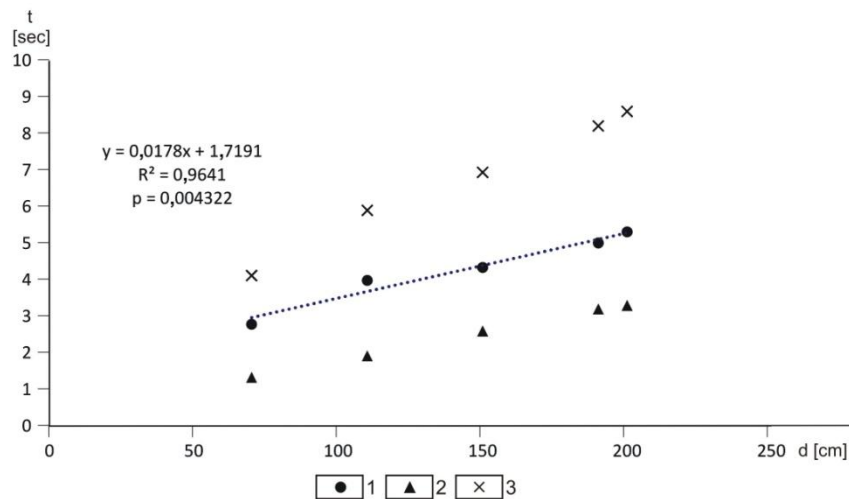
- Laboratóriumban vályúrendszereket hoztunk létre egy 15 °-os dőlésű lejtőn gyurmából (4. ábra, 3. kép). A fővályúk mélysége 0,7 cm, szélessége 0,5-1 cm, a mellékvályúk mélysége 0,5 cm, szélessége 1 cm volt. A fővályú hossza 200 cm, a mellékvályúké 30 cm volt. A mellékvályúk száma 4 db, ezek közti távolság 40 cm, a fővályúba a becsatlakozás szöge 45° volt. A vályúkba külön-külön 1,7 cm³ vizet engedtünk pipettából szabadeséssel és mértük a fővályú elvégződésénél a beengedett víznek az átfolyási idejét (ez a tényleges átfolyási idő) úgy, hogy a vízáramlási időpont kezdetének és végének a különbségét vettük. Először csak egyetlen vályúba engedtünk vizet (1. kísérletsorozat). Ezt követően egyidejűleg 2 db (2. kísérletsorozat), majd 3 db (3. kísérletsorozat), azután 4 db vályúba (4. kísérletsorozat) engedtünk vizet. Végül egyidejűleg 5 vályúba engedtünk vizet (5. kísérletsorozat). Ekkor az ötödik betáplálási hely a fővályú végénél volt. A vízbevezetés mindig a vályúk felső elvégződésénél történt. Az I. táblázatban látható, hogy az 1. kísérletsorozathoz 5 db, a 2. kísérletsorozathoz 10 db, a 3. kísérletsorozathoz ugyancsak 10 db, a 4. kísérletsorozathoz 5 db, míg az 5. kísérletsorozathoz 1 db kísérlet tartozik.

- Függvénykapcsolatot kerestünk a laboratóriumi kísérletnél (1. kísérletsorozat) az átfolyási idő és a vízbepótlási valamint a mérési hely távolsága között.

- Vizsgáltuk, hogyan alakul a tényleges és az összegzett átfolyási idő hossza egymáshoz képest, amikor növeltük a vízbepótlási helyek sűrűségét és távolságát (2, 3, 4, 5. kísérlet sorozatok). Az összegzett átfolyási időt úgy számítjuk, hogy az 1. kísérletsorozat során kapott tényleges átfolyási időket összeadjuk.

A párhuzamos laboratóriumi és terepi vizsgálatok azért szükségesek, mert a laboratóriumnál csak az átfolyási időt tudtuk mérni. Ugyanis a vályúalakra, ill. annak változására oldódás hiányában nem kapunk adatot. A terepi vizsgálatnál az oldódásra csak következtetünk az alakból, de az átfolyási időt nem ismerjük (ezt a vízág időszakossága miatt nem tudtuk mérni).

Kiértékelés



5. ábra: Függvénykapcsolat a modellkísérletnél a betáplálási hely távolsága és az átfolyási idő között, amikor betáplálás egyidejűleg csak egy helyen történt (1. kísérlet)

Jelmagyarázat: 1. tényleges átfolyási idő, 2. a betáplált víz beérkezésének kezdete a mérési helyen, 3. a betáplált víz lefolyásának a vége a mérési helyen, t. a mérés időtartama d. a mérési hely és a betáplálási hely közötti távolság

Fig. 5: The functional relation between the place of water supply and the transit time at the model experiment when there was a water supply simultaneously at one place only

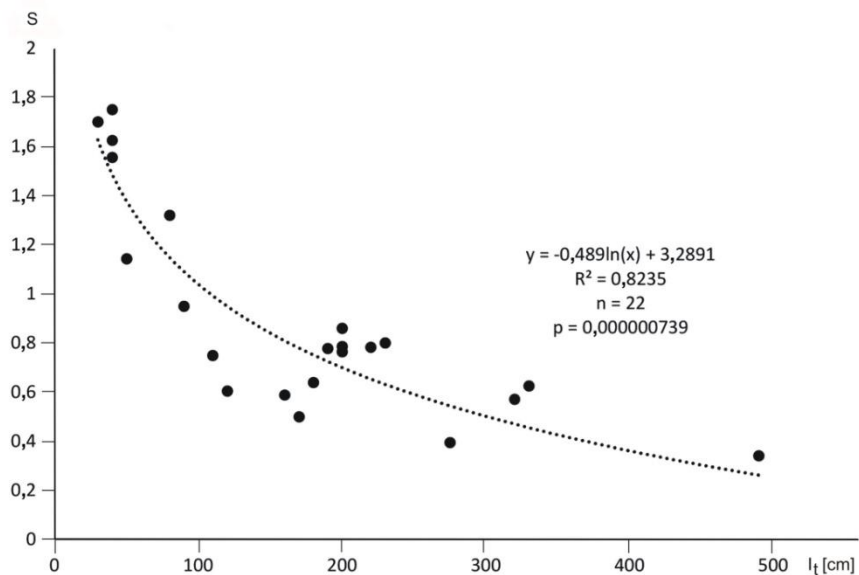
Legend: 1. actual transit time, 2. the beginning of the arrival of the intake water at the place of measurement, 3. the end of the flow of the intake water at the place of measurement, t. duration of measurement d. distance between the place of measurement and the place of water supply

I. táblázat
Table I.

A kísérleti vályúrendszeren mért átfolyási idők
Transit times measured on the experimental rinnenkarren system

Kísérlet sorozat	Kísérlet-sorozat száma	Bepótlási helyek	Betáplálási helyek száma	A mérési helyhez képest az összegzett vízáramlási hossz [cm]	Vízáramlás kezdete	Vízáramlás vége	Tényleges átfolyási idő [sec]	Összegzett átfolyási idő [sec]
1	1	I	1	70	1,33	4,113	2,783	2,783
	2	II	1	110	1,916	5,903	3,987	3,987
	3	III	1	150	2,6	6,94	4,34	4,34
	4	IV	1	190	3,2	8,21	5,01	5,01
	5	V	1	200	3,297	8,61	5,313	5,313
2	1	I-II	2	100	1,356	3,452	2,096	6,77
	2	I-III	2	140	1,404	4,512	3,108	7,123
	3	I-IV	2	180	1,406	3,974	2,568	7,793
	4	I-V	2	190	1,34	4,012	2,672	8,096
	5	II-III	2	140	2,084	4,168	2,084	8,327
	6	II-IV	2	180	1,846	4,084	2,238	8,997
	7	II-V	2	190	1,862	3,922	2,06	9,3
	8	III-IV	2	180	2,51	4,226	1,716	9,35
	9	III-V	2	190	2,566	4,298	1,732	9,653
	10	IV-V	2	190	2,926	5,816	2,89	10,323
3	1	I-II-III	3	170	1,424	6,846	5,422	11,11
	2	I-II-IV	3	210	1,332	8,172	6,84	11,78
	3	I-II-V	3	220	1,368	8,034	6,666	12,083
	4	I-III-IV	3	210	1,396	8,564	7,168	12,133
	5	I-III-V	3	220	1,41	8,178	6,768	12,436
	6	I-IV-V	3	220	1,378	8,786	7,408	13,106
	7	II-III-IV	3	210	1,924	8,828	6,904	13,337
	8	II-III-V	3	220	1,928	8,952	7,024	13,64
	9	II-IV-V	3	220	1,904	9,008	7,104	14,31
	10	III-IV-V	3	220	2,466	8,992	6,526	14,663
4	1	I-II-III-IV	4	240	1,362	8,212	6,85	16,12
	2	I-II-III-V	4	250	1,352	8,742	7,39	16,423
	3	I-II-IV-V	4	250	1,458	8,474	7,016	17,093
	4	I-III-IV-V	4	250	1,308	9,114	7,806	17,446
	5	II-III-IV-V	4	250	1,886	8,714	6,828	18,65
5	1	I-II-III-IV-V	5	320	1,392	9,032	7,64	21,433

A laboratóriumi mérés eredménye szerint, ha nő a betáplálási hely távolsága (1. kísérletsorozat), nő a mérési helyen a tényleges átfolyási idő (*I. táblázat*), amit a vízág vízének a „széthúzódásával” magyarázunk. A tényleges átfolyási idő növekedése miatt a vályútalpon nőtt a vízzel borítottsági idő (*5. ábra*). Miután a betáplált vízmennyiség a betáplálási helytől függetlenül, minden esetben ugyanakkora volt, a mérési helyen a vízhozam csökkent, ahogy a tényleges átfolyási idő növekedett.



6. ábra: A fővályú két mellékvályúja közti távolság (l_t) és a fővályúnak az alsó mellékvályúnál az $S(l_t)$ helynél számított alakja (S) közti függvénykapcsolat

Fig. 6: The functional relation between the distance of two tributary channels of the main channel from each other (l_t) and the shape (S) calculated at the place of the lower tributary channel of the main channel $S(l_t)$

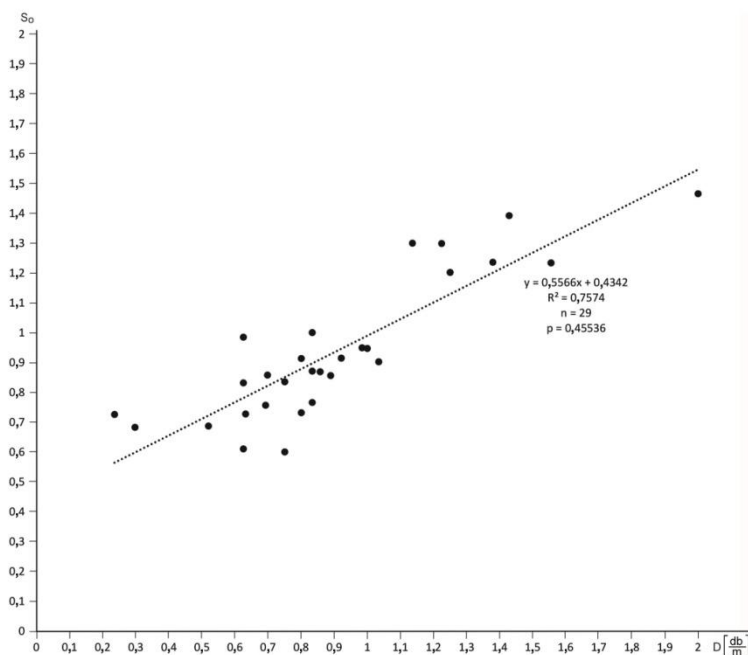
Megállapítható, hogy a betáplálási hely távolságának a növekedésével nő az átfolyási idő és így csökken a vízhozam. Természetes körülmények között ez azt jelenti, hogy a fővályú adott helyéhez képest növekvő mellékvályú távolságok esetén ugyanakkora befolyási (betáplálási) vízmennyiség esetén nő a fővályú alsóbb részén a tényleges átfolyási idő és így csökken a vízhozam. Ezáltal egyre inkább a vályútalpra koncentrálódik az oldódás.

Ez a megállapítás a terepi mérések adataival összhangban van. Minél nagyobb két mellékvályúnak a távolsága annál kisebb a fővályú alakja az alsóbb helyzetű mellékvályú felett (*6. ábra*). Azért, mert a mellékvályú távolságának a növekedésével a felső mellékvályúból befolyó víz egyre

hosszabb ideig (és így egyre kisebb lesz a vízág vízhozama) folyik át a fővályúnak azon részén, amely az alsó mellékvályú becsatlakozási helye felett van. Mindez egyre inkább az oldódási időtartam hosszabbodását és az oldódásnak a vályútalpra összpontosulását eredményezi. Miután az alak a távolság függvényében logaritmikusan csökken, az oldódási időtartam a vályútalpon a távolság növekedésével egyre nagyobb mértékben nő. A 6. ábráról leolvasható, hogy 100 cm-nél kisebb távolságnál a távolság csökkenésével a fővályú átlagos alakja 1-ről majdnem 1,8-ra nő. Ugyanakkor 2 és 5 m közötti távolságok esetén az alak bár kisebb, de értéke alig változik. 2 m-nél 0,6-0,8 közötti alakok fordulnak elő, míg 5 m-nél 0,4-hez közeli érték tapasztalható. A fentiekből következik, hogy kis vízbepótlási távolságnál ugyanakkora szakasz változáshoz nagyobb alakváltozás tartozik, mint nagyobb vízbepótlási távolságnál ugyanakkora szakasz változáshoz. Ez arra vezethető vissza, hogy kisebb vízbepótlási távolságnál, a vízhozam még nagyobb vízutánpótlásnál is nagyobb mértékben csökken, mint nagyobbbanál. Ezáltal a távolság növekedésével megnő a kis vízhozam időtartamának a hossza a nagy vízhozam időtartamának a rovására. A kicsi vízhozam időtartamának növekedése miatt a bepótlástól egyre távolabb az oldódás egyre inkább a fővályú talpára koncentrálódik.

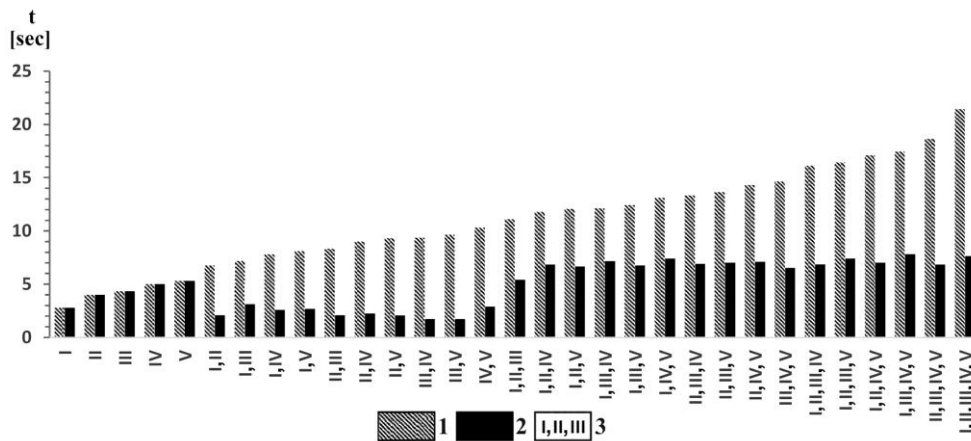
Amikor a vályúrendszerek mellékvályúinak a sűrűségét és a fővályú alakjának a kapcsolatát vizsgáltuk kiderült, hogy a sűrűség növekedésével nő az átlagos vályúalak (7. ábra). Ez úgy lehetséges, hogy minél sűrűbben fordulnak elő mellékvályúk, az azokból beáramló vízágak vize annál inkább összetorlódik és ez a fővályúban a vízhozam növekedését okozza. Ugyanez tapasztalható a fedőüledék, vagy talaj alatt kialakult vályúknál is. SONG (1986) szerint a vályúk ott szélesednek ki, ahol a fekü és a fedő között áramló vízre a fedőn átszivárgó víz rávezetődik. Ha a mellékvályú sűrűség kicsi, ill. egyre kisebb, a vízhozam is egyre kisebb lesz, mivel a mellékvályúkból beáramló víz nem összegződik. Mindez azt eredményezi, hogy a fővályúban egyre kisebb mellékvályú sűrűségnél egyre hosszabb ideig egyre kevesebb víz áramlik, vagyis egyre uralkodóbb lesz a talpi oldódás és így a vályú egyre inkább csak mélyül, míg a szélessége megőrződik.

A mellékvízágak egymásba torlódását bizonyítják a laboratóriumi méréseink is. A kísérleti vályúrendszerben a tényleges átfolyási idő több vízbepótlás esetén kisebb, mint az összegzett átfolyási idő (1. táblázat). A vízbepótlási helyek számának a növekedésével a kettő különbsége egyre nő (8. ábra). Nézzük ezt számpéldákon.



7. ábra: Átlagos mellékvályú sűrűség (D) és a fővályú átlagos alakja (S_0) közti függvénykapcsolat
 Fig. 7: The functional relation between the average density of tributary channels (D) and the average shape of the main channel (S_0)

Az I, II, III. mellékvályúk külön-külön történő vízbepótlásnál a tényleges átfolyási idő 2,78 sec., 3,99, 4,34 sec. (1. kísérletsorozat). Amikor e három mellékvályúból egyidejű vízbepótlás történt a fővályúba, a betáplált víz összegződött és $5,1 \text{ cm}^3$ víz folyt le 5,42 sec tényleges átfolyási idő (3. kísérletsorozat első kísérlete során) alatt (I. táblázat, 8. ábra). Ha az összegzett átfolyási időt tekintjük, akkor annak értéke 11,11 sec. Vagyis az összegzett átfolyási idő nagyobb lesz, mint a tényleges átfolyási idő. Négy mellékvályúnál történő vízbepótlásnál (4. kísérletsorozat első kísérleténél) az összegzett átfolyási idő (16,12 sec.) még nagyobb lesz, mint a tényleges átfolyási idő (6,85 sec.). A kettő különbsége azért lesz egyre nagyobb, mert egyre több vízbepótlás esetén egyre több vízág torlódik egymásba. Tehát a vízhozam a mérési helyen megnő, és így a tényleges átfolyási idő nem nő, hanem az összegzetthez képest csökken.



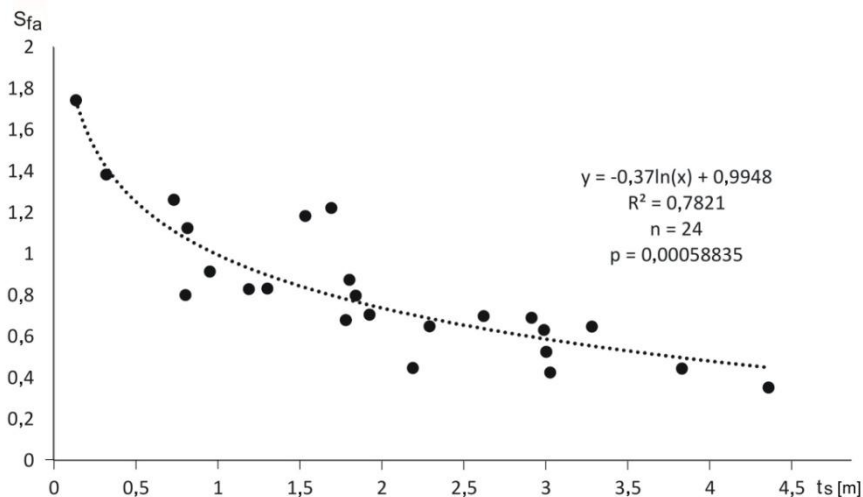
8. ábra: A mesterséges vályúrendszerben mért átfolyási idők az 1. kísérletsorozat adatainak felhasználásával
 Jelmagyarázat: 1. összesített átfolyási idő, 2. tényleges átfolyási idő, 3. a római számok darabszáma mutatja, hogy
 hány helyről történt vízbepótlás

Fig. 8: Transit times measured in the artificial rimnenkarren system by using the data of the first experiment series
 Legend: 1. total transit time, 2. actual transit time, 3. the number of the Roman numerals shows the places of
 water supply

A mellékvízágaknak azonban nemcsak lefolyást gátló, hanem lefolyást gyorsító szerepe is lehet. A kísérletnél ez különösen két mellékvályúnál történő vízutánpótlásoknál tapasztalható (8. ábra). Ekkor az átfolyási idő ténylegesen is csökken, az egy mellékvályúból történő vízbepótlás idejéhez képest. De négy, vagy öt helyről történő bepótlásoknál sem nőttek a tényleges átfolyási idők, a három helyről történő vízbepótlások átfolyási idejeihez képest, mint ahogy az elvárható lett volna. Mindez arra hívja fel a figyelmet, hogy a mellékvályúból a fővályúba belépő víz nemcsak gátolja, hanem gyorsíthatja is a fővályúban a vízfolyást. Úgy tűnik a tényleges lefolyási időt csökkenti, ha a mellékvályúk közti távolság, valamint azoknak az észlelési helytől számított távolsága nő. Erre jó példa a III. és V. kísérlet (8. ábra).

Különböző tényleges átfolyási idők és különböző vízhozamok fordulhatnak elő a fővályúban attól függően, hogy a mellékvályúk közül hányban áramlik víz, ill. azokban, amelyekben éppen áramlik azok milyen eloszlásúak és helyzetűek. Így, pl. ha a kísérleti vályúrendszer tekintjük, ha az I. és III. mellékvályúban áramlik víz a fővályúban a vízhozam kisebb lesz, mint akkor, ha a III. és V. mellékvályúban. A vízfolyás során a vízhozam nagy és kis vízhozamra különíthető. (Kis vízhozam előfordulhat a vízfolyás kezdetén és végén egyaránt.) Ha a nagy vízhozam értéke változik, változik annak átfolyási ideje is. Változhat a kis vízhozam értéke és így ideje is. Emiatt módosul a két vízhozam átfolyási idejének

egymáshoz viszonyított hossza is. A kétféle vízhozam aránya a keresztmetszet méretétől is függ. Nagyobb keresztmetszet esetén ugyanakkora vízbefolyásnál is nő a kis vízhozam hossza. Ezért a mellékvízágak vízág mintázata (ez alatt azt értjük, hogy a meglévő mellékvályúk közül melyekben áramlik víz) és a keresztmetszet növekedés is hat a nagy és kis vízhozam időbeli hosszának arányára. Ezért a fővályú növekedése során a kis vízhozam hossza ugyanolyan mellékvályú sűrűségénél is eltérő lehet. Emiatt ugyanakkora mellékvályú sűrűségénél igen változatos vályú alakok is előfordulhatnak. Így pl. 0,6-0,7 közötti mellékvályú sűrűséghez 0,6, de 1,0 alakok is tartoznak (7. ábra).



9. ábra: Függvénykapcsolat a fajlagos mellékvályú összhosszúság (t_s) és a fővályú alsó 1 m-es szakaszára számított vályú alakja között (S_{fa})

Fig. 9: The functional relation between the specific total length of tributary channels (t_s) and the valley shape calculated to the lower 1-metre section of the main channel (S_{fa})

A mellékvályúhossz ugyancsak hatással lehet a fővályú alakjára. Amikor a fajlagos mellékvályú összhossz és a fővályúk alsó, egy méteres szakaszának alakja közti kapcsolatot vizsgáltuk, azt tapasztaltuk, hogy az 1 m fővályú hossza jutó össz mellékvályú hossz növekedésével a fővályúk alsó egy méteres szakaszának alakja csökkent (9. ábra). Ez úgy értelmezhető, hogy a hosszabb mellékvályúk miatt a fővályúban a tényleges átfolyási idő az össz-vízmennyiséget meghaladó mértékben nő és így ott a talpi oldódás is, ami az alak csökkenését eredményezi. Ugyanakkor a fajlagos mellékvályú összhossz változásának a hatása az alakra rövidebb értékeknél nagyobb, hosszabb értékeknél kisebb. Ez esetben is az a

következtetés, hogy már kisebb mellékvályú összhossznál is nagy mértékben lecsökken a vízhozam. Ezért a mellékvályú hossz növekedésével a nagy vízhozam időtartama a kis vízhozam időtartamához viszonyítva egyre jobban lecsökken. Emiatt az oldódás egyre hosszabb fajlagos mellékvályú összehossznál egyre inkább a fővályú talpára koncentrálódik.

A vályúrendszer fővályúinak alsó vége felé mind a mélység, mind a szélesség változik. Gyakori, hogy a fővályúk alsó végük felé keskenyednek (*I, 2. kép*). A vizsgált 36 db vályúrendszerből 20 db fővályúnál ez tapasztalható (*II. táblázat*). Az ilyen fővályúrészek alsó részének kisebb szélességei a kialakulás kezdeti szélességét reprezentálják. A szélességcsökkenést figyelembe véve a fő- és mellékvályúk kialakulási módjai az alábbiak lehetnek.

A még vályúmentes térszínen a későbbi fővályú vízága ott szélesedik ki, ahol mellékvízágak kapcsolódnak hozzá, mivel a fővízág hozama e szakaszon megnő. Így, ha a mellékvízágak a fő vízág felső részén fordulnak elő, akkor itt, vagy közvetlenül e szakasz alatt a fő vízág rész kiszélesedik. Az alsó részén, ahol nincs, ill. kevesebb a mellékvízág, a fővízág kisebb szélességű lesz, miután a lejtő felső részéről lefolyó vízág hozama a távolság növekedésével lecsökken, mivel a távolság növekedésével nő az átfolyási idő (*10.I.a. ábra*). Ezért az olyan vályúrendszerek, amelyeknél a fővályú szélessége az alsó részeken kisebb, mint a felső részeken (*10.I.b. ábra*) egyidősek. A fővízágak és a mellékvízágak egyszerre jöttek létre. A fővályú lefelé csökkenő szélessége az egykori mellékvízág sűrűséget tükrözi. Az ilyen vályúrendszerek fővályúin a mellékvályú darabszámuk lefelé csökkennie kell. A 20 db csökkenő szélességű fővályú közül 2 fővályúnál tapasztalható, hogy az alsó keskenyebb szakaszon nő a mellékvályúk száma, míg 18 darabnál csökken (*II. táblázat*). Azonban akár nő a mellékvályú darabszám a fővályúnak az alsó részén, akár nem, itt a mellékvályúk rövidek, A típusúak (*11. ábra*). Tehát a fővályú alsó részének vízágai, és így itt a mellékvályúk is utólag a fővályú kialakulása után képződtek. Ha a fővályú felső része nem járult hozzá a nagy vízhozamhoz, e szakasz mellékvályúinak vize nem volt képes szélesíteni e szakaszokat. Részben a mellékvályúk fiatal kialakulása miatt, részben az ezekből származó kis vízmennyiségek miatt. Ezért a fővályú alsó szakasza megőrizhette eredeti szélességét.

II. táblázat

Table II.

Az alsó részükön elkeskenyedő fővályúk mellékvályú számának változása

The change in the number of tributary channels of main channels becoming narrower on their lower part

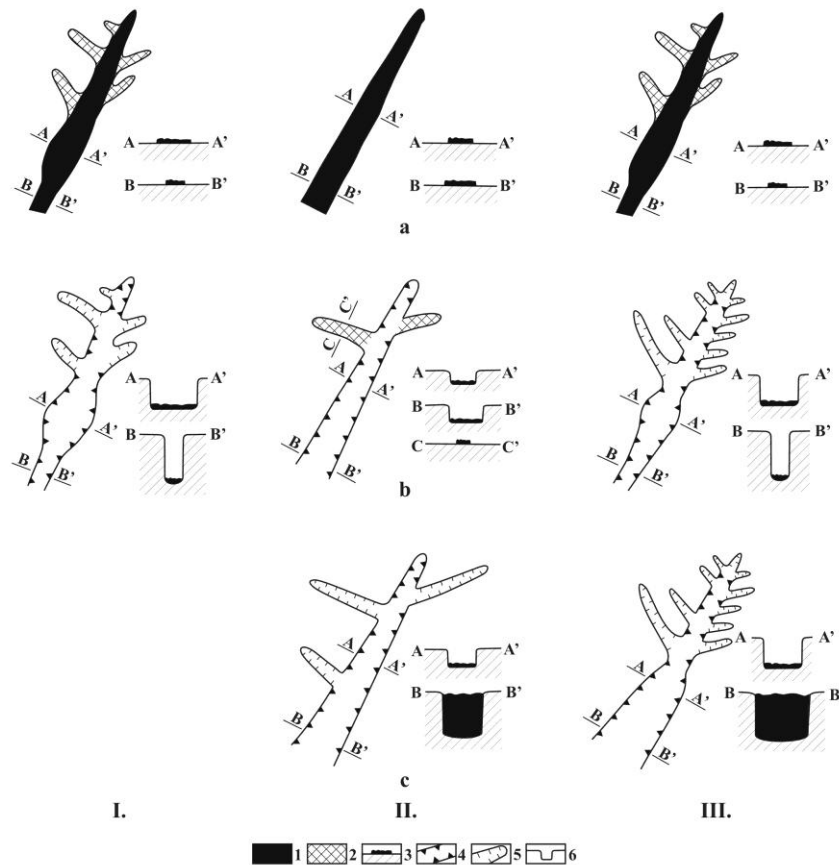
Vályúrendszer	Szélesség-változás (cm)	Mellékvályúinak száma felül (db)	Mellékvályúinak száma alul (db)
XXVI	-9,2	6	3
XXVII	-35,4	12	2
4	-3,7	2	1
IV/2	-0,3	2	7
VII/2	-0,15	9	5
C	-4,25	2	0
D	-18,02	6	3
E	-0,79	2	0
F	-3,75	5	4
G	-7,28	3	1
K	-4,2111	1	0
III/1	-4,6	12	6
IV/3	-2	4	0
V/2	-3	6	1
V/3	-6	3	2
XXVI/1	-8,95	3	4
XXVII/13	-3,55	4	0
V/3/2	-1	8	6
V/4/9	-18	5	0
VII/1/2	-1,5	4	3

Megjegyzés:

- a mellékvályúk közé az A típusú vályúk is beleszámításra kerültek
- ahol a vályú jelénél harmadik számjegy van, a vályúrendszer mellékvályú-rendszerét vizsgáltuk, amely ugyancsak összetett és jelentős hosszúságú volt

Notice:

- Type A channels were also taken into account when dealing with tributary channels
- When there is a third digit at the identification mark of the channel, we measured the tributary channel system of the rinnenkaren system which was also complex and of significant length

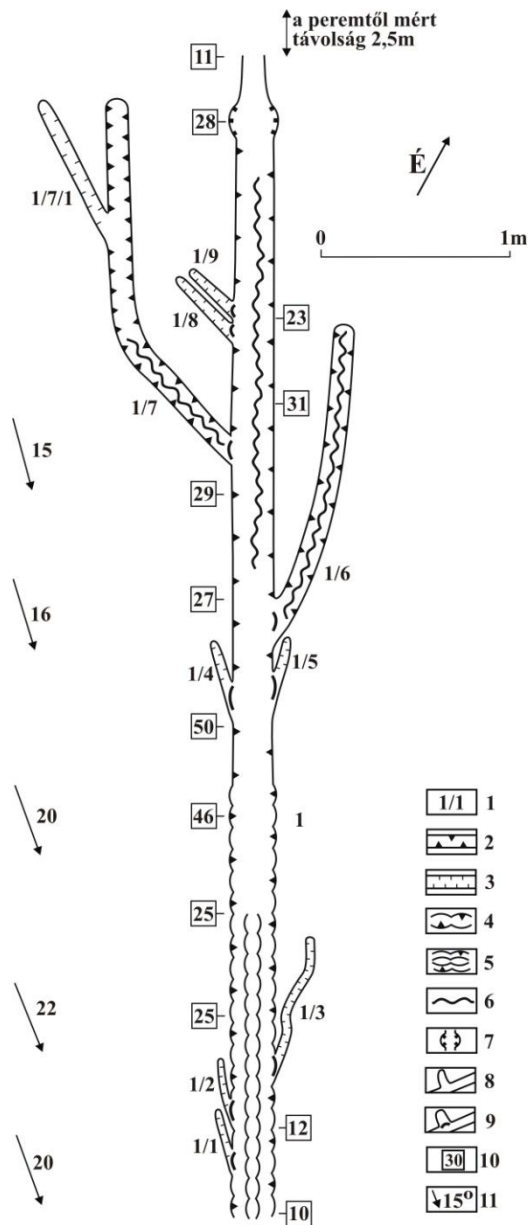


10. ábra: Vályúrendszerek fő- és mellékvályúinak kialakulása

Jelmagyarázat: 1. fővízág, 2. mellékvízág, 3. a vízág keresztmetszetben, 4. fővályú, 5. mellékvályú, 6. vályú keresztmetszetben, I. fő- és mellékvízágak egyszerre jönnek létre, II. mellékvízágak a fővályú kialakulása után alakulnak ki, III. fő- és mellékvízágak egyszerre jönnek létre, I.a. fő- és mellékvízágak képződnek, a mellékvízágak hatására a fővízág lokálisan kiszélesedik, I.b. fő- és mellékvályúk képződnek, a fővályú a mellékvízágaknál kiszélesedik, ezalatt őrzi eredeti szélességét, II.a. fővízág alakul ki, II.b. kialakul a fővályú, létrejönnek a mellékvízágak, II.c. kialakulnak a mellékvályúk is a fővályú a nagy vízhozamok hatására alul is szélesedik, III.a. fő- és mellékvízágak képződnek, a mellékvízágak hatására a fővízág lokálisan kiszélesedik, III.b. fő- és mellékvályúk képződnek, a fővályú a mellékvízágaknál kiszélesedik, III.c. a fővályú alsó része a nagy vízhozamok hatására kiszélesedik

Fig. 10: The development of the main and tributary channels of rinnenkarren systems

Legend: 1. main rivulet, 2. tributary rivulet, 3. rivulet in cross-section, 4. main channel, 5. tributary channel, 6. channel in cross-section, I. The main and tributary rivulets develop simultaneously, II. the tributary rivulets form after the development of the main channel, III. the main and tributary rivulets develop simultaneously, I.a. main and tributary rivulets develop, the main rivulet widens locally to the effect of the tributary rivulets, I.b. main and tributary channels develop, the main channel widens at the tributary rivulets while it maintains its original width, II.a. a main rivulet develops, II.b. the main channel and the tributary rivulets develop, II.c. the tributary channels develop too, the main channel widens at its lower part too to the effect of large discharges, III.a. main and tributary rivulets develop, the main rivulet widens locally to the effect of the tributary rivulets, III.b. main and tributary channels develop, the main channel widens at the tributary rivulets, III.c. the lower part of the main channel widens to the effect of large discharges



11. ábra: Fent szélesebb, alul keskenyebb szélességű fővályú mellékvályúinak méret és típus szerinti megoszlása
 Jelmagyarázat: 1. vályú azonosító jele, 2. B típusú vályú, 3. A típusú vályú, 4. I típusú meander (I típusú vályú), 5. II típusú belső meander (II típusú vályú), 6. III típusú meander (III típusú vályú), 7. vályú kiszélesedés, 8. nem függő mellékvályú, 9. függő mellékvályú, 10. vályú szélessége, 11. hordozó térszín dőlésiránya és dőlésszöge.

Fig. 11: The distribution of the tributary channels of the main channel which is wider on its upper part and narrower on its lower part according to size and type

Legend: 1. Identification mark of the channel, 2. type B channel, 3. type A channel, 4. meander of type I (channel of type I), 5. inner meander type II (channel type II), 6. meander type III (channel type III), 7. channel hollowing, 8. non-hanging tributary channel, 9. hanging tributary channel, 10. the width of the channel, 11. dip direction and dip angle of the bearing terrain

Azon vályúrendszereknél, amelyeknél a fővályú lefelé szélesedik, a fővályúk és mellékvályúk, ill. vízágak kialakulása egymáshoz képest kétféle lehet. Ezek az alábbiak:

- A fővízágak már akkor léteztek, amikor még a mellékvízágak nem (10.II.a. ábra). A mellékvályúk ekkor a fővályúnál fiatalabbak (10.II.b. ábra). Ez a karros felszíneken nagyon gyakori. Ilyenek azok a vályúk, amelyek mellékvályúk kialakulásával fővályúvá alakulnak és így vályúrendszerekké fejlődnek (VERESS et al. 2015, 10.II.c. ábra). A fővályú kismértékű kiszélesedése (10.II.a. ábra), ha van egyáltalán, a fővízág lejtő alsó vége felé bekövetkező kiszélesedésének köszönhető. Ez megtörténhet azért, mert a vízagra hulló eső kismértékben növeli vízének a mennyiségét. A fővályú szélesedése az alsó részén a fejlődése során még nőhet is, ha a mellékvályúk vízbeptöltása megfelelő a nagy vízhozamok kialakításához.
- A fővízágak és a mellékvízágak egyidősek (10.III.a. ábra). Ekkor a fővályú szélessége az alsó vége felé, mint azt már fentebb bemutattuk, csökkenhet is, ha a mellékvályúk a fővályú felső részén alakulnak ki. Akkor azonban, ha a mellékvályúk sűrűsége nagy és/vagy közel esnek a fővályú alsó végéhez (10.III.b. ábra), a fővályú alsó részén is nagy vízhozamok alakulnak ki. E szakasz is a pereméig kitöltődik a vízág vizével (10.III.c. ábra). A fővályú alsó része az oldalfalak oldódásával szélesedik. Ha a nagy vízhozam ideje hosszú, a szélesedés olyan mértékű, hogy a fővályú alsó részének a szélessége meghaladja a felső rész szélességét (10.III.c. ábra).

Következtetés

A vályúk vízhozamára hat a vízág „széthúzódása”, a vízágak egymásba torlódása, valamint a mellékvízágaknak a gátló és gyorsító hatása a fővízág lefolyására. Annál kisebb a vízág vízhozama, minél jobban „széthúzódik”, minél kevésbé torlódnak egymásba a különböző vízágak és adott vízágat minél kevésbé gátol lefolyásában egy másik. Annál nagyobb viszont a fővízág hozama, minél inkább leterheli, vagy nyomja a mellékvízág vize.

A vályúrendszerek fővályúinak alakja a nagy vízhozamaik és kis vízhozamaik időtartamának hosszától függ. A nagy és kis vízhozamok hossza viszont a mellékvályúk sűrűségétől, a mellékvályúk hosszától és a mellékvályúknak a fővályún elfoglalt helyétől (a fővályú adott helyétől számított mellékvályú távolság) függ. Ezért minél ritkábban fordulnak elő mellékvályúk, minél hosszabbak és ezek távolsága minél nagyobb adott fővályú szakasztól, az oldódás egyre inkább a vályú talpra összpontosul, miután a kisvízhozam egyre hosszabb idejű. A talpi oldódás miatt kicsi vályúalak képződik. Minél hosszabb idejű a nagy vízhozam, a fővályúban

egyre nagyobb az esély a nagy vályú alak kialakulására, mert az oldódás nem csak a vályú talpon, hanem a vályú oldalaiban is végbemegy. Ez akkor következik be, ha nagy a mellékvályú sűrűség, vagy ha kicsi azok hossza, vagy a fővályú adott helyéhez képest kicsi a mellékvályú távolsága.

A fővályú alakot együttesen, de eltérően szabályozza a mellékvályú hossz, valamely mellékvályú távolsága a fővályú adott helyéhez képest, valamint a mellékvályú sűrűség. A mellékvályú távolságváltozás és hossz változása az átfolyási időt változtatja meg. (Így a távolság vagy hossz növekedés növeli az átfolyási időt, ilyenkor viszont növekszik a kis vízhozam időtartama). Ezért a mellékvályú távolság növekedése, illetve a mellékvályú hossz növekedése során nő a kis vízhozam időtartamának a hossza. A mellékvályú sűrűség növekedése növeli a vízhozamot a vízágak egymásba torlódása miatt. A sűrűség növekedése (tehát a bepótlási helyek számának a növekedése) azonban behatárolja a vízhozam növekedését, mivel a mellékvályúk fékezik a fővályúban a víz lefolyását. A nagy és kis vízhozam aránya adott sűrűségnél attól is függ, mely mellékvályúban áramlik egyidejűleg víz. Emiatt adott mellékvályú sűrűségnél ugyanakkora mellékvályú távolságnál és hosszánál is eltérő lehet a nagy és kis vízhozam időbeli aránya és így a vályúalak is.

A vályúrendszerek mellékvályúi kialakulhatnak a fővályúkkal egyidejűleg, vagy később is. Előbbi esetben a vályúrendszer fő- és mellékvízágai egyszerre, utóbbi esetben a mellékvízágak később képződnek. Lefelé (alsó része felé) elkeskenyedő fővályúnál a fő- és mellékvízágak egyidejűleg jöttek létre. Egyidejű vízág kialakulás esetén a fővízág azon részén, ahol a mellékvízágak sűrűn fordulnak elő széles vízág és így széles fővályú szakasz jön létre. A fővízág alsó részén, ha ott nincsenek mellékvízágak az átfolyási idő növekedése miatt a vízág szélessége kisebb lesz. Itt a felső fővályú szakasznál keskenyebb vályú szakasz képződik. Lefelé szélesedő fővályúk kialakulhatnak egyszerre képződő fő- és mellékvályúk esetében, de kialakulhatnak akkor is, ha a mellékvályúk a fővályú kialakulása után képződnek.

IRODALOM

- BÖGLI, A.* (1960): Kalklösung und Karrenbildung. – Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. 2, Berlin, pp. 4-21. (an English translation by E. Werner was published in Cave Geology, 1(1), pp. 3-28, 1975)
- BÖGLI, A.* (1976): Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen – In: Karst Processes and Relevant Landforms. ISU Commission on Karst Denudation, Ljubljana pp. 141-149.

- CROWTHER, J.* (1997): Surface roughness and the evolution of karren forms at Lluc, Sierra de Tramuntana, Mallorca. *Zeitschrift für Geomorphologie* 41 (3) pp. 393-407.
- ECKERT, M.* (1898): Die Karren oder Schratten – Petr. Mitteilangen, p. 69-71.
- FORD D.C. – WILLIAMS P.W.* (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. – Unwin Hyman, London, 601 p.
- Ford D.C. – Williams P.W.* (2007) *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, 561 p.
- GLADYSZ, K.* (1987): *Karren on the Quatsino Limestone*. (Vancouver Island – BSc thesis) McMaster University.
- HASERODT, K.* (1965): *Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen*. Münch. Geogr. Hilfe 27, pp. 1–114.
- HUTCHINSON, D. W.* (1996): *Runnels, rinnenkarren and mäanderkarren form, classification and relationship* – In: Fornós, I. J., Ginés, A. (Eds.) *Karren Landforms Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca*, pp. 209-223.
- JENNINGS, J.N.* (1985): *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell, New York 293 p.
- KOZMA K. – MITRE Z.* (2012): *Variations of the 'A' –type channels in Totes Gebirge*. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement* 56 (2), pp. 37-46.
- LOUIS, H.* (1968): *Allgemeine Geomorphologie*. W de Gruyter, Berlin 522 p.
- SONG, L. H.* (1986): *Origination of stone forest in China*. – *International Journal of Speleology* 15, 1-4: pp. 3-33.
- SWEETING, M. M.* (1955): *Landforms in North-West Country Clare, Ireland*. – *Transactions of the Institute of British Geographers* 21, pp. 218-249.
- TRUDGILL, S. T.* (1985): *Limestone geomorphology*. Longman, New York 196 p.
- VERESS, M.* (2009): *Rinnenkarren*. – In: Gines, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (Eds.), *Karst Rock Features, Karren Sculpturing ZALOZBA ZRC. Carsologica*, 9. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna, pp. 151-159. (Ljubljana, Eslovènia).
- VERESS, M.* (2010): *Karst Environments – Karren Formation in High Mountains*. Springer, Dordrecht Heidelberg London New York 230 p.
- VERESS M. – TÓTH G.* (2004): *Types of meandering karren* – *Zeit. für Geomorph.* 48 (1) pp. 53-77.

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

VERESS M. – SAMU SZ. – MITRE Z. (2015): The effect of slope angle on the development of type a and type b channels of rinnenkarren with field and laboratory measurements – *Geomorphology* 228 pp. 60-70.

WAGNER, G. (1950): Rund um Hochifen Gottesackergebiet – Öhringen. pp. 72-80.

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

NÉHÁNY TOVÁBBI ADAT A HAZAI KARSZT DOLINÁK ASZIMMETRIÁJÁNAK KIALAKULÁSÁHOZ

SOME ADDITIONAL DATA ON ASYMMETRY IN THE FORMATION OF HUNGARIAN KARST DOLINES

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA¹–KISS MÁRTON¹– NELIS, SIMON²

¹SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
keveibar@geo.u-szeged.hu, Kiss.Marton@geo.u-szeged.hu

²University of Auckland, Department of Geology, Level 1, Building 301,
Science Centre 23, Symonds Street, Auckland, New Zealand,
s.nelis@auckland.ac.nz

Abstract: Morphometric analysis of dolines their role within the karst landscape has been the principle means of investigating in karst science. These investigations are of fundamental importance, providing information on the geomorphological evolution of an area and thus simulatene hypotheses regarding landform development. Our morfometric research into doline types was undertaken in the Aggtelek, Bükk and Mecsek Mountains. The research has shown that much variation exist between the three areas and that this can be related primarily to evolutionary stage. Doline formation corresponds well with the multigenerational diffusion and competition process model, where secondary dolines cluster around primary features. Doline evolution is characterised by lateral expansion, rather than deepening. As forms evolve, asymmetry increases, being greatest in Aggtelek Mountain and smallest in Mecsek Mountain. This can related to the karstecological system. Under standing the role of such features within landscape is of primary importance since they provide the main recharge sites for karst aquifers in study region and this highlights their importance in water quality.

Bevezetés

CVIJIC (1893) a dolinákat a karsztok jellemző formáiként írta le mind a fedett, mind a fedetlen karsztokon. Ma a mérsékeltövi területeken a karsztok vezérformáinak tartjuk azokat. A gyakorlatban a dolinák a karsztvízrendszer feltöltődési pontjai, így igen fontos helyei a vízutánpótlásnak, de a vízminőség esetleges változásainak is. Jelentős szerepet játszanak a karsztok fejlődésében, morfolometriai vizsgálatuk választ adhat a karsztos területek fejlődésének néhány kérdésére is.

Munkánk fő gondolata az „*aggteleki típusú*” karsztterületek dolina-morfolometriai jellemzőinek összehasonlító értékelése volt. Vizsgáltuk a dolinák orientációját, megnyúlási és relief-arányát, dolinasűrűségét, területi eloszlását, különös figyelmet fordítva a dolinák szimmetria-viszonyaira. Korábbi vizsgálataink kimutatták, hogy a mikroklíma, talaj és növényzet, mint

a legfontosabb ökológiai tényezők, jelentősen hozzájárulnak a dolinák aszimmetriájának kialakulásához. Jelen vizsgálatunkkal ezt a megállapítást kívánjuk további morfológiai adatokkal megerősíteni. Az összehasonlító értékelés rámutat arra is, hogy a genetikailag azonos típusú karsztokon eltérő dolinatípusok alakulnak ki, s morfológiai fejlődésük különböző stádiumban van.

Kutatási előzmények

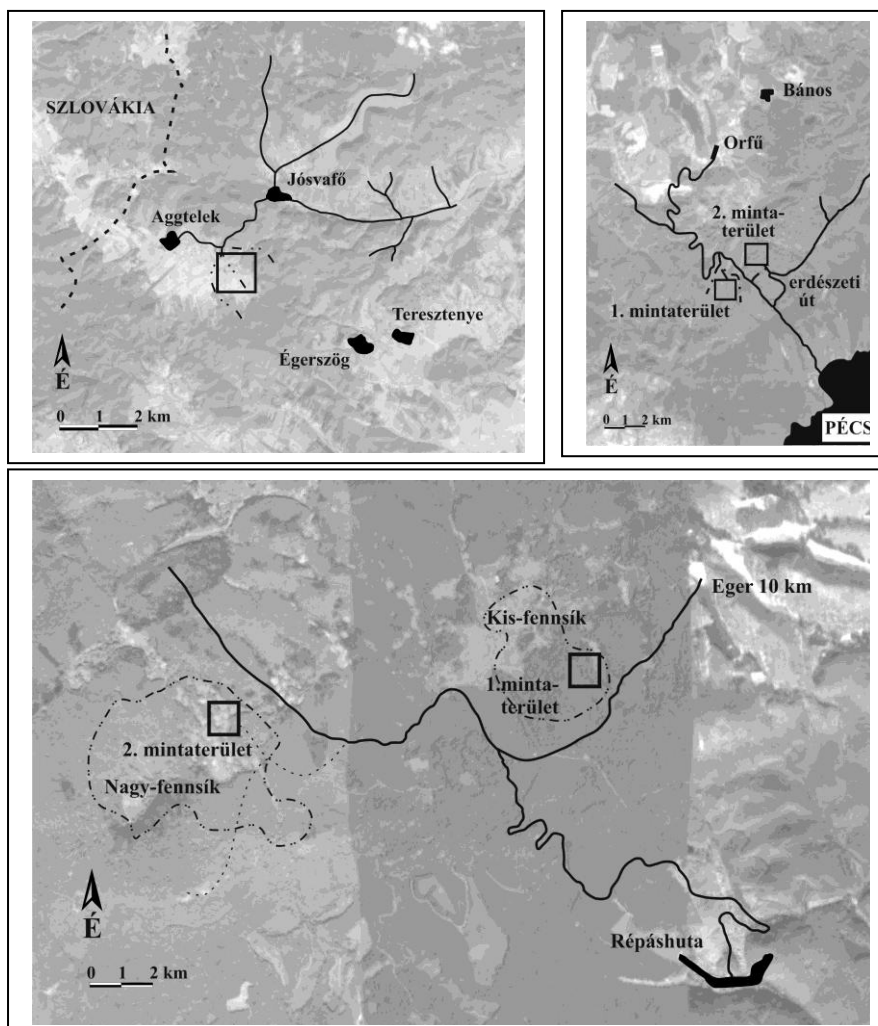
A dolinák morfológiai vizsgálatának kezdeti időszakában a kutatások a dolinák kialakulását a barlangi mennyezet beszakadásával magyarázták. A különböző klimatikus zónák topográfiai térképeinek felhasználásával először *CRAMER* (1941) különböztette meg genetikai alapon az oldásos és beszakadásos dolinákat. A korai kutatásokat azonban hosszú időn keresztül nem követte a dolinák további részletes vizsgálata. *COLEMAN –BALCHIN* (1959) az 50-es években angliai karszton vizsgálták a felszíni depressziók fejlődését, és javasolták azok morfológiai vizsgálatát. *HACK* (1960) már légifotók alapján értékelte az amerikai Shenandoah völgyben a dolinasűrűséget. *LA VALLE* (1968) később a kőzet karszteróziós rendszerének figyelembevételével kezdte meg a dolinák morfológiai vizsgálatát. *WILLIAMS* (1972), és *FORD–WILLIAMS* (1989) már megkülönböztették a beszakadásos, oldásos, utánsüllyedésszerű, és szuffóziós dolinákat, és a trópusi karsztok morfológiai értékelését végezték el. A legközelebbi szomszéd analízissel *WILLIAMS* (1972) kimutatta, hogy a dolinák eloszlása nem véletlenül egyenletes a karsztok bizonyos területein. Dolina-irányultsági (orientációs) vizsgálataik során arra a következtetésre jutott, hogy a dolinák irányultsága harmonizál a regionális tektonikai hatásokkal. *DAY* (1976) az irányultságot a fő törési zónák elhelyezkedésével hozta kapcsolatba. A 1980-90-es években *MEZŐSI et al.* (1978), *CASTIGLIONI* (1991), *BÁRÁNY–MEZŐSI* (1991), *BONDENSAN et al.* (1992), *FARSANG – M. TÓTH* (1993), *SUSTERCIC* (1994), *HOYK* (1999) foglalkoztak, más-más megközelítéssel, különböző területeken a dolinák morfológiai elemzésével. A 2000-es években *TELBISZ et al.* (2007, 2009a), *VERESS* (2012), *BASSO et al.* (2013), *RAMSEY* (2015) folytatták ezeket a vizsgálatokat. Eredményeik napjainkban is fontos információt nyújtanak a különböző ökozónák karsztfelszíni folyamatainak megértéséhez.

Kezdeti morfológiai kutatásaink (*MEZŐSI et al.* 1978, *KEVEINÉ BÁRÁNY – MEZŐSI* 1978, *BÁRÁNY-KEVEI – FARSANG* 1992) során aggteleki és bükki sordolinákban határoztuk meg a legfontosabb dolinaparamétereket (azimut, mélység, átmérő, átmérő+90°, átlagos átmérő, térfogat, meg-

nyúlási ráta, relief arány, terület, terület/kerület arány). Az aggteleki sordolináknál kisebb (11-13/km²), a plató dolináknál dolomiton nagyobb (32-36/km²), mészkövön kisebb (7-9/km²) dolinasűrűséget találtunk. A vizsgált karsztfelszínének 23%-át a sordolinák, több mint 30%-át a platódolinák foglalták el.

A bükki dolinák terület/kerület arányát viszonyítottuk a mélységhez. Az aszimmetria meghatározásához a lejtő teljes hosszát vetettük össze a kardinális pontok irányainak a hosszával, s megállapítottuk, hogy az irányultság K-Ny-i komponense a Bükkben általában nagyobb, mint Aggteleken. *FARSANG – M.TÓTH* (1993) matematikai-statisztikai módszerekkel vizsgálták a bükki dolinákat, és kimutatták, hogy a dolinák eredeti alakja jól reprezentálja a paraméterek térbeli változását. Vizsgálták a tektonikai, közettani, ökológiai és morfológiai paraméterek szerepét a dolinafejlődésben. *HOYK* (2002) az abaligeti és orfői karszton végzett kutatások alapján állapította meg, hogy a sordolinák általában kisméretűek. A Szuadó-völgytől keletre viszont nagy mélységű dolinákat talált, amelyek megnyúlási és reliefaránya viszonylag kicsi. Legközelebbi szomszéd vizsgálatai nagy dolinasűrűséget mutattak ki (átlagos sűrűség 110/km²) a területen. *LIPPMANN et al.* (2008) ugyancsak az abaligeti és orfői karszt területén végeztek morfometriai analízist, és megállapították, hogy a fiatal dolinák irányítottsága a szerkezeti vonalakhhoz és a völgyhálózathoz igazodik. Megkülönböztették a nagyméretű összeolvadó-, az egyedi-mély-körkörös- és a kisméretű völgyi dolinákat. *TELBISZ et al.* (2009b) a Pelsőci-fennsíkon végzett kutatásaik alapján rámutattak arra, hogy itt a dolinák jellemzőit a közettani adottság határozza meg elsősorban. A fedett karsztos területen a lefolyási irányoknak tulajdonítottak nagy szerepet a morfometriai jellemzők kialakulásában, de a hossz tengelyek és a törésvonalak irányai között nem találtak kapcsolatot. *SÜMEGI et al.* (2012) ugyancsak az aggteleki karszt dolináinak (Jósvafői-fennsík) morfometriai vizsgálatát végezték el, és megállapították, hogy a szülő-leány dolina elterjedési modell a bokorszerűen, azaz csoportosan elhelyezkedő dolinák elterjedés vizsgálatára alkalmas.

Jelen tanulmányunkban a fenti három, külön-külön jól megkutatott hazai karsztterület (aggteleki, bükki, mecseki) dolináinak (*1. ábra*) összehasonlító morfometriai elemzését mutatjuk be, különös tekintettel az aszimmetrikus dolinafejlődésre.

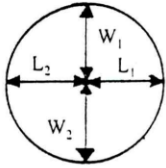
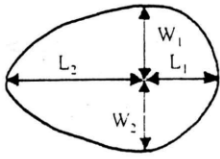
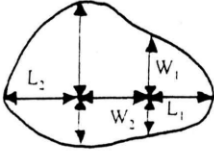


1. ábra. A vizsgált dolinák elhelyezkedése
 Fig. 1. Location of the studied dolines

Módszerek

A dolinák terepi felmérése térképi beazonosítás után, teodolittal történt (távolság- és mélységmérés), klinométerrel a lejtőszöget (a lejtő alján, közepén és felső részén), Silva Ranger kompasszal az orientációt mértük. Minden felvételi helyen 3 mérést végeztünk, s ezek átlagát használtuk fel az értékelésben. A kartográfiai elemzés során 1:10000 méretű térképet használtunk, 1mm pontossággal határoztuk meg a dolinák hossz tengelyét és a szé-

lességét, majd kiszámítottuk a hosszúság és szélesség arányát, s ebből az aszimmetriát. A dolinák morfológiai paramétereit között alapadatoknak tekinthetők a hosszútengely, szélesség és mélység adatai. Ezek meghatározása az alábbi ábrán látható mérések alapján történt (2. ábra).

		
$L_1 = L_2$ $W_1 = W_2$ $W_1 + W_2 = \text{Max. } W$ $L_1/L_2 = 1 = R_l$ $W_1/W_2 = 1 = R_w$ $R_l * R_w = P_s = 1$ $\Sigma L/\text{Max. } W = 1 = R_{lw}$	$L_1 \neq L_2$ $W_1 = W_2$ $W_1 + W_2 = \text{Max. } W$ $L_1/L_2 = 2 = R_l$ $W_1/W_2 = 1 = R_w$ $R_l * R_w = P_s = 2$ $\Sigma L/\text{Max. } W = 1.5 = R_{lw}$	$L_1 \neq L_2$ $W_1 \neq W_2$ $W_1 + W_2 = \text{Max. } W$ $L_1/L_2 = 2 = R_l$ $W_1/W_2 = 2 = R_w$ $R_l * R_w = P_s = 4$ $\Sigma L/\text{Max. } W = 1.5 = R_{lw}$

2. ábra. A morfológiai paraméterek meghatározása: L =hosszúság; W =szélesség; $R_l(L_1/L_2)$ = hosszúsági arány; $R_w(W_1/W_2)$ =szélességi arány; $R_{lw}(\Sigma L/\text{Max. } W)$ =megnyúlási arány; $P_s(R_l * R_w)$ =szimmetria értéke.

Fig. 2. Determination of morphometric parameters: L =length; W =width; $R_l(L_1/L_2)$ = length ratios; $R_w(W_1/W_2)$ =width ratios; $R_{lw}(\Sigma L/\text{Max. } W)$ =elongation ratios; $P_s(R_l * R_w)$ =product of symmetry..

Eredmények megvitatása

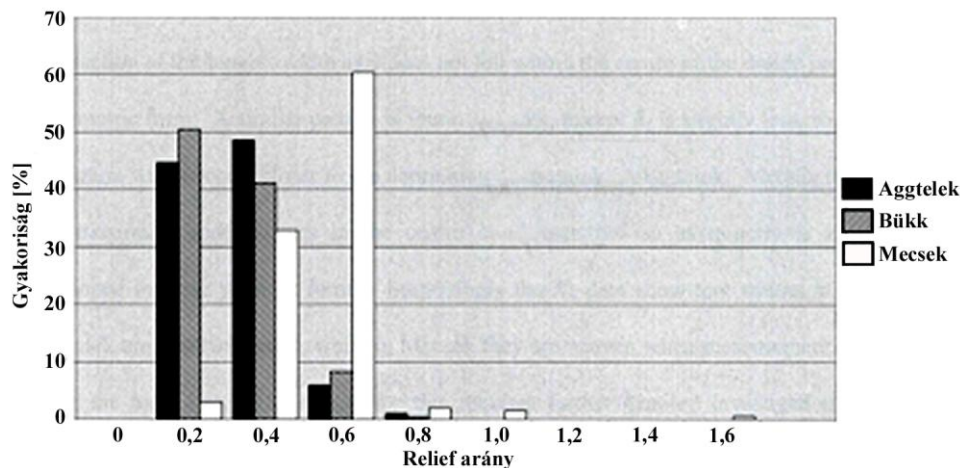
A fenti módszerrel meghatározott adatok segítségével kiszámítottuk a három terület dolináinak átlagos paramétereit (1. táblázat). A vizsgált dolinák átlagos hosszúsága, szélessége és mélysége Aggteleken a legnagyobb, a Mecsekben a legkisebb. A bükkie dolinák nagyobbak, mint a mecsekiek, de kisebbek, mint az aggtelekiek.

I.táblázat.
Table I.

A dolinák átlagos hosszúságának, szélességének, és mélységének összegző statisztikai adatai
Summary statistic data of doline length, width and depth.

Hely	Hosszúság (m)	Szélesség (m)	Mélység (m)
Aggtelek	116,38	78,02	15,99
Bükk	70,65	48,21	9,69
Mecsek	35,36	29,72	11,13

A dolinák fontos mutatója a *relief arány* (R_r), amit a mélység/átmérő adatával adtuk meg. A relief arány Aggteleken és a Bükkben kisebb, mint a Mecsekben. A Bükkben és Aggteleken gyakori a dolinaalapon végbemenő korrózió, ami csökkenti a relief arányt. Ez azt eredményezi, hogy ezen a két területen a reliefarány hasonló nagyságrendű, és a keresztmetszeti profil szinte azonos. A Mecsekben általában nagyobb a dolina oldalak lejtőszöge (20-25°), a Bükkben és Aggteleken lankásabb oldallejtők alakultak ki (10-15°). A számított adatok alapján a relief arány a három régióban különböző (3. ábra).



3. ábra. A bükki-, aggteleki- és mecseki dolinák relief arány gyakoriságának összehasonlítása
Fig. 3. Comparison of the percentage distribution of relief ratios of dolines in Aggtelek-, Bükk- and Mecsek Mountains

A 0,2 relief arány az aggteleki és bükki dolinák 40-50%-ára jellemző, a Mecsekben viszont csak a dolinák 5%-ánál figyelhető meg ez az arány. A 0,4-es kategóriában szintén hasonló a bükki és aggteleki dolinák adata, azonban a mecseki dolinának 30%-a már ebbe a kategóriába sorolható. Nagy különbség mutatkozik a 0,6-os reliefarány esetén, itt találjuk a mecseki dolinák 60%-át, az aggteleki- és bükki dolinának csak 10 %-a

sorolható ebbe a kategóriába. A relief arány csak a mecseki dolinák esetében emelkedett 1,0 érték fölé, ami azt igazolja, hogy itt a dolinák alakja tölcseesebb, mint Aggteleken és a Bükkben. Az 1,6-os reliefarány már arra utal, hogy a Mecsekben erőteljesebb a mélyülés, mint az oldalirányú szélesedés.

A belső szimmetria jellemzője, a megnyúlási arány a depresszió hosszanti arányával (R_l), szélességi arányával (R_w) és a hosszúság/szélességi arányával (R_{lw}) fejezhető ki (II. táblázat).

II. táblázat
Table II.

A dolinák megnyúlási arányának átlagos értékei
Average elongation ratios of dolines.

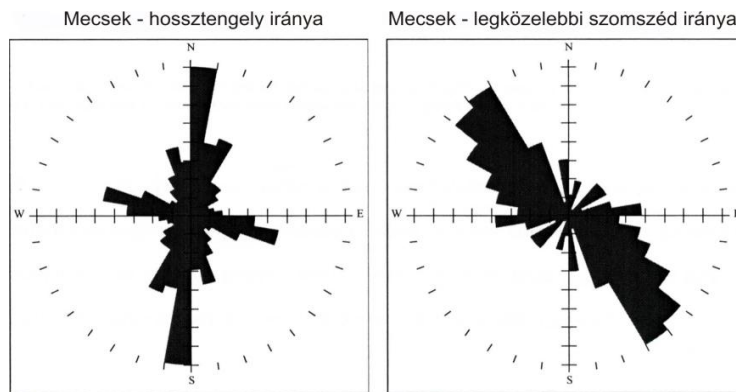
Mérési hely	Hosszúsági Arány (R_l)	Szélességi arány (R_w)	Megnyúlási arány (R_{lw})
Aggtelek	1,93	1,18	1,63
Bükk	1,56	1,11	1,53
Mecsek	1,12	1,33	1,22

A belső asszimmetria Aggteleken a legnagyobb, ami azt jelenti, hogy a legnagyobb szélesség tengelye nem megy át a dolina közepén, s ez asszimmetrikus formát hoz létre. Hasonló a helyzet a Bükkben (bár itt az R_l valamivel kisebb), a mintázat azt mutatja, hogy a maximális szélesség itt a depresszió centrumához közelebb van, mint Aggteleken. A Mecsek arányszámait azt mutatják, hogy az asszimmetria még nem fejlődött ki ezekben a fiatal formákban. Meglepő az R_w adatok alakulása, amelyek Aggteleken és a Bükkben hasonlóak, a hosszúsági arány (R_l) értékei azonban eltérnek. A mecseki dolinák mindkét arányt tekintve különböznek az aggteleki és bükki dolináktól. A jelenség magyarázata az, hogy ezekben a dolinákban az oldalirányú szélesedés még nem indult meg. Az R_{lw} értékek is igazolják a fenti állítást, miszerint a mecseki dolinákban ($R_{lw}=1,22$) a körszerű forma a domináns. A bükki- és aggteleki dolinákban ezek az adatok asszimmetrikusabb formát jeleznek ($R_{lw}=1,53$; 1,63).

A dolinák orientációjának meghatározása a dolinák leghosszabb átmérőjének orientációja alapján történt, de a topográfiai helyzet megítéléséhez a legközelebbi szomszéd orientációját is vizsgáltuk (milyen irányban helyezkedik el a vizsgált dolinához legközelebbi dolina). Az adatokat 10 fokos osztályokba osztottuk és 360 fokos rózsadiagramban ábráztuk. A diagramok a domináns topográfiai trendeket mutatják.

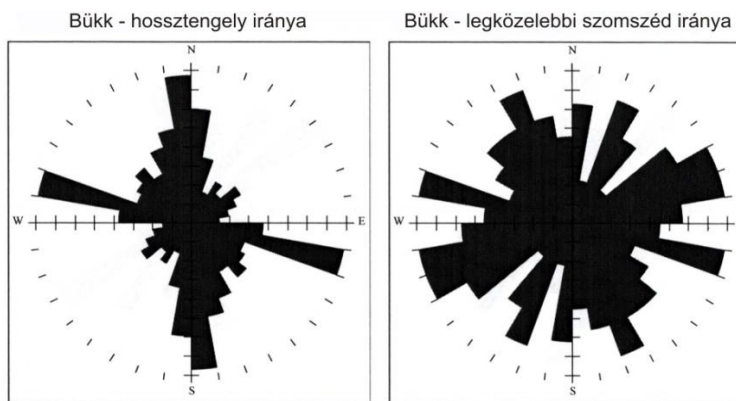
A mecseki dolinák leghosszabb tengelyének és a legközelebbi szomszédnak az orientációját vizsgálva a rózsadiagramok (4. ábra) azt mutatják,

hogy itt a dolinák hosszabb tengelye igazodik a topográfiához. A fő orientációs csúcs az É-D-i mintázatban fordul elő, kisebb másodlagos csúcs mutatható ki NYÉNY és KDK mintázatban. A dolinák orientációját itt a tektonikai szerkezet és a szárazvölgyek elhelyezkedése kontrollálja. A nagyobb formák É-D-i mintázatú törések mentén, a kis dolinák (30 m-nél kisebbek) viszont a NYÉNY-KDK irányú törésvonal (Kapos-törésvonal) mentén helyezkednek el.



4. ábra. A mecseki dolinák hosszanti tengelyének és a legközelebbi szomszédnak iránya (kétirányú rózsadiagram, 238 és 146 mérőpont)

Fig. 4. The long axis and the nearest neighbour orientation of dolines in Mecsek Mountains (Hungary) (bi-directional rose diagram, total data points 238 and 146)

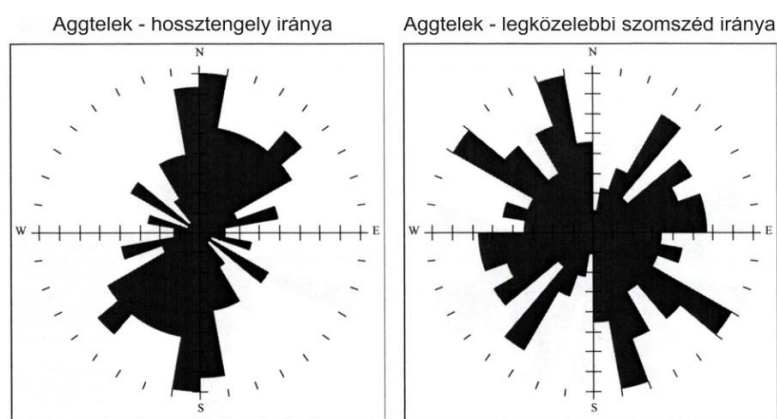


5. ábra. A bükki dolinák hosszanti tengelyének és a legközelebbi szomszédnak az iránya (kétirányú rózsadiagram, 266 és 176 mérőpont).

Fig. 5. The long axis and the nearest neighbour orientation of dolines in Bükk Mountains (Hungary) (bi-directional rose diagram, total data points 266 and 176)

A Bükkben, a krétában a K-NY irányú orogén mozgások NYÉNY-KDK irányba fordultak, s a Nagy-fennsík fő tektonikai antiklinálisához kapcsolódtak. Az északi rátolódást jelzi az ÉÉNY- DDK orientáció (5. ábra). Fiatal törések is befolyásolták a dolinák irányát a Bükkben. A miocénben erős kompresszió nyíró ereje É-D trendet eredményezett, néhány idős törési sík is felújult ebben a fázisban.

Aggteleken két fő deformációs esemény hatott, az első a késő jurában és a korai krétában fordult elő, ami a takaró rendszer megváltozását hozta. A második fázis az oligocéntól a középső miocénig zajlott. Az aggteleki dolinák rózsadiagramjai (6. ábra) nagyobb szórást mutatnak az É-D és NYDNY-KÉK irány között, bár az orientáció csúcsok itt kisebbek.



6. ábra. Az aggteleki dolinák hosszanti tengelyének és a legközelebbi szomszédnak az iránya (kétirányú rózsadiagram, 105 és 74 mérőpont).

Fig. 6. The long axis and the nearest neighbour orientation of dolines in Aggtelek Mountains (Hungary) (bidirectional rose diagram, total data points 105 and 74)

Az irányultság (orientáció) mérésére minden dolinánál elvégeztük a legközelebbi szomszéd analízist. A legközelebbi szomszéd diagramokat úgy készítettük el, hogy azokat a dolinák előfordulásához igazítottuk. Az aggteleki és bükki adatok nem mutattak kedvezményezett irányultságot, véletlenszerű irány eloszlásban jelentek meg. A mecseki dolinánál a legközelebbi szomszéd vizsgálata alapján, az orientáció igazodik az É-Ny-DK-i irányhoz.

A továbbiakban megvizsgáltuk, hogy a különböző méretű dolinák iránya morfológiai szempontból előre jelzett volt-e a vizsgált területeken, ami utalhat a dolinafejlődésre. A vizsgálatok alapján a dolinákat két csoportba osztottuk. Az egyik csoportot a nagyobb átlagos tengelyhosszúságú, a másik csoportot az átlagosnál kisebb tengelyhosszúságú dolinák képezték. Sajátos eltéréseket figyeltünk meg a különböző méretű dolinák irányultságában. Aggteleken csak kis különbség észlelhető mérettartományok szerint,

a 116 méternél kisebb hossz tengelyű dolináknál némileg erősebb É-D-i és NYÉNY-KÉK-i irányultság figyelhető meg. A Bükkben a 70 m-nél nagyobb hossz tengelyű dolinában erős É-D-i irányultság mellett, kismértékű másodlagos irány a KÉK és NYDNY volt. A 70m-nél kisebb hossz tengelyű dolinákban a fő tendencia a NYÉNY és KDK-i irány volt, itt másodlagosan jelentkezett az É-D irányultság. Ez a vizsgálat itt nem mutatott morfológiai meghatározottságot. A mecseki dolinákat viszont erős morfológiai meghatározottság jellemezte. 30m-nél nagyobb hossz tengely esetén É-D irányultság volt a fő irány, csak néhány dolina mutatott ettől 15 fokos eltérést. A 30 m-nél rövidebb hossz tengelyű dolináknál a fő irányultság NYÉNY és KDK volt, ami kiegészült néhány É-D orientációval.

Azok a korábbi megállapítások, amelyek szerint a szárazvölgyekhez igazodnak a dolinák fő irányai (*FERMOR 1972, JAKUCS 1977, PALMQUIST 1979, BÁRÁNY-KEVEI – MEZŐSI 1991*) nem minden esetben igazolódtak ez utóbbi vizsgálatainkkal. Különösen igaz ez az aggteleki dolinákra, ahol a szárazvölgy fő iránya, úgy tűnik, nincs jelentős hatással a dolina leghosszabb tengelyének irányára. A bükki dolinák esetén a szárazvölgy É-D-i és K-NY-i irányai visszatükröződnek a vizsgált dolinák leghosszabb tengelyeinek irányultságában. Legerősebb kapcsolat a szárazvölgyek és a dolinák hossz tengelyének iránya között a mecseki dolinákban figyelhető meg.

A dolina sűrűség vizsgálatok azt a kérdést kívánták megválaszolni, hogy minden dolina azonos csoporthoz tartozik-e, vagy több jellemző csoport különböztethető meg. A területi eloszlás értékelése a karsztos táj genetikájára is utalhat. Mindhárom területen két alcsoportot különíthetünk el, ami jelzi, hogy az elsődleges dolinákból alakulnak ki a kisebb, másodlagos dolinák. Mindhárom területen kétféle sűrűség típust találtunk. Aggteleken az egyik csoport <6 dolina/km² sűrűségű, a második csoport sűrűsége 14/km² volt. A Bükkben hasonló a dolinasűrűség megoszlása az aggtelekivel, a Mecsekben sokkal magasabb dolinasűrűséget találtunk (26/km² és 38/km²). Ez a mintázat azt mutatja, hogy az elsődleges nagy dolinák sűrűsége kisebb, mint a kis dolináké.

A Bükkben és Aggteleken a dolinasűrűség a legközelebbi szomszéd távolságának növekedésével nő, és bár a sűrűség nagy, a dolinák eloszlása a jelenlegi geomorfológiai folyamatok eredménye. A Mecsekben, ahol a dolinák kisebbek, a depressziók közötti távolság szempontjából a geomorfológiai folyamatok hatása még nem jelentős, ezért itt fontos különbséget tenni a szülő és a leány dolina között (*KEMMERLY 1982*). Ebben az esetben a felszín alatt a dolinák fejlett hidrológiai üreghálózattal rendelkeznek. A legközelebbi szomszéd analízis statisztikai alapján a dolinák eloszlása általában a

csoportos eloszláshoz közelít. Úgy tűnik, hogy a dolina együttesek a Bükkben és Aggteleken az MDCP (multigenerációs és kompetitív folyamatok) modell szerint fejlődnek. Valójában a kisebb depressziók megakadályozzák a nagy depressziók hidraulikus gradienseinek kialakulását, és csökkenthetik az átlagos legközelebbi szomszéd távolságait. Alternatív magyarázat lehet, hogy a dolinák fejlődése úgy ment végbe, hogy folytatódott az oldás, ami a nagy forma beszakadásával segítette a kis dolina létrejöttét, s ez egy bizonyos pontig hatott mind a távolság, mind a sűrűség növekedésére. Valójában a kisebb dolinák megelőzhették a hidraulikus gradiensek kialakulását, a nagyobb dolinák határán csökkent a kisebb dolinák kialakulásának lehetősége, ami csökkentette az átlagos legközelebbi szomszéd távolságát.

Annak tisztázására, hogy mely geomorfológiai folyamat határozza meg a dolina fejlődését a három területen, megvizsgáltuk a dolinák hossza, szélessége és mélysége közötti kapcsolatot egyszerű regressziós vizsgálattal. Csak a 0,5 fölötti értékek mutattak korrelációs kapcsolatot (5% szignifikanciaszinten). A regressziós vizsgálat alapján egyértelművé vált, hogy a hosszúság mindenütt nő a szélességgel. A mecseki dolináknál ez a kapcsolat erősebb ($R^2=0,92$), az aggteleki dolináknál még szoros ($R^2=0,76$), a bükki együtthető mutatja a legkevésbé szoros kapcsolatot ($R^2=0,67$). Ebből az következik, hogy a mecseki dolinák közelítik leginkább a köralakot, ami a mecseki regressziós egyenletből világosan látható:

$$y = 0,8451x + 0,1446$$

A hosszúság és mélység, valamint a szélesség és mélység kapcsolata nem olyan szoros, mint a hosszúság és szélesség kapcsolata. Pl. a bükki dolinák R^2 értéke (a hosszúság/mélység és a szélesség/mélység aránya) 0,38 és 0,44. Ez azt jelenti, hogy a bükki dolinák tálalakú formához közelítenek, relatíve sekély mélységgel, a hosszúsághoz és szélességhez viszonyítva (a Soros töbor területe volt az egyik vizsgálati terület). Az aggteleki dolináknál nem szoros a kapcsolat a mélységgel, ami arra utal, hogy ha elér egy küszöböt a lejtőkorrózió, a dolina aljára tevődik át az intenzív korrózió. A mecseki dolináknál szoros a korreláció az L/D ($R^2=0,78$) és a W/D ($R^2=0,81$) esetén (L/D=hosszúság/átmérő, W/D=szélesség/átmérő), a mészkőoldás mindkét lejtőoldalon és a dolina alján nagyjából egyenlő. Ez a dolinák fiatalságát jelzi az aggteleki és bükki dolinákhoz viszonyítva.

A legközelebbi szomszéd analízis segítségével közelebb juthattunk a dolinaeloszlás és a morfológiai adottság közötti kapcsolat megértéséhez. Az elemzés az aggteleki és bükki dolinák esetében nem mutatott szignifikáns igazodásos mintázatot. A korróziós folyamatok erősebbek a völgy alján,

mint a lejtőkön, mivel a völgy alján az akkumulálódó üledék, vagy talaj fel-erősíti a korrózió aktivitását. A korrózió az idők folyamán növelte a dolina szélesedését és mélyülését, amit korábban az eredeti geomorfológia elsődleges eróziója irányított.

A Mecsekben a legközelebbi szomszéd vektorának tendenciája NYÉNY-KDK. Ez arra utal, hogy itt pontszerű az igazodás a korábbi geomorfológiai hatásokhoz (ezek a dolinák fiatalabb morfológiai egységek, mint a bükki, vagy aggteleki dolinák). A formák kialakulása még nem független az előzetes morfológiai meghatározottságtól. A kis depressziók elrendeződése a szerkezeti hatások nyomait hordozza.

A legközelebbi szomszéd vizsgálatok adatai azt jelzik, hogy minden karszton inkább csoportos (klaszteres), kevésbé véletlenszerű (random) a dolinák eloszlása. Ez két dolinafejlődési modellel értelmezhető. A véletlenszerű eloszlás modell (MIRP) képviselői szerint a beszakadásos és oldódásos modell térben keveredik, ezért véletlenszerű folyamatok zajlanak. Ezeket a folyamatokat valószínűleg a felszíni lefolyás generálja. A másik alternatív modell a *LA VALLE* (1968) alapján kidolgozott több generációs szétterjedés és a geomorfológiai folyamat modell (MDCP). Ez utóbbi modell szerint, az elsődleges dolinák megnyúlnak az oldás révén a depresszió hatásánál, mivel növekszik a vízvezetés a felszín alatti járatokban is (*FORD* 1964), és a növekvő karsztvíz-mennyiség az üledéket elszállítja az elsődleges dolina felé. Ezzel elindul a másodlagos dolina kialakulása. Ennek az a feltétele, hogy az elsődleges és másodlagos dolinák a felszín alatt hidrológiai kapcsolatban legyenek.

A legközelebbi szomszéd analízise adatokkal szolgál a dolinák eloszlásvizsgálatához is. Ezt a módszert 1954-ben *CLARK* és *EVANS* alapozta meg, majd *DAY* (1983) használta a dolinák térbeli elhelyezkedésének vizsgálata céljából. Egy területen a dolinák számát (N_{cd}), sűrűségét (D_{cd}), valamint az egyes dolinák közötti távolságot, illetve a legközelebbi szomszédtól való távolságot (L_a) határoztuk meg. A várható átlagos távolság (E_d) végtelesen nagyszámú dolina esetén, azonos sűrűséggel számolva, az alábbi formula szerint írható le:

$$E_d = 0,5 A/N + 0,0514 P/N + 0,041 P/N^{3/2}$$

ahol az N =a mért pontok száma; A =a terület; a P =a kerület.

A dolinaeloszlás kifejezhető az L_a/E_d aránnyal, aminek az *eredője az R*. Az R értékei a 0-tól az 1-ig a térbeli eloszlás maximális csoportosulást, 1-től véletlenszerű eloszlást, 2,149 esetén már az egyenletes eloszlást jelzik a

mintázatban. Kiindulva a véletlenszerű eloszlásból, tesztelhető a normál görbe eltérése az alábbiak szerint:

$$C = (E_d - L_a) / d$$

ahol d = a távolságértékek szórását leíró tényező.

Az aggteleki dolinák legközelebbi szomszéd analízise 1 km^2 területre terjedt ki. A P (kerület) értékek alapján (5% szignifikancia szinten), kevés kapcsolatot találtunk a legközelebbi szomszéd távolság és a várható közepes távolság értékei között. A legközelebbi szomszéd (L_a) és a közepes távolság (E_d) közötti nagyobb különbség valószínűsége véletlenszerű, és lényegesen kisebb, mint 0,05. Ez azt jelzi, hogy az eloszlás közelít a csoportos (klaszteres) eloszláshoz. Egyik aggteleki részterület sem mutat random eloszlást, bár 4 esetben szemi-random eloszlás állapítható meg. Ahol az L_a kisebb, mint az E_d , ott a klaszteres eloszlás feltételezhető.

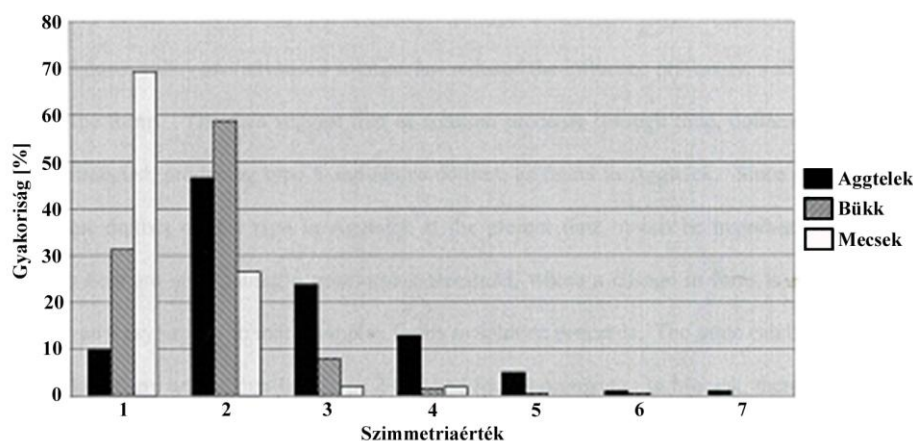
A Bükk hegység 1 km^2 -es területét vizsgálva, legtöbb esetben a P értéke 0,05-nél nagyobb volt, ez kis egyezést mutatott a legközelebbi szomszéd távolságának várt és aktuális értékével, ami a dolinák csoportos eloszlását jelzi. Az R érték 0,21-1,14 tartománya, 0,66-os középértékkel és 0,23-as szórással, arra utal, hogy a területi eloszlások tartománya a klaszter és a random között van. Összességében, az R -érték az erős csoportos eloszlást mutatja, ami nem meglepő, mivel a bükki vizsgált dolinák szárazvölgyben helyezkednek el.

A Mecsek hegységben az R -értékek adatainak tartománya a csoportostól a véletlenszerűhöz közelít (0,32-0,84 között), a szórás 0,22. A legközelebbi szomszéd eredőinek (vektor) hosszait összehasonlítva, az átlagos dolinahosszal és a dolinasűrűséggel, megvizsgáltuk azt a hipotézist, hogy a kisebb dolinákhoz kisebb legközelebbi szomszéd távolságok tartoznak-e, ami a nagyobb sűrűség következménye. Csak kevés szignifikáns kapcsolatot találtunk, 5%-os szinten.

Az aggteleki és bükki dolinák R^2 -értékei azt jelzik, hogy nincs szignifikáns kapcsolat a dolina hosszúsága és a legközelebbi szomszéd távolsága ($R^2=0,007$ és $0,104$) között. A Mecsekben a kapcsolat 6 ponton szignifikáns ($R^2=0,5$), a legközelebbi szomszéd távolságának növekedését a dolina hossz tengelyének a növekedése követi.

Az aggteleki- és bükki dolina sűrűség, és a legközelebbi szomszéd távolsága szignifikáns kapcsolatot mutat ($R^2=0,56$ és $0,45$), a Mecsekben azonban nincs szignifikáns kapcsolat a dolinasűrűség és a legközelebbi szomszéd távolsága között ($R^2=0,04$). A legközelebbi szomszéd indexek

analízise igazolta a Bükk- és Aggtelek-hegységben, hogy a dolinaelterjedés a szárazvölgyekkel kapcsolatban van, míg a Mecsekben ez a hatás nem jelenik meg.



7. ábra. A dolina szimmetria összehasonlító értékei a vizsgált területeken
 Fig. 7. Comparison of product of doline symmetry in the investigated areas.

A dolinák többsége aszimmetrikus, az aszimmetria kifejezettebb a Bükkben és Aggteleken, ami valószínűleg a fejlődési állapot következménye. Felértékelődik azonban itt az aszimmetria kialakulásának mechanizmusa, ha meg akarjuk érteni a dolinafejlődést. Lényegében az aszimmetriát a mikroklíma, a vegetáció és a talajhatás okozza, amit a karsztökölógiai rendszer folyamataival érthetünk meg (BÁRÁNY-KEVEI 1987a, 1987b, 1992, 1998a, 1998b, 1999, 2007). A mikroklíma szélsőséges a nyílt dolinákban, a déli kitétségű (expozíciójú) lejtő nappali hőmérséklete 4-5°C-kal magasabb, mint az északra néző déli lejtőé. A kelet-nyugati transzektben a besugárzás értékei napközben időben térnek el, a keletre néző nyugati lejtőn 9-10 óra között legmagasabb a hőmérséklet, a nyugatra néző (nyugati expozíció) keleti lejtőn a legmagasabb hőmérsékletek 13-15 óra között mérhetők. Éjszaka hideg légtö alakul ki a dolinákban, nyáron (augusztus hónapban) -4°C-ot is mértünk a Bükk-fennsík dolináiban (KEVEINÉ BÁRÁNY 2011). A hőmérséklet járása az aggteleki- és bükki dolinák esetén szélsőségesebb volt, mint a mecseki dolinákban. Mindez azt eredményezi, hogy a biológiai aktivitás (mind a talaj mikrobiális aktivitása, mind a növényzet összetétele) eltérő a különböző lejtőkön, ennek következtében a korrózió intenzitása is különböző az eltérő égtáji kitétségeken. Ez végeredményben lankásabb lejtő kialakulását teszi lehetővé a délre néző lejtőkön, szemben az északra néző lejtőkkel, ahol meredekebb lejtők alakulnak ki, ami az aszimmetria kialakulá-

sához vezet. A nagyobb dolináknál a folyamat összetettebb (pl. Aggteleken), itt már megkezdődött a szélesedést eredményező oldási folyamat. A Bükk esetén is magas szintű az aszimmetria.

A szimmetrikus forma (P_s) kialakulásának értelmezését bővíthetjük a dolinák teljes felszínének vizsgálatával. Ha az $R_l \times R_w$ érték 1, akkor teljesen szimmetrikus a forma, az ennél magasabb értékek (növekvő mértékű) aszimmetriát jeleznek. Az alábbi ábra (7. ábra) mutatja a három vizsgált terület összehasonlító szimmetria értékeit:

Az 1-es típushoz (szimmetrikus) sorolható a mecseki dolinák 70%-a, a bükki dolinák 30%-a és az aggteleki dolinák 10 %-a. A 2.-es típushoz (ez már aszimmetria) a Bükkben a dolinák 59%-a, a Mecsekben 26%-a sorolható. A 3-as vagy >3 típusok az aggteleki dolináknál már jelzik, hogy azok geomorfológiai szempontból jobban fejlettek, mint a bükki vagy mecseki dolinák, itt találjuk a legtöbb aszimmetrikus dolinát. A Bükkben kevesebb az aszimmetrikusnak minősülő dolina, mint a Mecsekben, ami azért meglepő, mert összességében fiatalabb dolinák vannak a Mecsekben. Valószínűleg a helyi topográfia, azaz a szárazvölgyek jelenléte okozza ezt. A mecseki dolinák relatíve fiatalabbak, a korróziós aktivitásnak nem volt elég ideje ahhoz, hogy módosítsa a szárazvölgy lejtőmorfológiáját. Ha a formák elég nagyméretűek voltak már korábban, akkor a karsztosodás előtti völgymorfológiát átalakította a dolina morfológiai fejlődése. A Bükkben ez a folyamat jelenleg zajlik, ami a 2. típus nagy számában tükröződik. Itt a dolinák a völgyhöz igazodnak, és az erős oldás már csökkentette az előző korok karsztos völgyeinek hatását. Az adatok azt mutatják, hogy az idők folyamán az oldási folyamatok hatására a dolinák felszabdálódnak, és az 5. típus alakul ki. Ilyen dolinákat Aggtelekről ismerünk, ezek már nem a korábbi geomorfológiai hatást tükrözik. A 4-es típusban olyan aszimmetria fordul elő, amit több tényező, közöttük az ökológiai viszonyok is előidézik. Ugyanezt az érvelést használhatjuk a Bükk dolináinál, ahol a még kisebb mértékben, de már aszimmetrikusnak mondható 2-es, 3-as és 4-es típus fordul elő leginkább. A Mecsekben az átmeneti forma az 1-es és 2-es típus között van, ami azt mutatja, hogy a dolina a száraz völgyekben aszimmetrikussá válik, de az is hozzájárul ehhez, hogy ezek többnyire erdőszült dolinák, amelyeknek kiegyenlítettebb a mikroklímája. Csak a Bükkben korreláltak a P_s (szimmetria) értékek az R_{lw} értékkel ($R^2=0,81$). Ez a szimmetria jellemzőinek ismertében érthető. A 2-es típusú szimmetria leginkább a Bükkre jellemző, ahol a hosszúság majdnem kétszerese a szélességnek ($R^2= 0,74$), így az R_{lw} növekszik, hasonlóan a P_s is. Ez azt mutatja, hogy a dolinafejlődés során a különböző oldási folyamatok segítik az aszimmetrikus forma kialakulását. 5-7-es típusú aszimmetria jelzi a dolinák szélesedését. Az oldalirányú vízvezetés fonto-

sabbá válik, mint a dolina központi korróziója. A legjobban fejlett dolinák Aggteleken fordulnak elő, itt az oldás előrehaladottabb, mint a Bükkben, vagy a Mecsekben. A hazai klímadottságok mellett a dolinafejlődés inkább a szélesedés, mint a mélyülés irányában halad. Ez általában a depressziók méretének növekedéséhez vezet, és az oldás bázisa a középponttól a kerületek felé mozdul el.

A fentiek alátámasztására elvégeztünk néhány fizikai talajvizsgálatot. Azt tapasztaltuk, hogy a finomabb talajalkotók korrelációt mutatnak a morfometriai paraméterekkel, amelyek hatást gyakorolnak a nagy dolinák formálódásához. Az aggteleki és bükki nagy dolinák nagyobb %-ban rendelkeznek finom talajalkotókkal, mint a mecsekiek. Az idősebb formákban találtunk lejtőleemosásból eredő finom frakciókat, amelyek a lejtő magasabb részeiről a lejtőalapra áttelepítődtek. Ahol a talajszemcsék nagyon finomak, korlátozzák a beszivárgást, így a dolina alján csökken a további oldás. A dolinafenék oldódása helyett, a lejtők irányába eltolódó oldás csökkenti a dolina átlagos mélységét és az oldalirányú terjeszkedést segíti a mélyüléssel szemben. Ez megvilágítja azt is, hogy az aggteleki és bükki dolinákban miért alacsonyabb a reliefarány (0,25 és 0,22), mint a Mecsekben (0,44).

Következtetések

A dolinák morfometriai adatainak összehasonlító értékelése segíti a dolinafejlődés elsődleges mechanizmusának megértését a három vizsgált területen. Aggteleken vannak a legnagyobb dolinák, míg a Mecsekben a legkisebbek, a bükkiek átmenetet képeznek a két terület között. *DARÁNYI* (1972) szerint Aggteleken és a Bükkben a karsztosodás a földtörténeti mezozoikumtól napjainkig folyik, itt már megtalálhatók az exhumálódott paleokarsztosodás bizonyítékai is. A Mecsekben rövidebb ideig hatott a transzgresszió, a pleisztocénben lösz ülepedett le (csökkentve a karsztosodás hatékonyságát a területen).

Összességében vizsgálataink adatszerűen bizonyították, hogy az átlagos dolinamélyülés a Mecsekben nagyobb, mint Aggteleken, vagy a Bükkben. A dolinák oldódási folyamatai és a depresszió növekedése a dolinaközponttól az oldallejtő felé halad, s ez növeli az oldalirányú kiterjedést, ami csökkenti a dolina relief arányát. A szélesedés hatására a dolina a tölcserformából a tányérosodás irányába fejlődik. A Mecsekben az oldás még nem eléggé fejlett rendszerben zajlik, ami itt a mélység és a hosszúság/szélesség között fordított irányú kapcsolat kialakulását segíti elő.

A három terület dolina-morfometriai adatainak összehasonlító értékelése megmutatta, hogy az időben és térben lejátszódó geomorfológiai fo-

lyamatok eltérőek a hasonló genetikájú területeken, s ezek megismerése fontos a karsztfejlődés megértésében. Mivel a dolinák a karsztok fontos vízfeltöltődési helyei, vizsgálatuk a jövőbeni vízellátás szempontjából, a víztározó- és vízadó rétegek természeti erőforrás-menedzsmentjében felértékelődik (GUNN 1983).

- A többirányú morfológiai megközelítés alapján megállapítottuk, hogy minden területen igazodik bizonyos mértékig a dolinák előfordulása a tektonikai szerkezethez, a szárazvölgyek és a köztrétegek irányaihoz.

- A legközelebbi szomszéd analízise alapján a dolinák eloszlása a Bükkben és Mecsekben klaszterszerű (csoportos) (ami megfelel az MDCP fejlődési modellnek).

- A dolinasűrűség és a normalizált gyakorisági adatok a geomorfológiai folyamatok jelentőségét jelzik a dolinák elterjedésében és a legközelebbi szomszéd távolságának kialakulásában.

- A leghosszabb tengely, szélesség és mélység adatai azt mutatják, hogy legnagyobbak a dolinák Aggteleken, legkisebbek a Mecsekben, míg a bükk dolinák átmenetet képviselnek a két előbbi között.

- A reliefarányok, a dolinákat kitöltő üledékek szemcseméretének adatai, a dolinák megnyúlása, és az agyag felhalmozódása a dolina fenéken csökkenti, a lejtőoldalakon kedvezményezi a dolinák korrózióját.

- A szimmetria viszonyok vizsgálata igazolta, hogy a dolinák növekedésével egy időben növekszik az aszimmetria. A Mecsekben a körkörös forma a leggyakoribb, Aggteleken találjuk a legtöbb aszimmetrikus dolinát, a Bükkben a vonatkozásban is átmeneti állapotot tükröz.

IRODALOM

BASSO, A. – BRUNO, E. – PARISE, M. – PEPE, M (2013): Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). – Environ. Earth Sci. Springer. pp.1-12. DOI 10.1007/s12665-013-2297-z.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1987a): Comparative karstic soil researches in the Bükk Mountain and on the Aggtelek Karst, Hungary. – Karst and Man. Ljubljana. pp. 221-230.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1987b): Tendencies to change in the compositions of the karstic soil and the vegetation in the dolines in the Hungarian Bükk Mountain. – ENDINS, n. o. 13. Ciutat de Mallorca. pp. 87-92.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1992): Karst soil as indicators of karst development in Hungarian karsts. – Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl. – Bd. 85. Berlin-Stuttgart. pp.101-110.

- BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1998a): Connection between morphology and ecological factors of karst dolines (Aggtelek hills, Hungary. – *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria Suppl. III. t. 4.* pp.115-119.
- BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1998b): The geo-ecology of three Hungarian karsts. – *Cave und Karst Science. Transaction of the British Cave Research Association.* 25 (3) pp.113-117.
- BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1999): Microclimate of Karstic Dolines. – *Acta Climatologica Univ. Szegediensis, Tom. 32-33.* pp.19-27.
- BÁRÁNY KEVEI, I.* (2007): Rules of climate, soils and vegetation development of karstsystem. – *Time in Karst, Postojna, Slovenia. Short Scientific papers.* pp.1-4.
- BÁRÁNY-KEVEI I. – FARSANG A.* (1992): Distinction of doline types based on ecological and morphometric parameters. – *Conf. On the Karst and Cave Research Activities of Educ. and Research Institutions in Hungary. Jósvalő.* pp. 47-53.
- BÁRÁNY, I. – MEZŐSI, G.* (1991): Further morphometrical data from some important Hungarian karst areas. – *Proceed. of the International Conference on Environmental Changes in Karst Areas. I.C.E.C.K.A. IGU-UIS. Italy.* pp. 137-142.
- BONDENSAN, A. – MENEGHEL, M. – SAURO, U.* (1992): Morphometric analysis of dolines. – *International Journal of Speleology,* 21 (1/4) pp. 1-55.
- CASTIGLIONI, B.* (1991): Some morphometric and environmental aspects of dolines in Berici Hills (Vincenza, Italy). – *Proceed. of the International Conference on Environmental Changes in Karst Areas. I.C.E.C.K.A. IGU-UIS. Italy.* pp.143-156.
- CLARK, P. J. – EVANS, F. C.* (1954): Distance to nearest neighbour analysis as a measure of spatial relationships in population. – *Ecology,* 35, pp. 445-453.
- COLEMAN, A.N. and BALCHIN, W.G.V.* (1959): The origin and development of surface depressions in the Mendip Hills. – *Proceeding of the Geologist Association,* 70, pp.291-301.
- CRAMER, H.* (1941): Die Systematik der Karstdolinen. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie, Beilage-Band, Abst. B 85,* pp.293-382.
- CVIJIC, J.* (1893): Das Karstphänomen. – *Geografische Abhandlung 5 H. 3,* pp. 217-329.
- DARÁNYI, F.* (1972): Karst of Hungary. – In.: Herak, M. & Stringfield, V.T (eds.): *Important karstregion of the northern hemisphere*. Amsterdam, Elsevier New York pp. 267-295.
- DAY, M. J.* (1976): The morphology and hydrology of some Jamaican Karstdepressions. – *Earth Surface Processes and Landform.* 1. pp. 111-129.

- DAY, M .J.* (1983): Doline Morphology and Development in Barbados. – *Annals of the Association of American Geographers*, 73 (2), pp.206-219.
- FARSANG, A. – M.TÓTH, T.* (1993): Morphometric investigation of dolines in Bükk Mountains. – *Acta Geographica Szegediensis*, 31, pp. 53-60.
- FERMOR, J.* (1972):The dry valleys of Barbados: critical review of their pattern and origin. – *Transaction of the Institut of British Geographers*. 57. pp. 153-165.
- FORD, D. C.* (1964): Origin of closed depressions in the central Mendip Hills. – 20th International Geographic Congress, London, Abstracts, pp. 105-106.
- FORD, D. C. – WILLIAMS, P.W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. – Unwin Hyman, London. 601 p.
- GUNN, J.* (1983): Point recharge of limestone aquifers. A model from New Zealand Karst. – *Journal of Hydrology*. 61. pp. 19-29.
- HACK, J.T.* (1960): Inter orientation of erosional topography in humid temperate regions. – *American Journal of Science*, 258 (A), pp. 80-97.
- HOYK, E.* (1999): Investigations of the vegetation and soil in the dolines of Mecsek Mountains, South Hungary. – *Acta Carsologica*, 28 (1) pp. 105-113.
- HOYK, E.* (2002): A Nyugat-Mecseki karszt dolináinak morfológiai vizsgálata. – *Karsztfejlődés VII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, pp. 161-171.
- JAKUCS, L.* (1977): Genetic type of the Hungarian Karst. – *Karszt és Barlang, Special Issue* pp. 3-18.
- KEMMERLY, P.R.* (1982): Spatial analysis of karstdepression population. Cluesto Genesis. – *Geological Society of America Bulletin*, 93. pp. 1078-1086.
- KEVEINÉ BÁRÁNY, I.* (2011): Néhány adat a bükki töbrök mikroklímájához. – *Geotudományok: A Miskolci Egyetem Közleménye: A Sorozat, Bányászat* 82 pp.177-183.
- KEVEINÉ BÁRÁNY, I. – MEZŐSI, G* (1978): Adatok a karsztos dolinák talajökológiai viszonyaihoz. – *Földrajzi Értesítő. XXVII. (1)* pp. 65-73.
- LA VALLE, P.* (1968): Karstdepression morphology in South Central Kentucky. – *Geogr. Annales* 50. A. pp. 94-108.
- LIPPMANN, L. – KISS, K. – MÓGA, J.* (2008): Az Abaliget-orfői Karszt karsztos felszínformáinak vizsgálata térinformatikai módszerekkel. – *Karsztfejlődés XIII.* pp. 151-166.
- MEZŐSI, G. – BÁRÁNY, I. – TÓTH, I.* (1978): Karstmorphometrische Untersuchungen im Gebirge Aggtelek (Nordungarn). – *Acta Geographica Univ. Szegediensis. Tomus XVIII.* pp. 131-140.

- PALMQUIST, R.* (1979): Geologic controls on doline characteristics in mantled karst. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*, 32, pp. 76-90.
- RAMSEY, L. C.* (2015): Morphometry and basic ecological characteristics of dolines in unlogged temperate rainforest karstlandscapes of Northern Vancouver Island, British Columbia, Canada. – PhD dissertation. p. 315.
- SUSTERCIC, F.* (1994): Classic dolines of classical sites. *Acta Carsologica* 23: pp.123–156.
- SÜMEGI, GY. (íff).* – *SÜMEGI, GY. (id).* – *VARGA, B.* (2012): Töbörceporkok sajátos vonásai a Jósvalfői-fennsíkon. – *Karsztfejlődés*. XVII, pp. 165-178.
- TELBISZ, T.* – *MARI, L.* – *KOHÁN, B.* – *CALIC, J.* (2007): A szerbiai Miroc-hegység töbreinek térinformatikai és GPS-es terepi vizsgálata. – *Karsztfejlődés* XII. pp. 71-90.
- TELBISZ T.* – *C DRAGUŠICA, H.* – *NAGY, B.* (2009a): Doline Morphometric Analysis and Karst Morphology of Biokovo Mt (Croatia) based on Field Observations and Digital Terrain Analysis. – *Croatian Geographical Bulletin*, 71 (2) pp. 2-22.
- TELBISZ, T* – *MÓGA, J* – *KÓSIK, SZ.* (2009b): Pelsóci-fennsík digitális domborzatelemzése és töbör-morfometriai jellemzése. – *Karsztfejlődés* 14 pp. 121-138.
- VERESS, M.* (2012): Fedőüledékes karsztos depressziók típusai és kialakulásuk. *Földrajzi Közlemények*. 136 (1) pp. 2-21.
- WILLIAMS, P.W.* (1972): Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. – *Geological Society of America Bulletin* 83, pp. 761–796.

**LIDAR- ÉS TOPOGRÁFIAI TÉRKÉP ALAPÚ DIGITÁLIS TEREP-
MODELLEKBŐL LEVEZETETT, ILLETVE KÉZZEL DIGITALI-
ZÁLT TÖBÖR-KÖRVONALAK MORFOMETRIAI ÖSSZEHA-
SÓN-LÍTÁSA AZ AGGTELEKI-KARSZT PÉLDÁJÁN**

**COMPARISON OF DOLINE CONTOURS DERIVED FROM LIDAR
AND TOPOGRAPHIC MAP-BASED DTMS WITH DOLINE
CONTOURS CREATED BY MANUAL DIGITISATION, THE CASE
EXAMPLE OF AGGTELEK KARST**

LÁTOS TAMÁS¹–TELBI SZ TAMÁS¹–
DEÁK MÁRTON¹–SZÉKELY BALÁZS^{2,3}– KOMA ZSÓFIA²–
STANDOVÁR TIBOR⁴

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

²ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P.
sétány 1/C.

³ Interdiszplináres Ökologisches Zentrum, TU Bergakademie Freiberg,
Leipziger str. 29, D-09596 Freiberg, NSZK

⁴ ELTE Növényrendszertani, Ökológiai és Elméleti Biológiai Tanszék, 1117
Budapest, Pázmány P. sétány 1/C.

latostamas@gmail.com

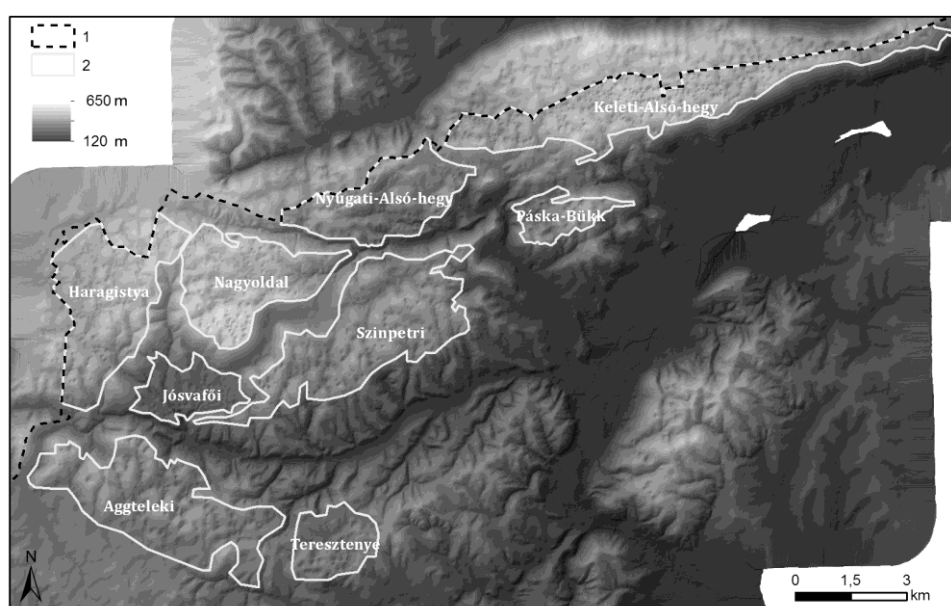
Abstract: An advantageous consequence of the rapid evolution of topographic data acquisition techniques is the possibility to measure the topography with increasingly higher accuracy. New remote sensing techniques and data processing methods allow detecting microtopographic features of karst phenomena with unprecedented precision. In this study, our aim was to compare doline morphometric data derived from various types of digital terrain models (DTMs). The study area is the Aggtelek Karst. An automated method of DTM-based doline recognition is presented here; the results of this processing technique are compared to that of the topographic map-based classic outlining method. We compared the three doline database by using geomorphometric tools. Our conclusion is, that even the classic method provides reliable results, however the DTM-based method with LiDAR data is somewhat more accurate in detecting and analyzing small-scale dolines.

Bevezetés

A karsztmorfológiai kutatások egyik fő célpontját napjainkban is a töbrök jelentik, melyeket *FORD – WILLIAMS* (1989) alapján a karsztok diagnosztikus felszínformáinak tekintünk. A módszertan azonban folyamatosan fejlődik, mióta *WILLIAMS* (1971) már több mint négy évtizede lefektette a töbrök-morfometriai kutatások alapjait. Az alapvető morfometriai paraméte-

rek meghatározhatók a bőséges szakirodalom alapján (*MILLS – STARNES* 1983, *BÁRÁNY KEVEI – MEZŐSI* 1991, *KEMMERLY* 1986, *VINCENT* 1987, *WHITE* 1988, *FORD – WILLIAMS* 1989, *BÁRÁNY-KEVEI – MEZŐSI* 1993, *FARSANG – M. TÓTH* 1993, *PÉNTEK* et al. 2000, *DUTKÓ* 2000 stb.). Ezek közül mi a következőket használtuk:

- egyedi morfológiai jellemzők: terület, kerület, mélység, kerekítettség, kompaktság, vízszintes megnyúltság, mélység-átmérő arány, hossz tengely azimutja.
- területi jellemzők: töborszám, töborsűrűség, töbrosódási arány.



1. ábra: Az Aggteleki-karszt vizsgált fennsíkjai
 Jelmagyarázat: 1. államhatár, 2. fennsíkok
 Fig. 1: The studied plateaus of Aggtelek Karst
 Legend: 1. state border, 2. plateaus.

Vizsgálati területünk a Gömör–Tornai-karszt Magyarországra eső része volt, a Szalonnai-karszt kivételével, mivel ez utóbbiról nem állt rendelkezésünkre LiDAR adat (1. ábra). Számos munka született már korábban a Gömör–Tornai-karszt rész-, vagy adott esetben teljes területéről térinformatikai-statisztikai módszereket használva (*MEZŐSI* 1984, *TELBISZ* 2001, *MARI* 2003, *TELBISZ* 2003, 2004, *ZBORAY – KEVEINÉ BÁRÁNY* 2004, *TELBISZ – MÓGA* 2005, *TELBISZ* et al. 2006, *TELBISZ – ÁDÁM* 2011). Esetünkben az újdonságot az jelenti, hogy LiDAR alapú domborzatmodellt is használtunk, valamint igyekeztünk kifejleszteni egy automatizált töbörlehatárolási módszert térinformatikai alapon. Hasonló próbálkozásokra a

szakirodalomban is találni példákat (*MONTANÉ* 2002, *CARVALHO* et al. 2013, *GOSTINČAR* 2013, *PARDO-IGÚZQUIZA* et al. 2013, *KOBAL* et al. 2014). A klasszikus töbörlehatárolási módszer szerint megfelelő méretarányú topográfiai térképről a legkülső zárt szintvonal digitalizálásával előállítható egy adott terület töbör-adatbázisa. Ezzel a módszerrel azonban több probléma is adódhat:

- a térkép generalizáltsága miatt a morfometriai mutatók vizsgálata pontatlan adatokon alapszik,
- a nem elég nagy méretarányú térképek használata miatt a kisebb töbrök kimaradhatnak az adatbázisból,
- a legkülső zárt szintvonal nem pontosan tükrözi a töbör peremét.

A töbör peremét morfológiai értelemben legpontosabban a görbület alapján határozhatjuk meg, ám ez sok esetben nem teljesen egyértelmű definíció. Másik lehetőség, hogy a perem legalacsonyabb pontjának megfelelő szintvonallal határozzuk meg, ami egyértelmű és térinformatikailag is könnyebben alkalmazható módszer.

Jelen tanulmány a fenti hibalehetőségek mértékét igyekszik feltárni, több adatforrásból levezetve és összehasonlítva a töbrök morfometriai jellemzőit. A kutatás tehát a következő kérdésekre keresi a választ:

- milyen egyezések/különbségek mutathatók ki ugyanazon töbrök morfometriai paramétereinek összevetése során három különböző eljárással meghatározva a töbröket?
- lehetséges-e a töbrök automatizált lehatárolása digitális domborzatmodell alapján?
- használható-e a LiDAR-alapú DTM töbörlehatárolásra és morfometriai elemzésre?

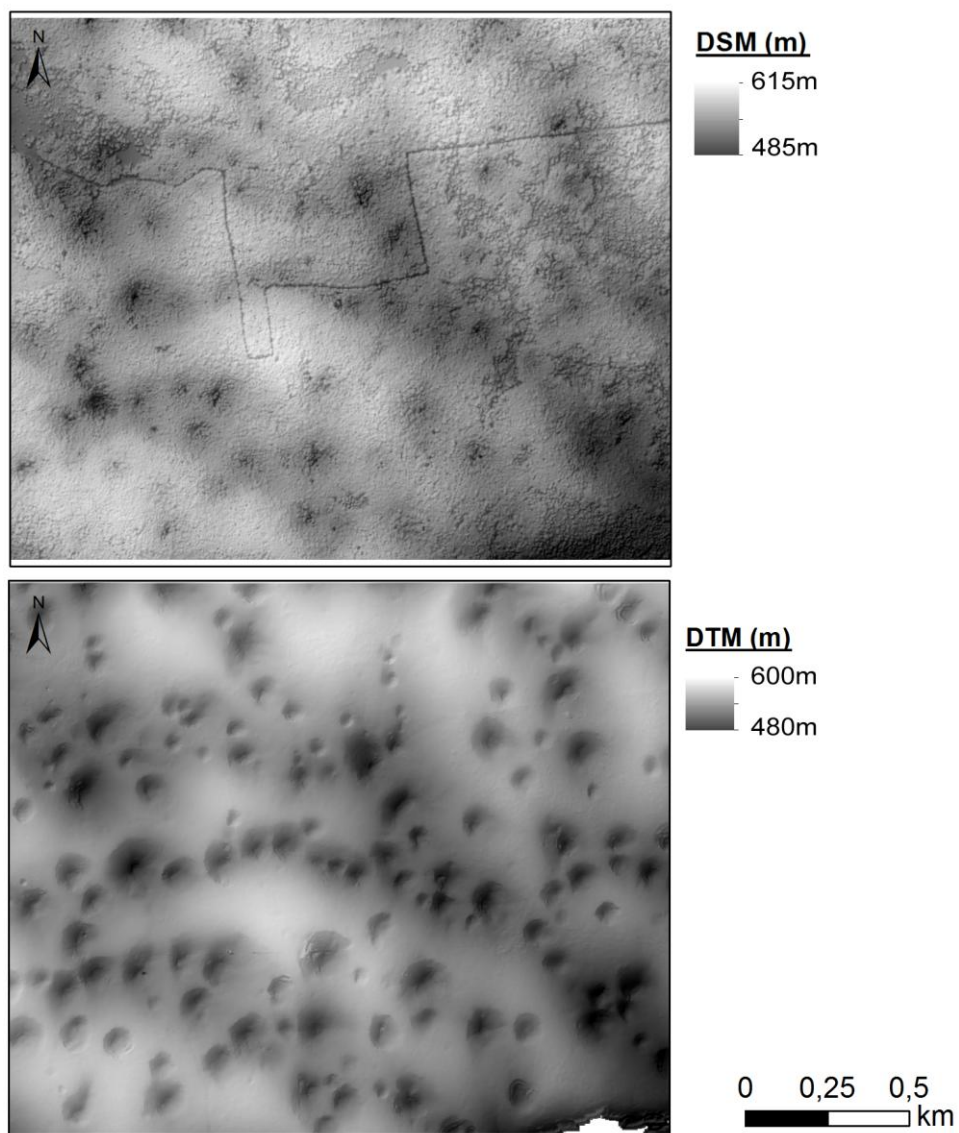
Adat és módszer

A kérdésfelvetésben említett három különböző adatforrás/adatnyerési eljárás a következő volt.

1. Klasszikus módszerrel meghatározott töbrök (a továbbiakban erre a „TOPO” rövidítéssel hivatkozunk): 1:10 000 méretarányú topográfiai térkép alapján, a legkülső zárt szintvonal digitalizálásával kijelölt töbrök. Ebben az esetben a töbörperem és a töbör aljának magassági értékét is a térkép alapján határoztuk meg.

2. Kriging interpolációval létrehozott DTM-ből levezetett töbrök (továbbiakban: „KRIG”): ezt szintén az 1:10 000 méretarányú topográfiai térkép alapján kaptuk meg. A szintvonalak és a magassági pontok digitalizálásával, majd kriging interpolációval előállított, 10 m horizontális felbontású digitá-

lis terepmodell jelentette az alapot. A kriging módszer számos korábbi vizsgálat alapján az egyik legjobb interpolációs módszer (bővebben lásd *TELBISZ et al. 2013*). A töbrök lehatárolása az automatizált módszerrel történt (lásd később).



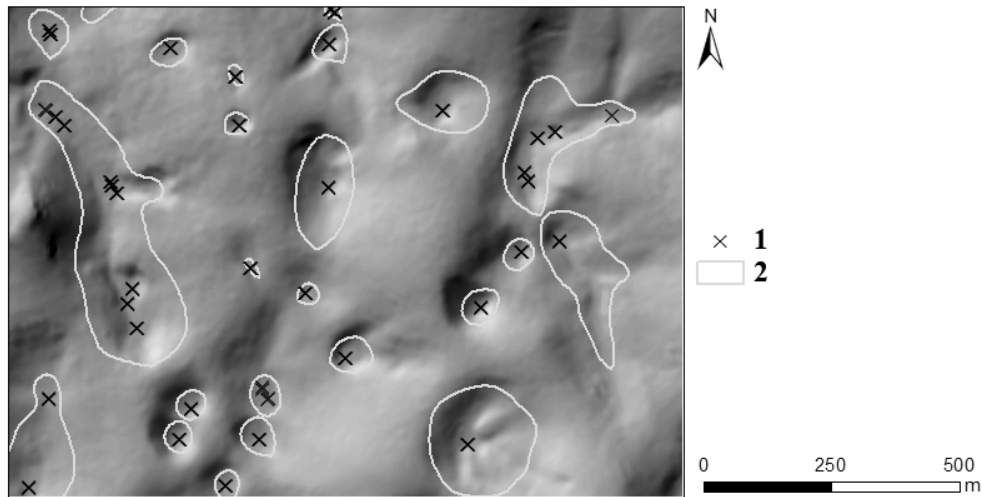
2. ábra: A LiDAR mérésből létrehozott DSM és DTM között jól látszik a növényborítás okozta különbség. Kivágat az Alsó-hegy egy részéről. A DSM-en az országhatár vonala is jól megfigyelhető.
 Fig. 2: Difference between the LiDAR DSM and the LiDAR DTM at the northern area of the Alsó-hegy. Note that the state border appears on the DSM.

3. LiDAR-alapú DTM-ből levezetett töbrök (továbbiakban: „LiDAR”): a terület felvételezésére 2013-ban került sor a Károly Róbert Főiskola által, az Aggteleki Nemzeti Park megbízásából. Az adatok előfeldolgozása, osztályozása, interpolációja az OPALS nevű szoftverrel történt (MANDLBURGER et al. 2009, OTEPKA et al. 2012, PFEIFER et al. 2014). Az így előállított digitális felszínmodell (DSM) 1 m/px terepi felbontású volt. Ebből a talajpontok leválogatásával és interpolációjával 2,5 m/px felbontású digitális terepmodellt (DTM) hoztunk létre (2. ábra). A DTM több helyen adathiányos volt a felvételezés módszeréből és a sűrű növényzetből adódóan. Ez jellemzően a meredek oldallejtőkön a fennsíkok peremén, illetve a völgyoldalakon fordult elő, így a töbröket alapvetően nem érintette. Ezen hibák javítására először egy 5 pixel, majd egy 15 pixel méretű mediánszűrőt alkalmaztunk. Mivel a LiDAR adatgyűjtés a Szalonnai-fennsík területére nem készült el, ezért ez a terület az egész elemzésből kimaradt. A töbrök lehatárolása ebben az esetben is az automatizált módszerrel történt.

A két DTM-ből a töbrök levezetéséhez használt automatizált módszer az ESRI ArcMap 10.2.2 szoftver *Hydrology* eszköztárán alapszik és a következőképp foglalható össze:

- Simító szűrő (*Mean*) alkalmazása 5 px-s ablakmérettel. Ezt csak a LiDAR DTM esetében alkalmaztuk, az apró egyenetlenségek simítására, melyek később hibát okozhatnának. A KRIG DTM esetében erre nem volt szükség.
- Lefolyási irányok meghatározása (*Flow direction*). Ez a következő műveletek egyik bemenő adata.
- A területre eső töbrök nyelőpontjainak meghatározása (*Sink*). Az eszköz működési elve az, hogy leválogatja azon pixeleket, amelyek olyan helyzetben vannak, hogy minden szomszédos pixel nagyobb magassági értékkel rendelkezik náluk.
- A kapott raszter alapú pontok vektoros formátumba konvertálása (*Raster to point*).
- A leírt módszer azonban nemcsak a töbrök legmélyebb pontjait jelöli ki, hiszen a fenti pixel-szomszédságon alapuló állítás más természeti formákra is igaz lehet, továbbá a DTM előállításánál generált hibák is előidézhettek nem valós nyelőpontokat. A valós töbrö-nyelőpontok leválogatását egyelőre nem sikerült automatizálni, így ehhez manuális szerkesztésre van szükség. Ehhez a árnyékolt domborzati képet, valamint a DTM-ből generált szintvonalakat használtuk alapként, mivel ezek együttes alkalmazásával egyértelműen eldönthető, hogy töbröhöz tartozik-e az adott nyelőpont. Mivel egy nagyobb kiterjedésű (uvala jellegű) töbrö esetén nem ritka, hogy több nyelőponttal is rendelkezik, ezért szükséges az egy töbröhöz tartozó több nyelőpont azonos egyedi azonosítószámmal való ellátása, mivel a víz-

gyűjtő lehatárolásának alapja ez az azonosítószám lesz a későbbiekben (3. ábra).



3. ábra: Egy töbörhöz esetenként több nyelőpontot is hozzárendel az eljárás
Jelmagyarázat: 1. nyelőpontok, 2. töbrök
Fig.3: Multiple sinkholes have been assigned to certain dolines using the “Sink” tool
Legend: 1. sinkhole, 2. doline outline.

- A korrigált nyelőpont-adatbázis segítségével meghatározzuk a pontokhoz tartozó vízgyűjtő területeket (*Watershed*).
- Ezután a vízgyűjtő területekhez egységesen hozzárendeljük a határuk legalacsonyabb pontjának magassági értékét, megkapva ezzel a töbörperem kifolyási pontját (*Zonal fill*).
- Az így kapott raszterből kivonjuk az eredeti domborzatmodellt (*Raster calculator*), majd leválogatjuk azokat a pontokat, amelyek pozitív pixelértékekkel rendelkeznek, megkapva ezzel a töbör területét alkotó pixeleket.
- Az eredményül kapott raszteres állományt vektoros formátumba konvertáljuk, mert a morfolometriai adatok egy részét ez alapján könnyebb meghatározni (*Raster to polygon*), majd egy simítást végzünk rajta a pixelek mentén történő lehatárolás miatt kialakuló szögletesség kiküszöbölésére (*Smooth polygon*).

A fenti eljárást végrehajtottuk a krigeléssel kapott DTM-re és a LiDAR-alapú DTM-re is.

Elemzésünk első célja az egymásnak konkrétan megfeleltethető töbrökről kapott adatok összehasonlítása volt. Ehhez kétféle leválogatásra volt szükség az eredményül kapott töböradatbázisokból. Egyrészt ki kellett válogatni a három adatbázisból azokat a töbröket, amelyek fedik egymást, tehát ugyanazt a formát képviselik, viszont törölni kellett azokat mindegyik adatbázisból, amelyek nem szerepeltek mind a háromban egymásnak megfelel-

tethető módon. Ennek oka számos esetben az volt, hogy valamelyik eljárás ugyanazt a formát több töbröként értelmezte, míg a másik összevontan csak egyként. Illetve a vizsgált terület peremén akadtak olyan formák, amelyek hiányoztak valamelyik adatbázisból. Így végül 947 darab egymásnak megfelelő töbr morfológiai adatait hasonlítottuk össze.

Az elemzések másik módszere a területi alapú vizsgálatokat jelentette, mellyel a különféle módon nyert adatok töbr-sűrűségi és töbrösödési aránybeli különbségeit kívántuk megragadni. Ehhez az elemzéshez szükség volt a fennsíkok lehatárolására. Ezt elsősorban a lejtőszög-térkép alapján végeztük el, de ahol a fennsíkhöz közel egy völgyi töbrsor helyezkedett el, ott ezeket a völgyeket is hozzácsatoltuk az adott fennsíkhöz. Ezt követően csak a lehatárolt elemzési területekre eső töbrökkel számoltunk, de ez esetben nem volt fontos, hogy az egyes töbrök egyesével megfeleltethetők legyenek egymásnak, sőt éppen arra voltunk kíváncsiak, hogy mennyivel több formát azonosít egyik vagy másik eljárás. Így a három adatbázis értelemszerűen különböző számú elemmel rendelkezik az egyes részterületekre vonatkozóan.

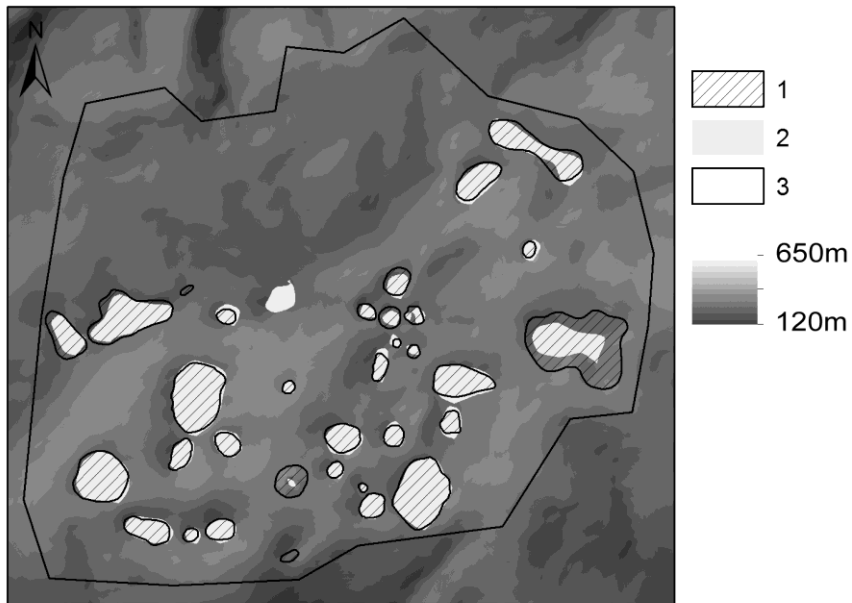
A területi elemzésekhez szükség volt a lehatárolt egységeken belül a „töbrösödésre alkalmas területek” leválogatására. Ismert tény, hogy a meredek térszíneken nem alakulnak ki töbrök, hiába alkalmas rá az alapkőzet. Így, ha a meredek térszíneket hozzászámoljuk a vizsgált egységek területéhez, akkor a sűrűség, illetve töbrösödési arányszám-értékek nem helyesen jellemzik a felszínt. A térszín meredekségének jellemzéséhez készítettünk egy simított domborzatmodellt 9 pixeles átlag szűrővel a krigelt DTM alapján, ami így a kisméretű, de meredek formákat nem tartalmazza, hanem valóban a térszín általános lejtőszögét tudjuk ez alapján meghatározni. Ezt követően hisztogramot készítettünk a töbrök nyelőpontjainak általános lejtőszög-értékeiből és ezt kaptuk, hogy a töbrök 96%-a a 10°-nál kisebb lejtésű térszíneken helyezkedik el, így a továbbiakban a fennsíkok „töbrösödésre alkalmas területének” a 10°-nál kisebb általános lejtésű térszíneket tekintettük, és erre határoztuk meg a sűrűségi, illetve töbrösödési arányszám-értékeket.

Eredmények

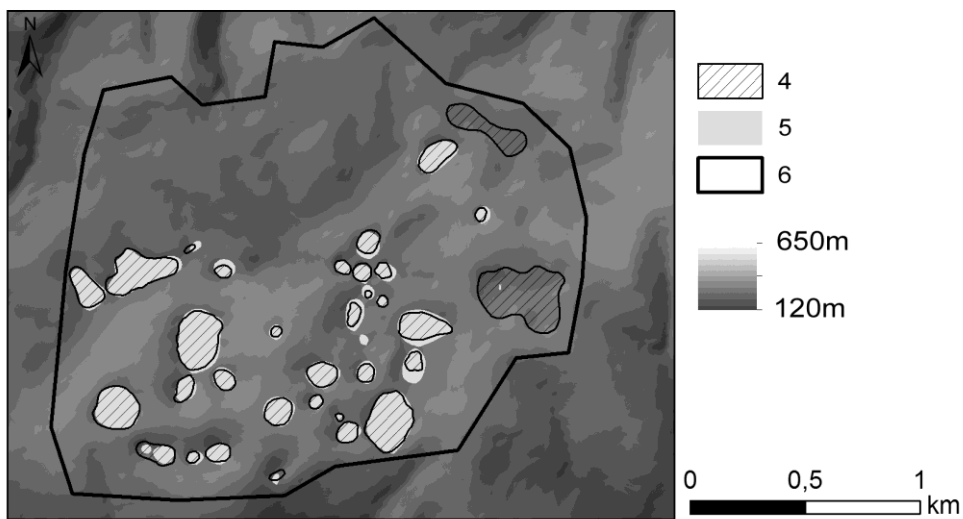
Térképi összehasonlítás

Már pusztán a három adatforrásból levezetett töbrök közös térképen való ábrázolása révén is mód nyílik bizonyos következtetések levonására az alapadatokat és a módszereket illetően.

Krig. DTM



LiDAR DTM



4. ábra: LiDAR és krigelt DTM-ből levezetett, és a topográfiai térkép alapján megrajzolt töbrök közti különbségek
 Jelmagyarázat: 1,4. TOPO töbrök, 2. KRIG töbrök, 3,6. Teresztenye-fennsík, 5. LiDAR töbrök

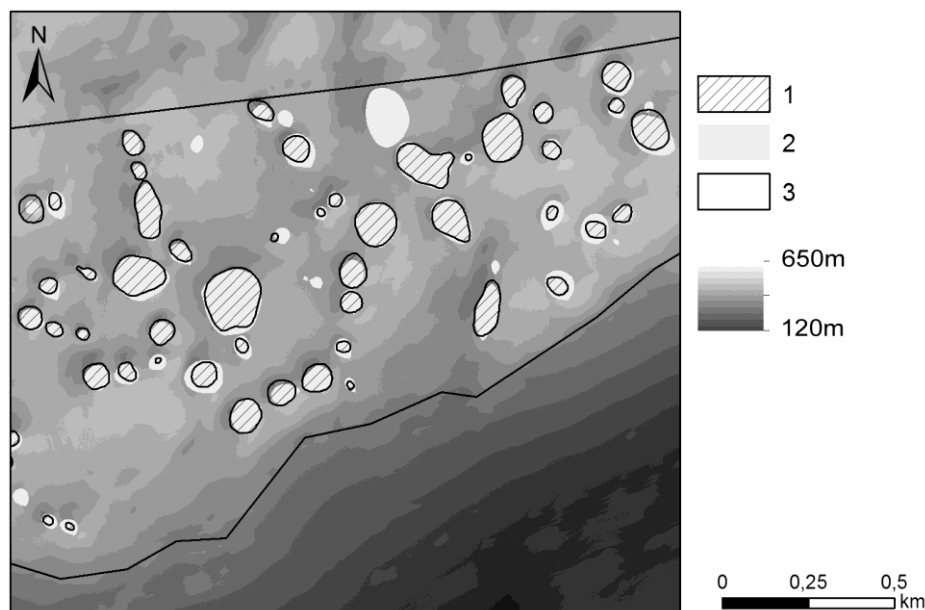
Fig. 4: Differences between the dolines of the TOPO, KRIG and LiDAR database

Legend: 1,4. dolines of TOPO method, 2. dolines of KRIG DTM, 3,6. Teresztenye plateau, 5. dolines of LiDAR DTM.

Összességében a lehatárolt töbrök mindhárom módszer szerint igen jó egyezést mutatnak, a részletekben azonban sok kis eltérést figyelhetünk

meg darabszámban és körvonalban is. A nyári időpontú, ökológiai célú felvételezés eredményeként a dús növényborítottság a LiDAR DTM adatokban több területen adathiányt eredményezett, ezért ezeken a helyeken számkra használhatatlan volt. A szakadások (adathiány) mentén így a töbrök kimutatása nem volt lehetséges. Általánosságban elmondható, hogy a LiDAR-alapú és a krigelt DTM-ből levezetett töbrök jó területi egyezést mutatnak, de előfordulnak általános különbségek is. Több helyen látható, hogy a LiDAR-alapú módszer nem talált meg nagyobb kiterjedésű, de sekély töbröket (pl. 4. ábra). Ezekben az esetekben jellemzően a nyelőpont detektálása volt a probléma, ami adódhat a LiDAR DTM során alkalmazott osztályozás és interpoláció hibájából.

Másik szembeötlő eltérés, hogy a LiDAR DTM alapján történt lehatárolás jóval nagyobb mennyiségű töbröt eredményezett, mint a krigelt DTM, vagy a klasszikus módszer alapján történő levezetés. Ennek oka a felbontásban keresendő. A LiDAR DTM terepi felbontása 2,5 m/px, míg a krigelt DTM-é 10 m/px. Ebből logikusan következik, hogy előbbi adatforrás jóval nagyobb számban eredményezte a kisebb kiterjedésű töbrök detektálását (5. ábra).



25. ábra: A LiDAR DTM-ből levezetett adatbázis számos kisebb kiterjedésű töbröt tartalmaz, amelyek a KRIG adatbázisból hiányoznak

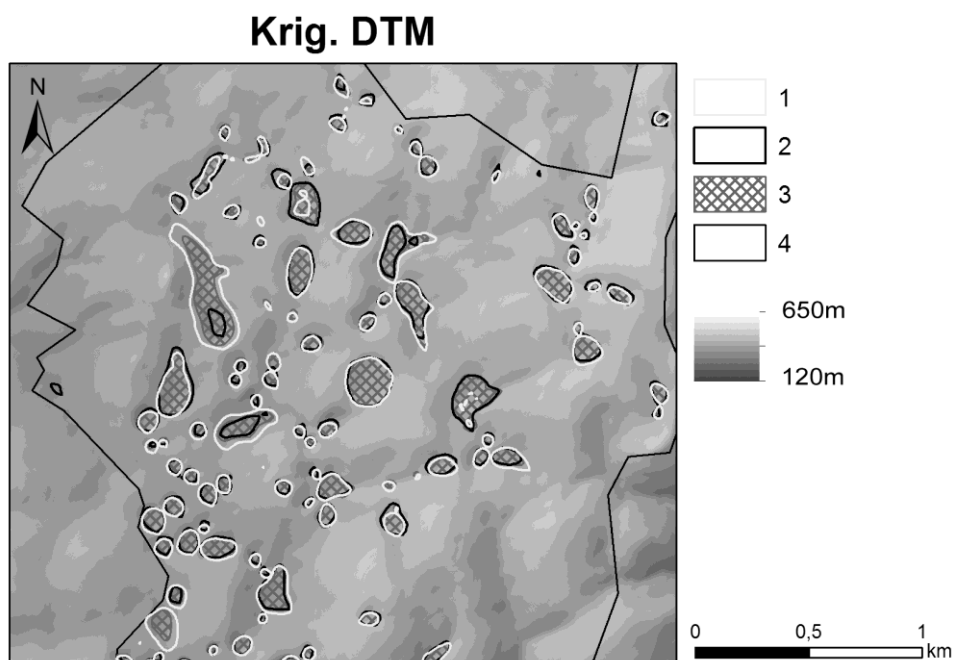
Jelmagyarázat: 1. LiDAR töbrök, 2. KRIG töbrök, 3. Keleti-Alsó-hegy

Fig. 5: The LiDAR database resulted several smaller dolines, which are missing from the KRIG database

Legend: 1. dolines of LiDAR DTM, 2. dolines of KRIG DTM, 3. Keleti-Alsó-hegy

Ezek mellett számos eltérés figyelhető meg, például előfordul, hogy a klasszikus módszer és a krigelt DTM-ből való levezetés egy töbröt eredményezett egy területen, míg a LiDAR DTM eredménye több apró formát mutat ennek helyén. Látható erre ellenpélda is, amikor a krigelt DTM alapján került lehatárolásra több töbrő olyan területen, ahol a LiDAR csak egy nagyobbat mutat (6. ábra).

Előbbi esetben megint a felbontásban keresendő a válasz, a LiDAR nagyobb pontosságának köszönhetően precízebben tudja megmutatni a lehetséges nyelőpontokat. Szerepet játszhat továbbá a domborzatmodellek előállításánál alkalmazott interpolációs eljárás. Legfontosabb tényező azonban az automatizált eljárás egyetlen manuális lépése lehet, amelyben a nyelőpontok törlése és összevonása történik.



36. ábra: Számos példa látható a három alapadatból levezetett töbrök közti eltérésekre
Jelmagyarázat: 1. LiDAR töbrök, 2. KRIG töbrök, 3. TOPO töbrök, 4. Haragistya-fennsík.

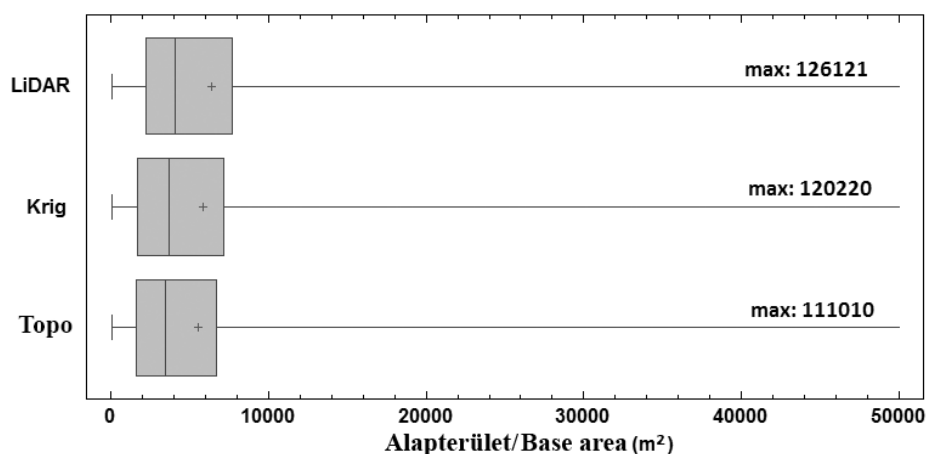
Fig. 6: Differences between the three doline databases

Legend: 1. dolines of LiDAR DTM, 2. dolines of KRIG DTM, 3. dolines of TOPO database, 4. Haragistya plateau.

Közös töbrök morfológiai jellemzőinek statisztikai összehasonlítása

A három különböző eljárással előállított töbrő-adatbázis összevetésében a következő módszer a morfológiai mutatók statisztikai összehasonlítása volt. A mindhárom adatbázisban szereplő töbrök száma 947 volt, ezek sta-

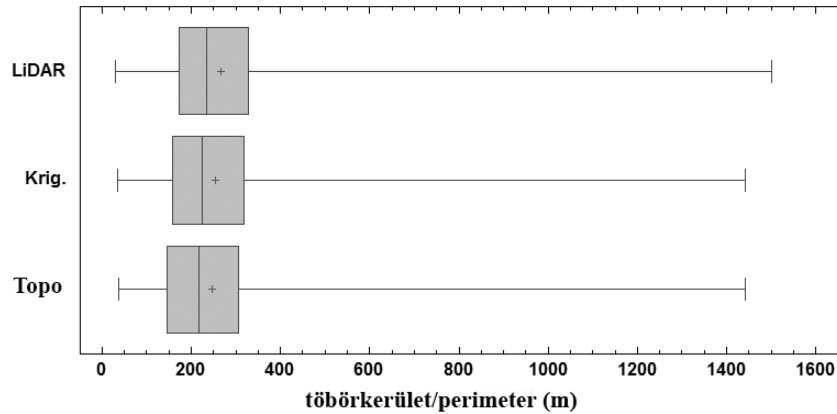
tisztikai eloszlásait hasonlítottuk össze ún. box-whisker (doboz-bajusz) diagramok segítségével (a doboz az interkvartilis tartományt jelöli, a + jel az átlagot, a függőleges vonal a mediánt).



7. ábra: Töbör-alapterületek eloszlása a három adatbázis alapján.
Fig. 7: Distribution of doline areas of the three databases.

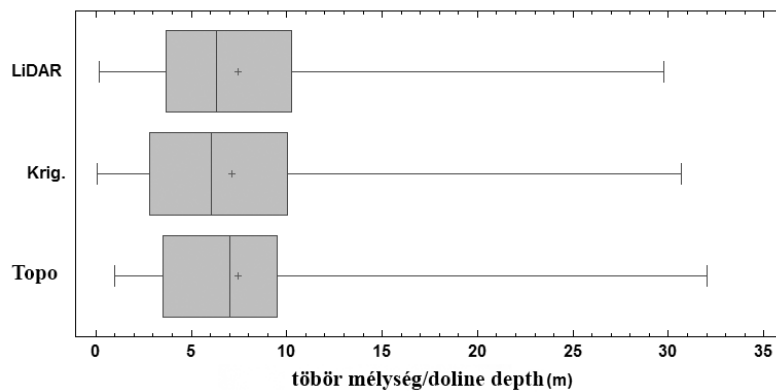
- Töbör-alapterület: a töbör-alapterületek eloszlása alapvetően lognormális, amint azt számos korábbi vizsgálat is kimutatta már (pl. TELBISZ 2001, 2003). A három adatbázis értékeinek mediánja és átlaga hasonló nagyságrendbe esik, ám a LiDAR adatok valamivel nagyobb értéket mutatnak a másik kettőnél. Ez azért lehet meglepő, mivel az imént jelentettük ki, hogy a LiDAR jóval több kisméretű töbröt detektált. Viszont, mivel a három adatbázis összevetésébe csak azok a töbrök kerülhettek bele, amelyet mindhárom módszer megtalált, ezért ezek a kisméretű formák kimaradtak a statisztikai elemzésből. A magyarázat arra, hogy átlagosan miért nagyobb területek az egymásnak megfeleltethető töbrök a LiDAR adatbázisban, az lehet, hogy a nagyobb felbontás pontosabb peremlehatárolást tett lehetővé, mint a krigelt DTM esetében, a klasszikus módszer pedig a legkisebb zárt szintvonal elve alapján dolgozott, ami mindenképpen valamivel szűkebb lehatárolást jelent, mint a perem legalacsonyabb pontja alapján meghatározott alak. Ez utóbbi megjegyzés ellenére a TOPO és a KRIG módszerrel kapott töbör-alapterületek átlagai között igen kicsi az eltérés (7. ábra).

- Töbörkerület: a töbörkerületek elemzése gyakorlatilag ugyanazt az eredményt szolgáltatja, mint ami az imént látható volt a terület esetében és a magyarázat is megegyezik azzal (8. ábra).

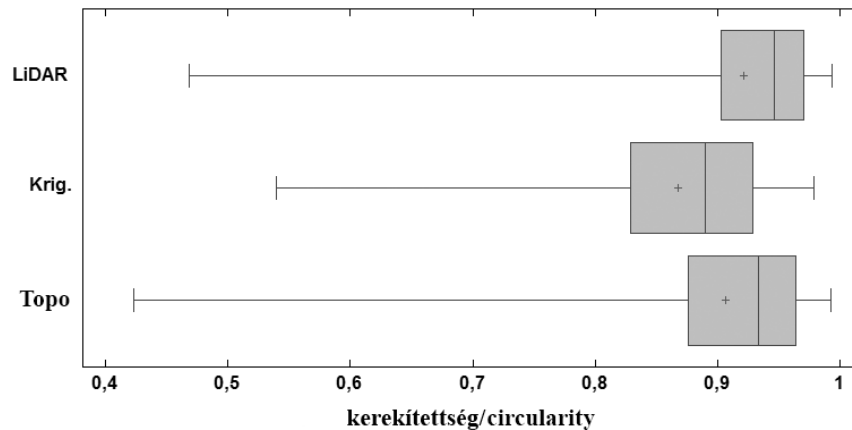


8. ábra: Töbörkerületek eloszlása a három adatbázis alapján.
 Fig. 8: Distribution of doline perimeters of the three databases.

• **Töbörmélység:** a töbörmélység esetében már némileg nagyobb különbség látható. A legnagyobb átlagértéket a klasszikus módszer alapján lehatárolt töbrök mutatják. Ennek oka, hogy a töbörperem és az aljzat magasságértéke csak a szintvonalakhoz igazodva, ezért pontatlanabbul olvasható le a térképről. Ebben az esetben különösen érvényesül a DTM-k előnye a morfológiai elemzés során, hiszen ezek jóval pontosabb értéket eredményeznek. A LiDAR esetében elmondható, hogy a valóságot igen jól közelítő értékeket szolgáltatnak. A LiDAR és a KRIG közti eltérést ebben az esetben részben a felbontásbeli különbség, részben az eltérő alapadat okozza, ennek ellenére lényegi differencia nem látható az értékek között (9. ábra).

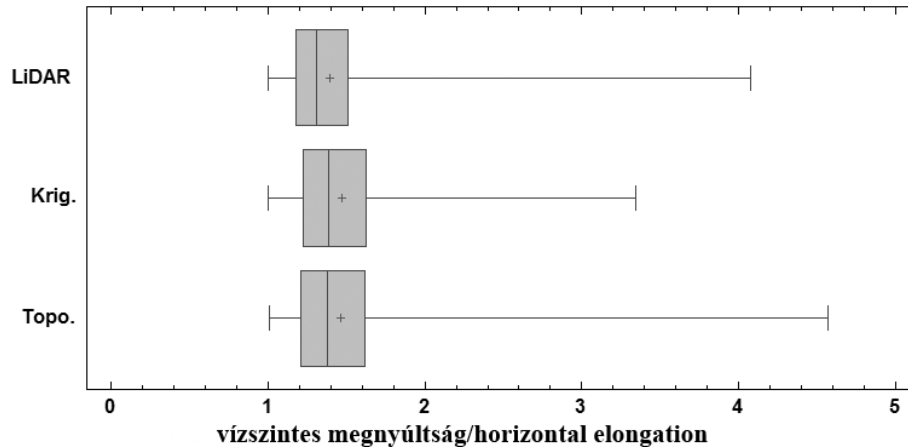


9. ábra: A töbörmélység esetében jelentősebb eltérés, ami megmutatja a DTM-ek előnyét.
 Fig. 9: There are distinguishable differences in the distribution of doline depth data, indicating the advantages of using DTMs.

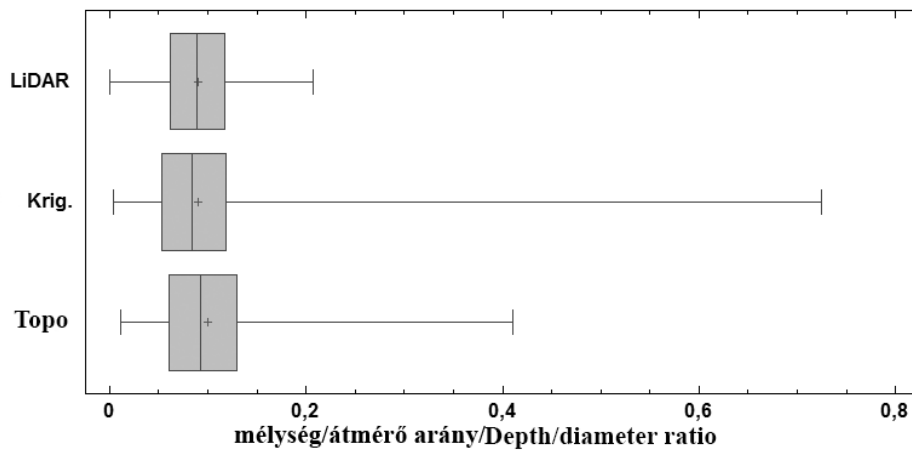


10. ábra: A kerekítettség értékek eloszlása mutatja a legnagyobb eltérést.
Fig. 10: The largest differences appear in circularity distributions.

- Kerekítettség(= $(4\pi \cdot \text{Terület}) / \text{Kerület}^2$): ez a mutató részben a formák megnyúltságát, részben a körvonal cikcakkosságát jellemzi. Minél kisebb 1-nél, annál inkább eltér a forma a körtől (STRAHLER 1964; TELBISZ 2003). Ebben az esetben tapasztalható a legnagyobb eltérés az adatok között. A LiDAR és a topográfiai térképről digitalizált töbrök átlagértékei közel azonosak (10. ábra). A TOPO állomány töbrei azért közel köralakúak, mert a töbrök szintvonalai jellemzően lekerekített, ovális formaként jelennek meg a szintvonalas térképeken. Ugyanakkor a LiDAR és a KRIG közti jelentős különbség nehezen magyarázható. Talán a LiDAR jobb felbontása lehet a válasz: e szerint a töbrök alakja ténylegesen nagyon közel áll a körhöz, és ez pontosabban jelenik meg a jobb felbontású LiDAR-ban, mint a KRIG esetén.
- Vízszintes megnyúltság (= hosszúság / szélesség): a vízszintes megnyúltság esetében az adatok közel együtt mozognak, viszont a LiDAR kis eltérést mutat a másik kettőhöz képest. Ez is azt támasztja alá, hogy a töbrök alakja a legpontosabbnak tekinthető LiDAR szerint átlagosan igen közel áll a körhöz (11. ábra).
- A mélység-átmérő arány esetében a mélység adatok eloszlásánál tett megállapítások az érvényesek, ebből fakadóan a LiDAR és a KRIG adatok átlaga és mediánja közel egyező, míg a TOPO állomány mélység/átmérő értékei valamivel magasabbak (12. ábra).



41. ábra: A vízszintes megnyúltság esetén kismértékű eltérések láthatók.
 Fig. 11: The distributions of horizontal elongation show slight differences.

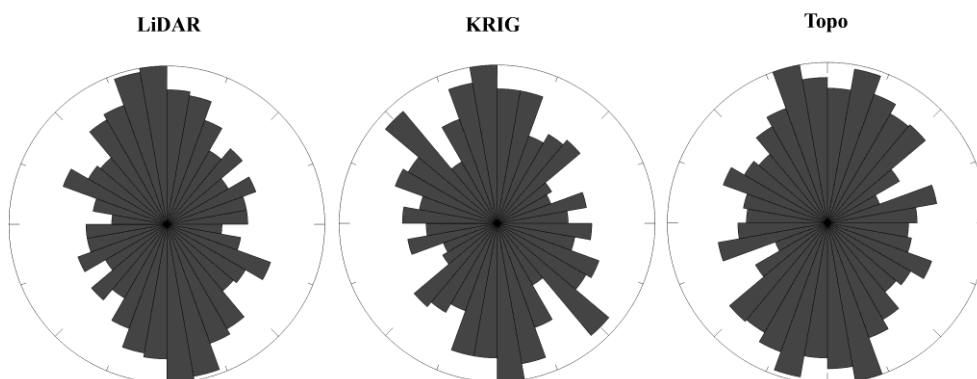


12. ábra: A mélység/átmérő arány értékei elsősorban a maximum értékekben térnek el egymástól.
 Fig 12: The values of the depth/diameter ratio show differences mainly in the maximum values.

- Hossztengely-irányok: a töbrök hossz tengelyének azimutjait megvizsgálva egyértelműen kijelenthető, hogy a töbrök jellemző irányultsága közel É–D-i dominanciájú ($345^\circ/165^\circ$), ezt mindhárom adatsor értékei határozottan mutatják. Emellett a KRIG adatsorán látható még egy kevésbé markáns ÉNy–DK-i irányultság, ami a másik két adatbázisnál nem érzékelhető (13. ábra).

Emellett az egyes adatbázisok egymásnak megfeleltethető töbrei alapján számított azimuteltérések eloszlásából megállapítható, hogy a legkisebb eltérés a két DTM-alapú állomány töbrőértékei között mutatkozik, míg a TOPO-állomány értékeivel összevetve őket közel azonos azimuteltérést mutatnak. Ily módon a kétféle DTM egymást igazolja, és az ezekből számi-

tott hossz tengely némileg pontosabb adatnak tekinthető, mint a TOPO állomány alapján meghatározott (I. táblázat).



543. ábra: Mindhárom adatsor rózsadiagramján markánsan megjelenik az elsődleges közel É–D-i orientáció és kevésbé intenzíven egy másodlagos ÉNy–DK-i irányultság a KRIG esetén.
 Fig. 13: Each rose diagram shows a dominant near N–S orientation, and a secondary NW–SE orientation can be observed in the KRIG dolines.

I. táblázat
 Table I.

A két DTM állományt egymással összevetve a legkisebb eltérés az egyes töbrök hossz tengelyeinek azimutértékei között mutatkozik; míg a TOPO állomány töbreihez képest mind a KRIG, mind a LiDAR hasonló eltérést mutat. Comparing the values of the LiDAR and KRIG databases the least differences in the doline azimuths appear. Both DTM databases show similar differences compared to the TOPO database values.

Töbrök hossz tengelyeinek azimutértékei közötti eltérések eloszlása (°)			
percentilis	LiDAR – KRIG	KRIG – TOPO	LiDAR – TOPO
25%	7,75	22,02	20,77
50%	23,21	43,60	40,06
75%	51,79	66,62	64,27

Területi jellemzők összehasonlítása az összes lehatárolt töbör alapján

A részterületek összesített értékeit vizsgálva, a töbör számokat tekintve elmondható, hogy a klasszikus módszer és a krigelt DTM-ből levezetett töbrök száma megegyezik, előbbi adatbázis 1053, míg utóbbi 1052 darabot tartalmaz. A LiDAR DTM esetében azonban már jelentősebben eltér ez a szám, 1196-os értékkel. Ez 13 százalékkal magasabb érték, mint a klasszikus módszer segítségével számított (II. táblázat). A LiDAR-alapú módszer eredményességét a már említett jobb felbontása okozza, jellemzően a kisebb méretű töbrökből detektált többet, mint a másik két eljárás.

II. táblázat
Table II.

Részterületek összesített morfolometriai adatai. A % értékek a kiindulási értéknek tekintett TOPO állományhoz viszonyított eltéréseket jelzik.

Morphometric data by subareas. The % values are calculated by using TOPO values as reference data.

fennsík	terület (km ²)	töbr. terület (km ²)	töbrös szám (db)					töbrösűrűség (darab/km ²)		
			TOPO	KRIG	%	LiDAR	%	TOPO	KRIG	LiDAR
Aggteleki	12,31	7,20	113	119	105,3	125	110,6	15,68	16,52	17,35
Szinpetri	12,99	7,73	135	132	97,8	154	114,1	17,46	17,08	19,92
Nagyoldal	8,24	5,17	151	155	102,6	177	117,2	29,23	30,01	34,27
Haragistya	9,98	7,43	152	147	96,7	176	115,8	20,45	19,78	23,68
Ny-Alsó-hegy	7,25	3,88	63	56	88,9	65	103,2	16,25	14,45	16,77
Páska-Bükk	2,46	1,26	26	29	111,5	27	103,8	20,59	22,97	21,39
K-Alsó-hegy	12,40	8,44	311	308	99,0	357	114,8	36,87	36,51	42,32
Teresztenyei	3,68	3,07	33	34	103,0	36	109,1	10,76	11,09	11,74
Jósvafői	3,51	3,08	69	72	104,3	79	114,5	22,37	23,35	25,62
Össz./átl.	72,85	47,26	1053	1052	99,9	1196	113,5	22,28	22,26	25,31

A töbrösűrűség-adatok természetesen követik a töbröszámnál látott tendenciákat, hiszen a sűrűséget a darabszámból számítjuk. Ennek megfelelően az egyes fennsíkok töbrösűrűsége közti eltérések is az előző magyarázattal értelmezhetők (II. táblázat).

A töbrösödési aránynál már érdekesebb tendenciák láthatók. Hiába azonos a TOPO és a KRIG töbrök darabszáma, utóbbi esetében a fennsíkok átlagos töbrösödési aránya 3,1%-kal alacsonyabb, mint a digitalizált állomány esetében. Ez azért van, mert a KRIG állomány töbrei átlagosan kisebb területűek, amit a töbr-alapterület medián adatsora is alátámaszt. Ez alapvetően arra vezethető vissza, hogy a nagyobb területű töbrök DTM alapján történő lehatárolása során az eredmény gyakran több kisebb forma együttese lesz, amelyek összterülete kisebb, mint a TOPO állományban szereplő, kézzel digitalizált töbröké. Ez jellemzően szintén az automatikus eljárás egyetlen manuális lépésre vezethető vissza.

A fenti állítás részben érvényes a LiDAR-ra is, ám ezt ellensúlyozza, hogy átlagosan több a dolinák száma és átlagos méretük is nagyobb, mint a másik két adatbázis esetében, ezért a LiDAR állomány esetében a töbrösödési arányszám átlagosan kevéssel (3%-kal) nagyobb, mint a TOPO esetében (III. táblázat). Két fennsík, a Páska-Bükk és a Teresztenyei-fennsík esetében látható, hogy a LiDAR értékei elmaradnak a TOPO állományétól.

A Páska-Bükk esetében ennek oka, hogy a LiDAR-alapú módszer a legnagyobb kiterjedésű formát kisebb területen határolta le, így kis mértékben, de az összesített töbörterület elmarad a TOPO állomány hasonló értékétől. A Teresztenyei-fennsík esetében az adathiány az eltérés forrása, mert egy nagyméretű töbör adathiányos terület mentén helyezkedett el, így ezt a LiDAR-alapú módszer nem tudta pontosan lehatárolni.

III. táblázat

Table III.

A töbörösödési arány és a töbör-alapterületek mediánértéke. A % értékek a kiindulási értéknek tekintett TOPO állományhoz viszonyított eltéréseket jelzik.

Doline area ratio and median of the doline base-area data compared to the TOPO values. The % values are calculated by using TOPO values as reference data.

fennsík	töbörösödési arány (töbrök összterülete/töbörösödő terület)					a töbör alapterület mediánja (m ²)				
	TOPO	KRIG	%	LiDAR	%	TOPO	KRIG	%	LiDAR	%
Aggteleki	0,17	0,18	106,4	0,17	100,5	6297	6367	101,1	5716	90,8
Szinpetri	0,11	0,12	108,3	0,13	120,5	4392	4779	108,8	4899	111,5
Nagyoldal	0,13	0,14	104,2	0,14	108,3	3317	3586	108,1	2984	90,0
Haragistya	0,10	0,10	92,8	0,12	113,1	2659	2632	99,0	2426	91,2
Ny-Alsó-hegy	0,07	0,05	79,8	0,08	117,5	1864	2192	117,6	2697	144,7
Páska-Bükk	0,30	0,23	78,4	0,29	98,5	6248	3912	62,6	7010	112,2
K-Alsó-hegy	0,15	0,16	106,6	0,17	117,8	2568	2864	111,6	2703	105,3
Teresztenyei	0,14	0,11	83,6	0,12	89,3	6366	5653	88,8	6377	100,0
Jósvafői	0,10	0,11	112,3	0,12	120,6	3104	2654	85,5	3074	99,0
Össz./átl.	0,13	0,13	96,9	0,14	103,5	4091	3849	98,1	4071	103,0

A töbörterületek mediánját vizsgálva elmondható, hogy a KRIG töbrök átlagosan hajszálnyival kisebbek a digitalizáltaknál, fennsíkonként egyes megoszlással, hol kisebb, hol nagyobb értékekkel. A LiDAR állomány töbrei általánosságban nagyobb alapterülettel rendelkeznek, mint a TOPO adatbázis dolinái. Kivételt képez az Aggteleki-, a Haragistya-fennsík és Nagyoldal, ahol a töbrök alapterülete jellemzően kisebb. Mind a három esetben elmondható, hogy az alacsonyabb értékek oka két tendenciában keresendő: egyrészt számos kisterületű töbröt azonosított a LiDAR, ami a TOPO adatbázisból hiányzik, másrészt pedig több olyan nagyméretű töbör is található ezeken a fennsíkokon, amelyeket a LiDAR több, kisebb formaként értelmezett.

Következtetések

Összességében megállapítható, hogy sikerült elérnünk a kutatásunk elején kitűzött céljainkat és megalkotni egy nagyrészt automatizált töbörlehatárolási módszert, valamint sikerült összevetni a többféle eljárással levezetett, de egymásnak megfeleltethető töbörök morfológiai jellemzőit. Ezek alapján az alábbi következtetések vonhatók le:

- Az automatizált töbörlehatárolás digitális terepmodell alapján elvégezhető eredményesen. A nyelőpontok manuális úton történő leválogatása miatt ugyan nem tekinthető teljesen automatizáltnak a módszer, viszont lényegesen gyorsabb (feltéve, hogy a DTM már rendelkezésre áll) és némileg egzaktabb eljárásnak tekinthető, mint a korábbi klasszikus, kézzel történő digitalizálás. A DTM-alapú automatizált eljárás hátránya elsősorban a nagy területű töbörök nyelőpontjainak manuális szelektálásában keresendő. A nagy területű mélyedések esetén sokszor nehéz megállapítani, hogy mely nyelőpontok tartoznak össze, ami jelentősen befolyásolhatja a töbörszámot és töbörterületet is. Így további kutatásaink egyik fókusza, hogy miként lehet ezt a manuális lépést is objektív, automatikus megközelítéssel kiküszöbölni.
- A lehatárolás pontosságát a DTM terepi felbontása határozza meg, a legjobb a LiDAR alapú terepmodell használata, ha van rá lehetőség.
- A kétféle DTM alapján előállított, illetve a klasszikus módszerrel készült adatbázisok töbörlehatárolás morfológiai összehasonlítása alapján elmondható, hogy a régóta használt, topográfiai térkép digitalizálásán alapuló módszer megfelelő eljárásnak tekinthető visszamenőleg is és a jövőre nézve is, ha nem áll rendelkezésünkre más adatforrás, mint a megfelelő méretarányú topográfiai térkép. Ezt támasztja alá, hogy markáns, kiugró eltéréseket nem tapasztaltunk a DTM adatbázisok töbör-morfológiai mutatóihoz képest.
- A DTM-alapú lehatárolás azonban jóval pontosabb eredményt hozhat a perem vonalvezetésének meghatározása terén és ebből fakadóan minden ebből származtatott morfológiai mutató esetében.
- A DTM-ek segítségével gyorsan és egyszerűen lehatárolhatóvá válik a töbörösödésre alkalmas területek kiterjedése. Jelen esetben a 10° -nál kisebb lejtésű területeken alakult ki a töbörök 96%-a, így ez a küszöbérték jól használható a töbörösödésre alkalmas területek lehatárolására.
- A LiDAR mint a jelenleg legmodernebb DTM-alkotási eszköz, a töbör-morfológia területén is a lehető legpontosabb eszközhöz tekinthető. Hátránya, hogy előállításuk jelenleg még igen költséges.

- A LiDAR alapú töbör-morfometria különösen azokon a területeken javasolt, ahol a kisméretű formák, melyeket a topográfiai térkép nem kellő részletességgel tükröz, magas arányban fordulnak elő.

Jövőbeli céljaink között szerepel, hogy egy kisebb területre a LiDAR DTM alapján készült töbör-adatbázist összevegyünk egy kvadrokopterrel szerelt nagyfelbontású kamera adatai alapján készült DTM-ből levezetett töbör-adatbázissal, ezáltal a jelenlegi két legmodernebb eszközt összehasonlítva, amelyek hasonló felbontású DTM-ek előállítására képesek.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 104811 számú pályázata és az MTA Bolyai Ösztöndíj (TT), valamint az Alexander von Humboldt-ösztöndíj (SzB) támogatta. Továbbá köszönjük az Aggteleki Nemzeti Parknak, hogy lehetővé tette számunkra a LiDAR adatok kutatási célú felhasználását, illetve a Bécsi Műszaki Egyetem Geodéziai és Geoinformatikai Intézetének az OPALS-licenz biztosítását (KZs).

IRODALOM

BÁRÁNY-KEVEI I. – MEZŐSI G. (1991): Further morphometrical data from some important Hungarian Karst areas. Proceed. of the Int. Conf. on Environ. Changes in Karst Areas-IGU-UIS. - Quaderni del Dipartimento di Geografia 13. Università di Padova. pp. 137-142.

BÁRÁNY-KEVEI I. – MEZŐSI G. (1993): New morphometrical parameters for explanation of karst development. – Acta Geogr. Szegediensis 31. pp. 27-33.

CARVALHO, O. A. – GUIMARÃES, R. F. – MONTGOMERY, D. R. – GILLESPIE, A. R. – TRANCOSO GOMES, R. A. – DE SOUZA MARTINS, É. – SILVA, N. C. (2013): Karst depression detection using ASTER, ALOS/PRISM and SRTM-derived digital elevation models in the Bambuí Group, Brazil. – Remote Sensing 6(1). pp. 330-351.

DUTKÓ A. (2000): A Bükk dolináinak statisztikai elemzése. – Szakdolgozat, ELTE TTK, kézirat.

FARSANG A. – M. TÓTH T. (1993): Morphometric investigation of dolines in Bükk Mountains. – Acta Geogr. Szegediensis 31. pp. 53-60.

FORD, D. C. – WILLIAMS, O. W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. – Unwin Hyman, London 560 p.

- GOSTINČAR, P.* (2013): The application of GIS methods in morphometrical analysis of dolines on limestone and dolomite bedrock. – 16th International Congress of Speleology Proceedings, Brno, pp. 84-88.
- KEMMERLY, P. R.* (1986): Exploring a contagion model for karst-terrain evolution. – *Geol. Soc. of Am. Bull.* 97(5). pp. 619-625.
- KOBAL M. – BERTONCELJ I. – PIROTTI F. – KUTNAR L.* (2014): LiDAR processing for defining sinkhole characteristics under dense forest cover: a case study in the Dinaric Mountains. – *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Volume XL-7, pp. 113-118.
- MANDLBURGER, G. – OTEPKA J. – KAREL W. – WAGNER W. – PFEIFER N.* (2009): Orientation And Processing Of Airborne Laser Scanning Data (OPALS) – Concept and First Results of a Comprehensive ALS Software. in: *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XXXVIII, Part 3/W8, pp. 55-60.
- MARI L.* (2003): Felszínborítás-változás vizsgálata térinformatikai módszerekkel az Aggteleki Nemzeti Park területén. – *Karsztfelődés VIII.*, pp. 231-242.
- MEZŐSI G.* (1984): A Sajó-Bódva köze felszínfejlődése. – *Földr. Ért.* 33(3). pp. 181-205.
- MILLS, H. H. – STARNES, D. D.* (1983): Sinkhole morphomtery in a fluviokarst region: eastern Highland Rim, Tennessee, USA – *Zeitschr. Geomorph.* 27(1). pp. 39-54.
- MONTANÉ J. M.* (2002): Geophysical Analysis of a Central Florida Karst Terrain using Light Detection and Ranging (LIDAR) and Ground Penetrating Radar (GPR) Derived Surfaces – Florida International University, Geology Department, diplomamunka.
- OTEPKA J. – MANDLBURGER G. – KAREL W.* (2012): The OPALS Data Manager – Efficient Data Management for Processing Large Airborne Laser Scanning Projects. *ISPRS Annals, Comm. III, Volume 1-3*, pp. 153-159.
- PARDO-IGÚZQUIZA E. – DURÁN J. J. – DOWD P. A.* (2013): Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. – *Acta Carsologica* 42(1), pp. 17–24
- PÉNTEK K. – VERESS M. – SZUNYOGH G.* (2000): Karsztos formák matematikai leírása függvényekkel. – *Hidr. Közl.* 80(4), pp. 197-205.
- PFEIFER N. – MANDLBURGER G. – OTEPKA J. – KAREL W.* (2014): OPALS – A framework for Airborne Laser Scanning data analysis. – *Computers, Environment and Urban Systems*, 45., pp. 125-136.

- STRAHLER, A.N.* (1964): Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks – In: Chow, V. T. (szerk.): Handbook of Applied Hydrology, McGraw Hill Book Company, New York.
- TELBISZ T.* (2001): Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján – Földrajzi Közlemények, 125 (1-2) pp. 95-108.
- TELBISZ T.* (2003): Karsztos felszínfejlődés és beszívargás matematikai modellezése. – PhD-értekezés, ELTE, Bp., kézirat.
- TELBISZ T.* (2004): Karsztos felszínformák vizsgálata digitális domborzatmodellek segítségével. – I. HUNDEM Konferencia, Miskolc.
- TELBISZ T. – ADÁM E.* (2011): Milyen lehetett a Gömör–Tornai-karszt nagyléptékű domborzata a negyedidőszak elején? – In: *CSAPÓ T., KOCSIS ZS., PUSKÁS J., TÓTH G., ZENTAI Z.* (szerk.): A Bakonytól Madagaszkárig, tanulmánykötet a 65 éves Veress Márton tiszteletére, Szombathely, pp.25-34.
- TELBISZ T. – MÓGA J.* (2005): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík középső részén – Karsztfejlődés X., pp. 245-266.
- TELBISZ T. – MÓGA, J. – KÓSIK SZ.* (2006): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík délnyugati részén – Karsztfejlődés XI., pp. 133-152.
- TELBISZ T. – SZÉKELY B. – TIMÁR G.* (2013): Digitális terepmodellek (Adat, látvány, elemzés)– ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék, Budapest, 80 p.
- VINCENT, P. J.* (1987): Spatial dispersion of polygonal karst sinks. – Zeitschr. Geomorph. 31(1). pp. 65-72.
- WHITE, W. B.* (1988): Geomorphology and Hidrology of Karst Terrains. – Oxford University Press, 464 p.
- WILLIAMS, P. W.* (1971): Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. – Zeitschr. Geomorph. 15(1). pp. 40-61.
- ZBORAY Z. – KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2004): Domborzatértékelés a Bükk-fennsíkon légifelvételek felhasználásával. – Karsztfejlődés IX., pp. 207-213.

**A KIRÁLYERDŐ KARSZTVIDÉKE: MORFOLÓGIAI KÉRDÉSEK
ÉS ÉLET A KARSZTON**

**THE KARSTLAND OF PĂDUREA CRAIULUI: MORPHOLOGICAL
QUESTIONS AND LIFE ON KARST**

TELBISZ TAMÁS¹ – BOER ÁGNES¹ – CSERNÁTONI ATTILA¹ –
IMECS ZOLTÁN² – MARI LÁSZLÓ¹ – BOTTLIK ZSOLT³ –
SZABÓ ORSOLYA⁴

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

²Babes-Bolyai Tudományegyetem, Földrajz Kar, Magyar Földrajzi Intézet

³ELTE Regionális Tudományi Tanszék

⁴Partiumi Keresztény Egyetem, Nagyvárad

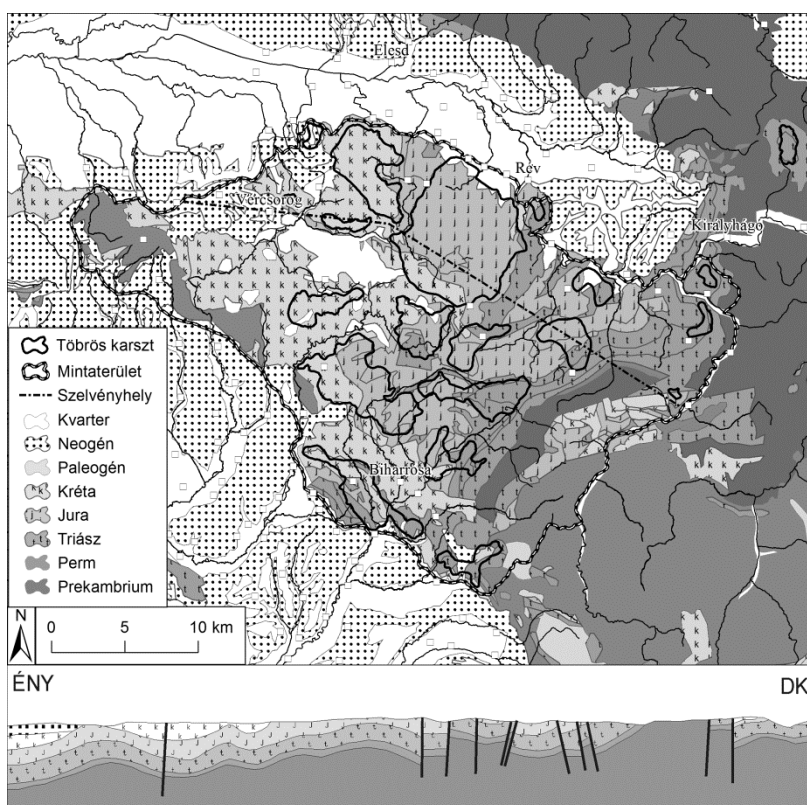
telbisztom@caesar.elte.hu

Abstract: Pădurea Craiului Mts is the northwestern part of Apuseni Mts. 40% of its circa 780 km² area is built up of karstifiable rocks that makes it the terrain richest in superficial and underground karst landforms in Transylvania. Based on topographic map analysis we counted 2289 dolines, and delineated doline-dominated terrains, where doline density ranges from 2 to 30 dolines per km². We also performed a field GPS survey of 3 smaller study areas, and our results show that real doline density is 1.5-2.5 times higher than the value calculated from the 1:25 000 scale topographic map, and deviations are more significant in forest-covered terrains. By using the 1" SRTM digital elevation models, we studied the relationship of topography and geological units, the inclination of the trend surface and the characteristics of the drainage network. As large part of the Pădurea Craiului Mts is mixed karst, there are extended non-karstic patches even on the higher terrains, where springs and smaller streams exist. Thus, these terrains are suitable for the formation of settlements, that is a significant difference with respect to many autogeneus karst plateaus. There are some linear (e.g. Damiș) and dispersed (e.g. Zece Hotare) settlements at the higher karstic terrains of Pădurea Craiului Mts, but many people live along the spring line at the foot of the karstic hills. Based on semi-structured interviews with local people we found that they are more or less aware of living on a karst, they know the relationship between sinkholes and springs, however they often use natural depressions as garbage places. Their living is based firstly on traditional agriculture, which is still the most important but declining resource; secondly on mining of bauxite and refractory clay, but mines ceased to work after the change of regime; and thirdly on tourism. This latter is considered to be a breaking point and recent investments are apparent (e.g. restoration of asphalt roads, opening of new or restored show caves /e.g. Farcu Crystal Cave/, new guesthouses), however its infrastructure is still under-developed and its carrying capacity is low, thus the depopulation of Pădurea Craiului Mts is an ongoing process.

Bevezetés

A Királyerdő az Erdélyi-szigethegység északnyugati nyúlványa. Mind a felszíni, mind a felszín alatti karsztformák sűrűségét tekintve listavezető Erdélyben (ORĂȘEANU– IURKIEWICZ 2010), és itt található a Kárpát-medence leghosszabb barlangja, a közel 50 km hosszú Szelek-barlangja is. A hegység karsztosodásra alkalmas kőzetei nagyrészt a Bihari „*autochton*”

szerkezeti egységhez tartoznak, kisebb részt pedig a Kodrutakarórendszerhez (MÓGA 2004, ORĂȘEANU–IURKIEWICZ 2010). Három fő karbonátos egység található itt (1. ábra): a helyenként 1500 m vastagságot elérő triász összletek (főleg anizuszi, ladini), az 50-350 m vastag középső és késő jura üledékek, valamint a hasonló vastagságú kréta (apti) mészkövek, melyeket törmelékes kőzetek választanak el egymástól.



1. ábra: A Királyerdő geológiai térképe és ÉNY-DK-i geológiai szelvénye (GIUȘCĂ – BLEAHU, 1967 felhasználásával)
 Fig. 1: Geological map of Pădurea Craiului and NW-SE geological cross-section (using GIUȘCĂ – BLEAHU, 1967)

A karsztosodásnak három szakaszát írták le a korábbi szerzők: az első a felső-triászban következett be a karbonátplatform kiemelkedését követően, ennek emlékét őrzi a hegységben sokfelé bányászott tűzálló agyag. A második karsztosodási periódus a jura végi kiemelkedést követte, ennek során alakult ki a hegység másik fontos ásványkincse, a bauxit. Végül a harmadik szakasz a paleogéntől napjainkig tart, és a jelenlegi karsztos formakincs nagyrészt ennek a hosszú folyamatnak az eredménye (RUSU 1988;

RACOVITĂ et al. 2002; ORĂȘEANU–IURKIEWICZ 2010). A karsztosodás eredményeként nagy kiterjedésű töbrrős felszínnek alakultak ki, gyakoriak az uvalák, továbbá a kutatók külön formaként írták le az uvalánál nagyobb, de a poljénél kisebb „karsztos megcsapolású medencéket” (RUSU 1988, MÓGA 2004, 1. kép).

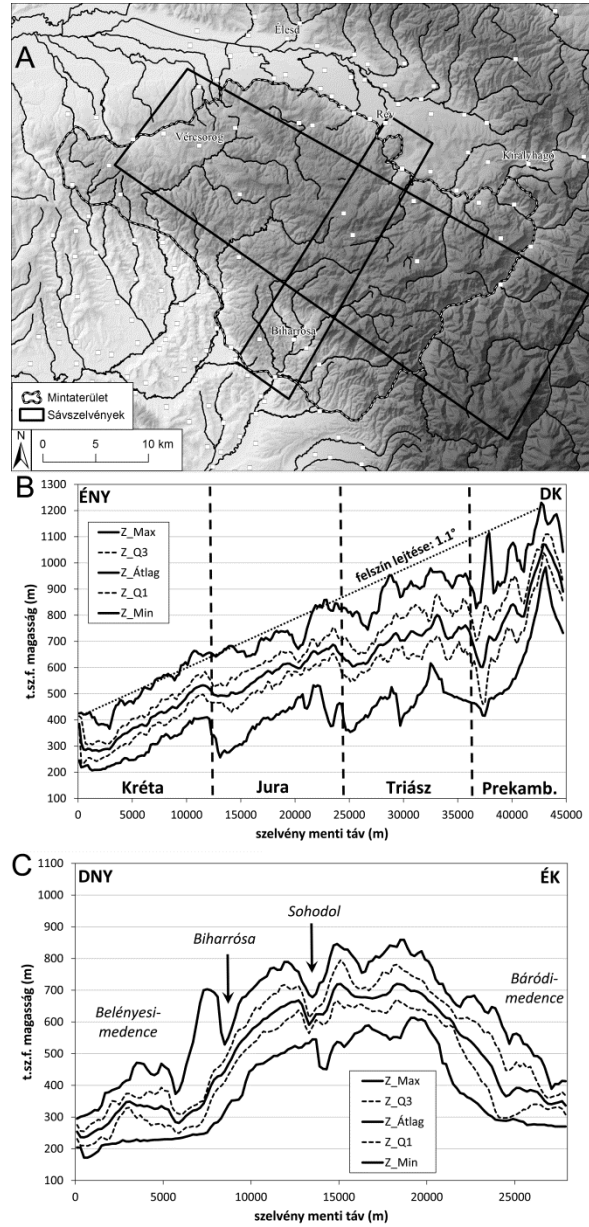


1. kép: Az Erdődámos melletti karsztos megcsapolású medence víznyelője (Toaia)
Picture 1: Sinking stream (P. de la Toaia) in the polje-like basin next to Damiș

A vízhálózat a karsztosodás miatt értelemszerűen sok helyen széteső, máshol jellemzők a szurdokvölgyek, az átöröklött völgyszakaszok. Tektonikus szempontból az üledékes kőzetekre enyhe gyűrődések jellemzők, melyeket közel függőleges, vertikális törések tagolnak nagy sűrűségben (IANOVICI et al. 1976). A Királyerdő térségében két nagy törésrendszer található. Az elsődleges rendszer északkelet-délnyugati és északnyugat-délkeleti irányú, és a larámi kéregmozgások idején keletkezett. A másodlagos törésrendszer kelet-nyugati irányú, posztlarámi korú (RUSU 1988).

Az elmúlt években több kutatás is rávilágított arra, hogy a karsztvidékek lakói, települései sajátos kihívásokkal kénytelenek szembesülni (BÁRÁNY-KEVEI 1998, RAVBAR 2004, PEJNOVIĆ–HUSANOVIĆ-PEJNOVIĆ 2008, DAY 2010, KEVEINÉ BÁRÁNY 2014), ami többek között a népsűrűségben is megnyilvánul (TELBISZ et al. 2013a, 2014a, b). A Királyerdő – sok más karsztfennsíktól eltérően – részben lakott terület, ahol egyrészt jelen van a hagyományos gazdálkodás, másrészt a fent említett ásványkincsek (bauxit, tűzálló agyag) révén a bányászat is fontos szerepet játszott az itt lakók életében (DRAGASTAN et al. 2009).

Az alábbiakban részben térinformatikai elemzés, részben terepbejárás alapján a következő kérdésekre keressük a választ:



2. ábra: Sávszelvények a Királyerdőn keresztül. A: sávszelvények helye; B: ÉNy-DK-i sávszelvény (alul a domináns kőzet időszak); C: ÉK-DNy-i sávszelvény
 Fig. 2: Swath profiles across Pădurea Craiului. A: location of the swaths; B: NW-SE swath profile (dominant rock age at the bottom); C: NE-DW swath profile

- Domborzat és földtani adottságok hogyan kapcsolódnak össze?
- Hogyan fejlődött a Királyerdő völgyhálózata, mi az egyes völgyszakaszok kialakulásának relatív sorrendje, milyen folyamatok határozták meg a völgyképződést?
- Töbrök hol jellemzők a Királyerdőben, milyen sűrűségben borítják a felszínt, mi határozza meg a méretüket, megállapítható-e a töbrös felszínnek relatív kora?
- Lehet-e egy karsztfennsík lakható, mik a feltételei, mik a sajátosságai, hogyan tükröződik ez a felszínborításban, hogyan látják a helyzetüket a karszt lakói?

Adat és módszer

Vizsgálatainkhoz felhasználtuk a terület 1:25 000-es méretarányú topográfiai térképeit, az 1:200 000-es geológiai térképeket. Digitális terepmodellként a tavaly közzétett 1"-es felbontású SRTM adatbázist használtuk, UTM vetületbe átalakítva, 21 m-es cellamérettel. A felszínborítás adatok a Corine CLC2006-os adatbázisból származnak (BÜTTNER 2009).

A térinformatikai vizsgálatokat ArcMap 10.1 szoftver segítségével végeztük. A sávszelvény elemzést TELBISZ et al. (2014b) módszere alapján hajtottuk végre. A töbrök körvonalát a topográfiai térképekről digitalizáltuk. A topográfiai térkép és a valóság kapcsolatának elemzésére a terepen GPS segítségével határoztuk meg a töbrök elhelyezkedését és körvonalát. Szintén a terepbejárások során interjúkat készítettünk a karsztvidék lakóival.

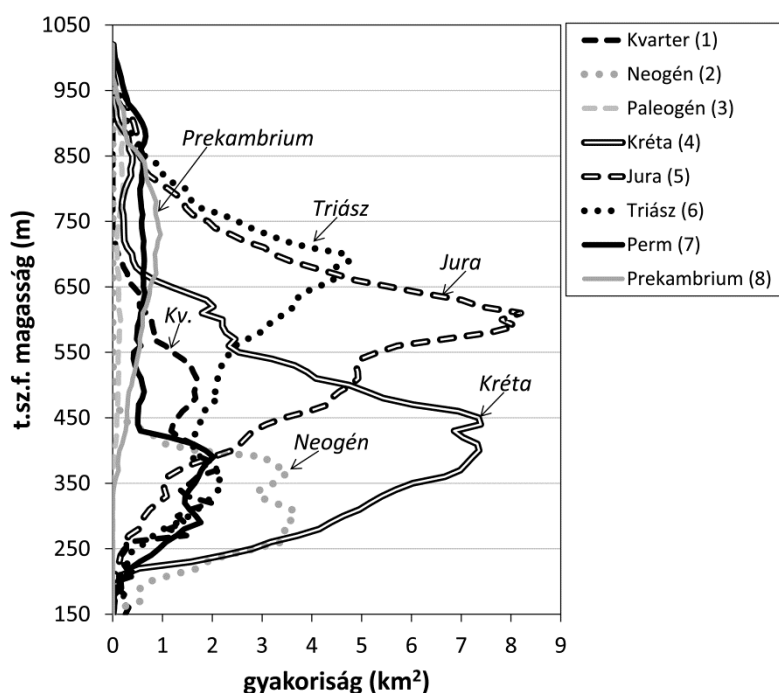
Eredmények

Domborzat és geológia kapcsolata

A sávszelvények a felszín magasságát nem egy vonal mentén, hanem egy kiszélesített sáv mentén adják meg, a sávon belüli maximum, átlag és minimum értékekkel, így a kisebb, egyedi formák zavaró hatása csökken és a terep általános jellemzői, trendszerű lejtése jobban megfigyelhetők.

Az 1. számú sávszelvényről (2. ábra) leolvasható, hogy a maximum-görbe alapján a terepnek egy nagyon egyenletes, 1,1°-os, DK-ÉNy-i lejtése van, ami nagyságrendjében rendkívül hasonlít a Gömör-Tornai-karszt fennsíkjai mért értékéhez (TELBISZ 2011). Ez alátámasztja azt, hogy itt is egy kiemelt hegyláb felszín maradványával állunk szemben. Azonban az átlag-görbe (és a hozzá szorosan kapcsolódó kvartilis görbék) futása alapján 3 hirtelen változó helyről is beszélhetünk, melyek többé-kevésbé megfeleltet-

hetők a kréta-jura, jura-triász, triász-idősebb kőzetek határvonalának. Bár e határok összetettek és zezugosak (ld. 1. ábra), de közelítőleg ÉK-DNY-i csapásuk a fentiek szerint a domborzatban is jól tükröződik. DK felé haladva a fiatalabb kőzetek lepusztulásával az egyre idősebb rétegek kerülnek felszínre, amit a közethatárnál egy érzékelhető DK felé néző tereplépcső jelez. Mivel a fiatalabb rétegek lepusztulása ellenére a felszín a DK-i részen magasabb, ezért az idősebb kőzetek vannak nagyobb t.sz.f. magasságban (3. ábra), amit a DK-i rész intenzívebb tektonikus emelkedésével magyarázhatunk. Ezt alátámasztja az 1. ábrán látható geológiai keresztmetszvény is.



3. ábra: Az egyes földtörténeti korokban képződött kőzetek mai t.sz.f. magassága
 Fig. 3: Elevation (a.s.l.) of rocks according to their age

A 3. ábra rávilágít arra is, hogy van egy kivétel, ahol a negyedidőszaki üledékek viszonylag nagy t.sz.f. magasságban helyezkednek el. A geológiai térkép szerint az érintett terület Vércsorogtól DK-re fekszik, ahol egy nagyjából 20 km²-es összefüggő foltban, továbbá néhány kisebb foszlányban kora-negyedidőszaki üledékek (homok, kavics) borítják a felszínt. Ez a nagy magasságú, ám fiatal üledék itt nehezen értelmezhető. Ha ugyanis ez a

terület a kora-negyvedidőszakban még jelentős folyóvízi utánpótlást kapott DK felől, akkor a karsztosodás és a völgyhálózat egyéb elemeinek kora igen fiatal kell, hogy legyen, ami a szakirodalomnak ellentmond. Így az itt található törmelékes kőzeteknek véleményünk szerint idősebb korúnak kell lennie, de ez csak feltételezés, amit a későbbiekben terepi munkával lehet majd eldönteni.

Az ÉK-DNy-i irányú sávszelvény egy szimmetrikusabb, közepén „*fel-domborodó*”, kissé hullámzó képet tár elénk. Ezen jól azonosítható a peremi vetők menti kiemelkedés, a Biharrósai-medencétől DNy-ra húzódó, szelektív denudáció révén kiemelkedő triász-jura mészkősáv, és középtájon, szinte a legmagasabb részeknél egy elég markáns völgy keresztmetszete (Sohodol), amelynek helyzete arra utal, hogy egy átöröklött völgy lehet.

Völgyhálózat jellemzői és kialakulása

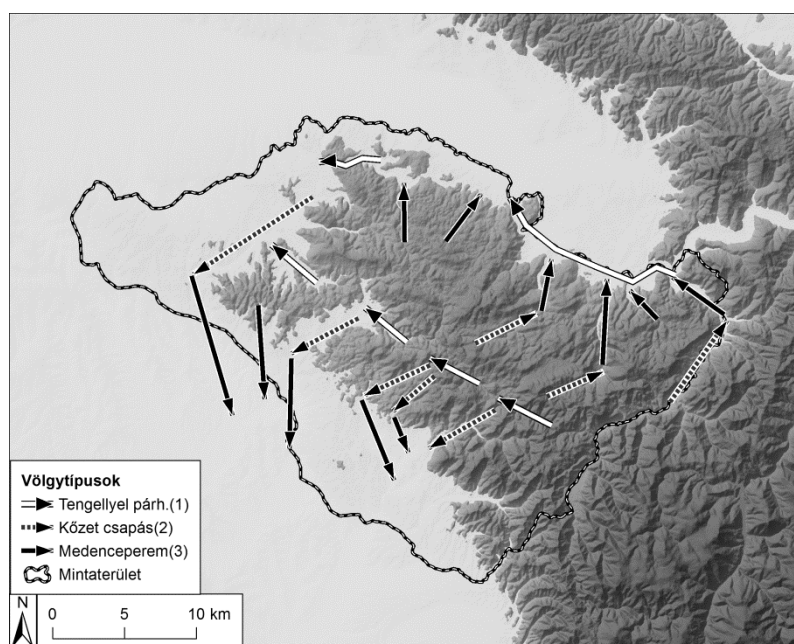
A domborzatmodell és a fent leírtak alapján a völgyszakaszokat irányuk, jellegük alapján csoportokba sorolhatjuk (4. ábra), ami elég jól megfelel a *RUSU* (1988) által ismertetett különböző korú völgyeknek.

1. A hegység hossz tengelyével párhuzamos (DNy-ÉK) völgyszakaszok: a hegység tengelyében húzódik egy hosszú, mára szétdarabolódott völgy, amelyben jelenleg több patak is folyik egy-egy szakaszon (Runcsor, Sohodol, Vida, Surducel). Szétesettsége és magassági helyzete mind arra utalnak, hogy egy idős, átöröklött völgyről van szó. Ezzel párhuzamos, de jóval mélyebbre vágódott a hegység É-i peremén a Sebes-Körös völgye, mely helyenként látványos szurdokban, karsztos sziklafalak között folyik (pl. Révi-szoros). A geológiai kép alapján a Sebes-Körös „*logikus*” elhelyezkedése az lenne, ha a Királyhágó után hamarabb elindulna a puha pannon üledékekkel kibélelt Báródi-medence felé, ám nem ez történik, így jelenlegi helyzetét szintén az átöröklés magyarázhatja. A Mierei-völgy alsó szakasza (Kalota alatt) is hasonló irányú, ám ez mára jórészt töbör-soros aszóvölgygé alakult.

2. A közethatárok csapásirányával párhuzamos (NyDNy-KÉK) völgyszakaszok: a hegység tengelyétől északra ezek KÉK felé tartanak (Jád, Barátka, Misid), a tengelytől délre pedig NyDNy felé (Toplicioara, Pietrii Negre, Sohodol, Vida, Topa), főleg ez utóbbiakra jellemzők a látványos, szép szurdokszakaszok (melyek méretükben természetesen kisebbek, mint a Sebes-Körösé).

3. Medenceperemekhez igazodó (kb. É-D) völgyszakaszok: ezek északon a Báródi-medence (Sebes-Körös) felé futnak, míg délen a Belényesi-medence (Fekete-Körös) felé. Közös jellemzőjük, hogy igen nagy szögtöréssel kap-

csolódnak a 2. pontban említett völgyszakaszokhoz. Különbség azonban, hogy a hegység északi részén lévő, ebbe a típusba sorolható völgyek idősebb (mezozoikumi) kőzetekbe vágódnak, míg délen inkább pannon (esetleg kréta) kőzetekbe mélyülnek.



4. ábra: A pannon időszak vázlatos képe a völgytípusokkal digitális domborzatmodell alapján. A mai 450 m-es szintvonal hozzávetőleg egyezik a pannon üledékek elterjedésének felső határával. Természetesen ez csak egy durva közelítés, hiszen a tektonikus és lepusztulási folyamatok összetett módon formálták a tájat a pannon óta.
 Fig. 4: Simplified picture of Pannonian relief with valley types based on DTM. The present-day 450 m contour line is about the upper limit of Pannonian sediments. It is a crude approximation only as tectonic and denudational processes have variably formed the relief since that time.

A fenti völgyszakaszok kialakulását – részben *RUSU* (1988) elképzeléséhez igazodva – az alábbi módon képzeljük el:

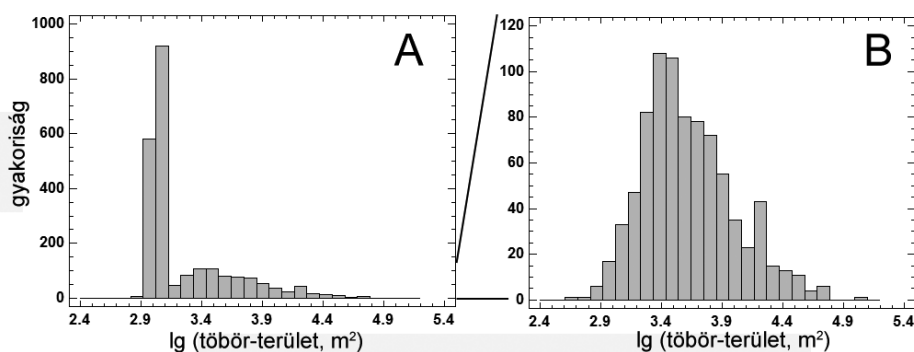
1. A fent említett 1. csoport völgyei a mainál sokkal kisebb szintkülönbségek mellett, a karsztosodásra alkalmas kőzeteket fedő anyagon jöttek létre hegyláb felszínként, és a két peremi öblözet (Báródi, Belényesi) ekkor még nem létezett.
2. A 2. csoport völgyeit igen erősen preformálták a geológiai egységek csapásirányai, sok esetben kőzethatár mentén futnak (vö. *1. ábra*). Ugyanakkor jelentős részben már a Pannon-tengerhez (tóhoz) igazodva fejlődtek ki, hiszen a Báródi és Belényesi-öblözet ekkor már elkezdett kialakulni (*4. ábra*). A tengely menti völgy kapturákkal fokozatosan szétesett. Nagy kérdés azonban, hogy ezek a kapturák mennyiben voltak karsztos eredetűek, avagy

még esetleg a fedőüledéken játszódtak-e le. Valamint ezzel összefüggésben a NyDNy felé futó szakaszok szurdokai epigenetikus vagy barlang-felszakadásos módon fejlődtek-e ki? Mivel sziklahidakat nem ismerünk, a barlang-felszakadásos eredet nem bizonyítható, de a bizonyíték hiánya nem a hiány bizonyítéka, így kizárni sem lehet ezt az elképzelést, ez a kérdés egyelőre nyitva áll.

3. A posztpannon időszakban a Királyerdő északon és délen (utóbbi oldalon még intenzívebben) tektonikusan kiemelkedett környezetéhez képest, ami megmagyarázza a folyók irányváltását és a 3. csoport völgyeinek kialakulását.

Töbrös felszínek

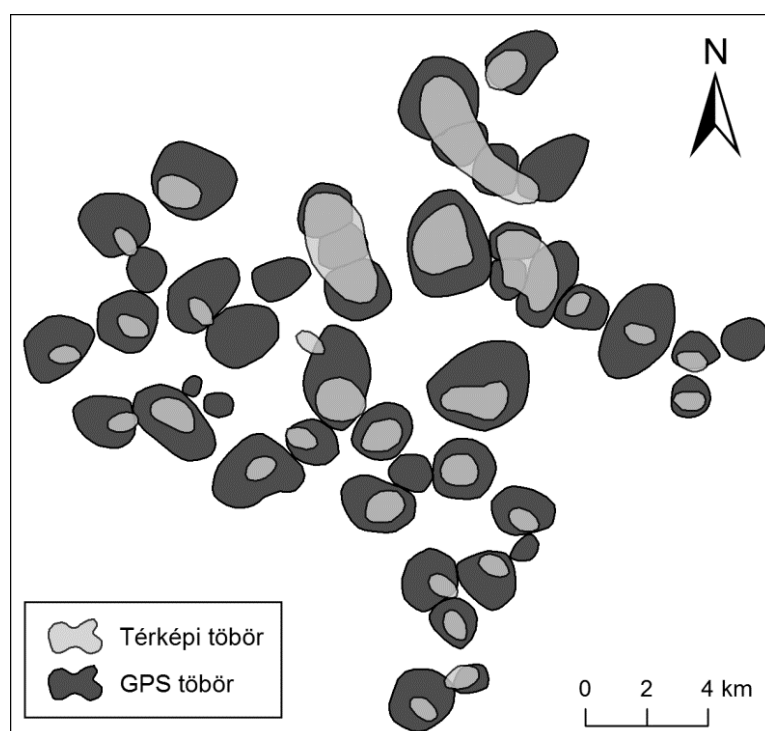
A Királyerdőben a topográfiai térkép alapján 2289 db töbör van. Ennek mintegy 2/3-a kisméretű, melyek alapterülete kisebb, mint 1300 m^2 , csak szimbólumszerűen vannak jelölve a térképen. Mivel apró formákról van szó, ez a tény jelentősen nem befolyásolja a töbrök átlagos méreteiből számolt statisztikákat, ugyanakkor az eloszlásfüggvényt már jelentősen módosítja (5. ábra). A kis töbör-szimbólumok ellipszis formájúak, és irányuk – elvben – a töbör hossz tengely-irányával esik egybe.



5. ábra: Töbörterületek eloszlásfüggvénye a szimbólumszerű töbrökkel együtt az összes (A) és azok nélkül (B)
 Fig. 5: Distribution function of doline area: all with symbolic dolines (A) and without them (B)

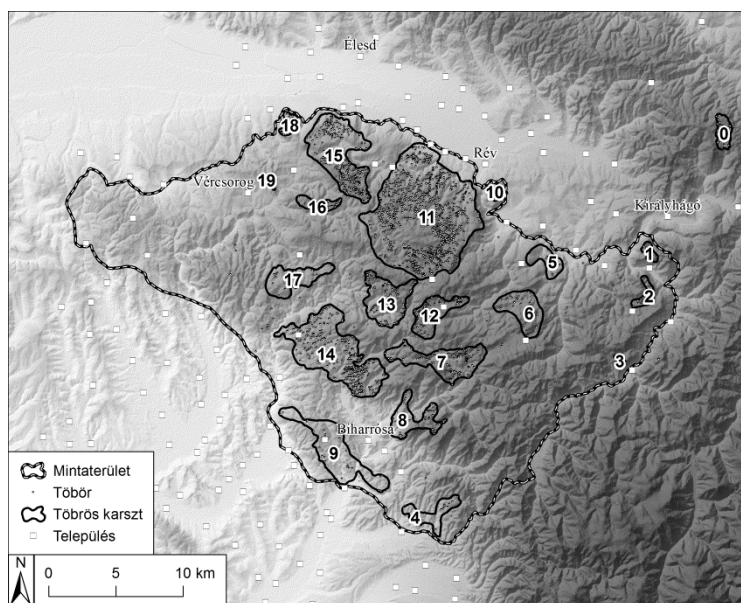
A Tízfalusi-fennsík három kisebb mintaterületén GPS segítségével összesen 104 töbröt mértünk fel. Ez alapján megállapítható, hogy a töbrösűrűség a térképen jelzethez képest 1,5-2,5-szer akkora, a nagyobb eltérés értelemszerűen az erdős terepeken, völgyekben érvényes inkább. A méretek nagyságrendileg hasonlóak, bár a terepi adatok általában nagyobb kiterjedést mutatnak, aminek az az oka, hogy a topográfiai térképen a legkülső zárt szintvonal elve alapján történik a lehatárolás, míg a terepen inkább a görbü-

let alapján érzékelhető a töbör pereme (6. ábra). A GPS-szel felmért, illetve a topográfiai térképen szereplő töbrök irányítottsága sem mindig esik egybe, aminek oka leginkább az, hogy a szimbólumszerű töbrök sok esetben nem megfelelő irányba lettek elhelyezve, illetve helyenként a térképen több terepi mélyedés összevonva, egy töbörként jelenik meg.



6. ábra: GPS-szel felmért és térképi töbrök összehasonlítása az egyik mintaterületen
 Fig. 6: Comparison of dolines surveyed by GPS and marked in the map

A továbbiakban a térképi mérések alapján jellemezzük a töbröket, ami a fentiek értelmében a valós sűrűséget jelentősen alábecsli, de az elterjedés vonatkozásában, és az egyes területek relatív sűrűségének összehasonlítására használható (I. táblázat). A Királyerdőben a töbrök egyenetlenül helyezkednek el: akad néhány nagy kiterjedésű, sűrűn töbrösödött fennsík (Tízfalusi /11/; Igrici /15/; Runc /14/), de a völgyhálózat, illetve a tektonika jellemzően kisebb töbrös egységekre szabdalta a Királyerdőt, melyek lehatárolása, csoportosítása így sok tekintetben szubjektív (7. ábra).



7. ábra: A töbrös felszínek elhelyezkedése a Királyerdőben
 Fig. 7: Spatial distribution of dolines in Pădurea Craiului Mts

I. táblázat
 Table I.

Töbrös területek morfolometriai adatai
 Morphometric data of dolines

Részterület	Töbör- szám	T.sz.f. magasság medián (m)	Terület (km ²)	12°-nál kisebb lejtésű terület (km ²)	Töbørsűrűség (db/km ²)	Töbör- alapterület medián (m ²)
1	7	625	1.0	0.8	8.9	2758
2	31	674	1.8	1.7	18.4	3051
3	10	796	0.3	0.3	29.5	2361
4	16	374	4.5	2.6	6.1	1890
5	12	473	3.5	2.8	4.3	2983
6	28	669	7.4	6.0	4.7	3490
7	145	638	11.4	8.1	17.9	1057
8	46	528	6.2	3.0	15.1	1849
9	23	344	13.8	11.4	2.0	3716
10	11	474	0.9	0.8	13.0	2406
11	1040	590	58.1	52.6	19.8	1129
12	81	673	6.4	5.2	15.5	1095
13	97	594	9.9	6.9	14.1	1060
14	338	477	25.3	22.0	15.4	1092
15	298	484	17.7	14.5	20.6	1210
16	24	545	2.1	1.8	13.5	3563
17	17	505	6.8	6.1	2.8	4504
18	19	390	1.4	1.1	17.6	1142
19	10	470	0.3	0.3	29.8	1017
Szórطان elhelyez- kedő	36					
Összes/Átlag	2289	543	179	148	14.1	2178

A töborsűrűségi értékeket úgy határoztuk meg, hogy az 5x5-ös átlagoló szűrővel simított domborzatmodell alapján számított 12°-nál meredekebb térszíneket kihagytuk a területből, mivel azokon csak elvétve fordulnak elő dolinák (a töbrök kevesebb mint 5%-a; vö. *TELBISZ* et al. 2007). Az így számolt töborsűrűség 2-30 db/km² között változik, ami hasonló értékeket jelent, mint amilyeneket más mérsékelt övi, középhegységi karsztokon találhatunk (pl. *TELBISZ* 2001).

A töborsűrűség és a medián töbrőterület egymással fordítottan arányos ($y=33,17 \cdot e^{0,0005x}$; $r^2=0,519$), azaz a ritkábban töbrösödött területeken általában nagyobb formákat találunk. A nagyobb formák víznyelőkől, illetve töbrök összenövése révén fejlődhetnek ki. Míg az első eset a töbrös fejlődésnek egy korábbi szakaszára jellemző a karsztos és nem karsztos területek határvonalánál, addig az összenövés az önálló töbrőfejlődés egy későbbi szakaszára utal. Így a ritkább, de nagyobb töbrökkel jellemezhető területek lehetnek viszonylag fiatalon kihantolódott részek, vagy többé-kevésbé önálló karsztok hosszabb fejlődés nyomán kialakuló részei. A hegység bármely részén találunk sűrűn töbrösödött területeket, a kevésbé sűrű részek inkább a peremen helyezkednek el, de ez sem teljesen szabályszerű. Feltételezhető, hogy a viszonylagosan magasabb fennsíkok töbrőfejlődése hamarabb megindult, míg a legfiatalabb részek a legalacsonyabban fekvők (4, 9, 18). Ugyanakkor egy adott fennsík töborsűrűsége és átlagos magassága között nem találtunk statisztikai összefüggést, magas és alacsony helyzetben egyaránt előfordulnak sűrűn töbrös részek. Mindezeket figyelembe véve sok kérdés még nyitva marad, és a Királyerdő töbreinek részletesebb fejlődéstörténete, az egyes részek kihantolódásának sorrendje és módja csak további kutatások révén tisztázható.

Települések a karszton

A karszt lábánál, a forrásvonalon, illetve a Sebes-Körös mentén igen nagy sűrűségben sorakoznak a települések (mintegy 29 falu, 27966 fő), az északi oldali Csarnóházától Réven át Vércsorogon keresztül a déli oldalon fekvő Biharrósáig és Mézgedig bezárólag, hogy csak a legfontosabbakat említsük. Ez a települési elhelyezkedés jellemző a Gömör-Tornai-karszton és általában más karsztvidékeken is. A Királyerdőben azonban magán a karszton is található 9 település 4680 fővel. Ezen települések között akadnak zárt falvak is, de jellemzőbbek a szórt szerkezetűek (2. kép).

A zárt falvak a völgyekhez igazodva többnyire egyutcás jellegűek. A települések kifejezetten a töbrös területekhez kötődnek a hegységen belül. A hullámos, de viszonylagosan mégis sík térszíneken jellemzően „komplex

mezőgazdasági” hasznosítás jellemző, ami kisebb, gondozott veteményes kerteket, gyümölcsösöket jelent elsősorban. Egy érdekes különbség a dinári karsztokhoz viszonyítva, hogy míg ott a kis parcellák rendszerint a töbrök alját foglalják el (mivel csak ott van talaj), addig itt inkább a töbrök oldallejtőin jellemzők. A házaktól távolodva előbb a legelőterületek válnak dominánssá, végül az erdő. Mindezek jól megfigyelhetők a Corine adatok alapján szerkesztett felszínborítási térképen (8. ábra).



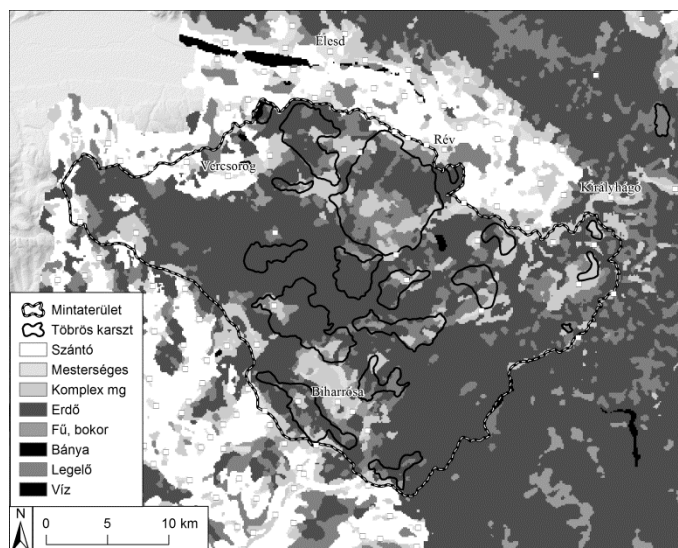
2. kép: Településtípusok a Kírályerdőben: A) zárt település, határában a töbrökkel (Cărmăzan); B) szórt település a Tizfalusi-fennsíkon (Tomnatic); C) veteményeskert a töbrök oldalában (Révtizfalu); D) legelő Erdődámos határában

Picture 2: Settlement types in Pădurea Craiului: A) closed settlement with dolines near its boundary (Cărmăzan); B) scattered settlement on Zece Hotare plateau (Tomnatic); C) vegetable garden in the side of a doline (Zece Hotare); D) pasture near Damiș

A megtelepülés lehetőségét az a tény adja, hogy a tektonikus töredezettség miatt gyakoriak egymás mellett a karsztos, nemkarsztos közetsávok, így a fennsíkokon is gyakoriak a források és kis patakok. Ezek vizét összegyűjtik kis medencékbe, amelyek néhány ház vízellátását biztosítják. Más hol kutakból nyerik a vizet. Így más karsztvidékektől eltérően, ahol jellemzően ciszternákból nyerik a vizet (pl. Dinári-hegyvidék), itt ez alárendelt jelentőségű.

A helyiekkel készült interjúk alapján megállapítható, hogy az itt élők ismerik a karszt jellegzetességeit, a korábbi évtizedekben számos vízfestés történt, amelyek révén a karszt lakói többé-kevésbé tisztában vannak a víznyelő-forrás kapcsolatokkal. Ennek ellenére a természetes mélyedéseket

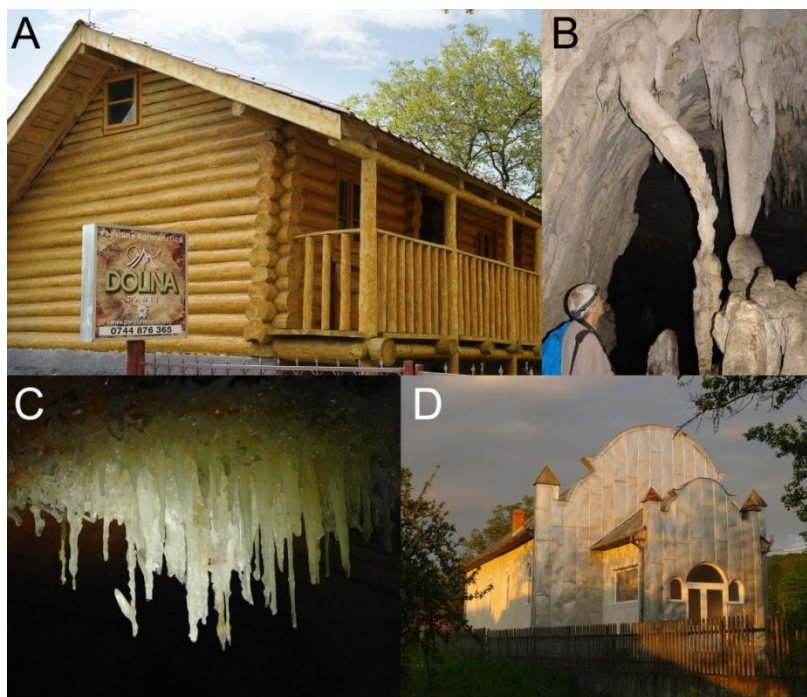
gyakran „kiváló” személtelhelyezési lehetőségnek tekintik, különösen az erdővel borított részeken, ahol ez kevésbé látszik.



8. ábra: A Királyerdő felszínborítási térképe
Fig. 8: Land-cover map of Pădurea Craiului

A karszt tulajdonképpen három módon nyújt megélhetést az itt lakóknak: egyrészt a fent bemutatott hagyományos mezőgazdálkodási formák, másrészt az ásványkincsekre épülő bányászat, harmadrészt pedig a turizmus (barlangok, szurdokok, víznyelők, természetközeli környezet) révén. A hagyományos mezőgazdálkodás jelentősége a kommunizmus évtizedei alatt meggyengült, de fennmaradt. A bányászat (bauxit, tűzálló agyag) a férfi munkaerő igen jelentős részét kötötte le a kommunista időkben, ám a rendszerváltás után ez teljesen megszűnt, kisebb-nagyobb környezeti problémákat hagyva maga után. Mindezek miatt napjainkban nagyon erős az elvándorlás, és a jelenlegi folyamatok fennmaradása esetén néhány évtizeden belül a települések kihalása jelezhető előre. A turizmus korábban egyáltalán nem volt jellemző, elsősorban barlangászok keresték fel a területet, ez azonban nem jelentett gazdasági hasznot. Napjainkban valamelyest erősödik a városokból a csendes természetbe vágyók száma, és megfigyelhető, hogy néhol a tradicionális mocsár házakat szálláshelyekké alakítják, illetve panziókat hoznak létre (3. kép). Több helyen talákoztunk pisztráng tenyésztőkkel is, ami a karsztfennsíkon elég meglepő volt. Az idegenforgalmat erősíti, hogy javul az infrastruktúra, új utak épülnek, nő az újonnan kiépített (vagy felújított) és turisták által látogatható barlangok száma. Mindezen jól érzékelhető jelek ellenére a turizmus egyelőre csupán kevesek számára jelent

megélhetést. Az érdekesség kedvéért, ami akár sajátos turisztikai karaktert is jelenthet, itt említjük meg, hogy Erdődámoson a völgy csatornahatása által meghatározott, uralkodó NyDNy-i szélirány miatt a házaknak ezt az oldalát bádoggal (újabban esetenként kamionponyvával) borítják, hogy a gyakori ferde esők ne áztassák el a falakat.



3. kép: A karsztra épülő turizmus jelei. A) Dolina panzió Erdődámoson; B) a felújított mézgedi Czárán-barlang; C) az újonnan kiépített, egykori bauxitbánya révén feltárt Farcu-kristálybarlang; D) bádoggal borított templom-oldal Erdődámoson

Picture 3: Signs of karst-based tourism. A) Dolina pension in Damiş; B) recently renovated Czárán Cave in Meziad; C) newly opened Farcu Crystal Cave explored earlier by bauxite mining; D) tin-covered side of a chapel in Damiş

Következtetések

A sávszelvény elemzés segítségével jól meg lehetett határozni a Királyerdő kiemelt hegyláb felszínének 1° -os DK-ÉNy-i lejtését, a triász-jura-kréta kőzethatárokhoz igazodó felszíni lepusztulást.

A völgyhálózat elemeit 3 csoportba osztottuk: a hegység hossztenge-lyével párhuzamos (DNy-ÉK) völgyszakaszokra, a kőzethatárok csapásirá-nyával párhuzamos (NyDNy-KÉK) völgyszakaszokra és a medencepere-mekhez igazodó (kb. É-D) völgyszakaszokra. Az első csoport völgyei még a hegyláb felszín-képződés időszakában (azt közvetlenül követően) alakultak

ki, a második csoport völgyei részben a geológiai határokhoz, részben a Pannon-tengerhez (tóhoz) igazodva fejlődtek ki, a harmadik csoport völgyei pedig a Királyerdő peremi medencék (Báródi, Belényesi) mélyüléséhez igazodva jöttek létre.

A Királyerdőben a topográfiai térképek alapján 2289 töbör van, melyek kisebb-nagyobb karsztfennsíkhoz, illetve völgyekhez sorolhatók, a részegységek töborsűrűsége 2-30 db/km² között változó. Terepi méréseink alapján azonban a valós sűrűség ennek 1,5-2,5-szerese lehet. A kisebb töbrök szimbólumszerűen szerepelnek a térképen, ám ezeket „leválasztva” a töbrök gyakorisági eloszlása itt is közelítőleg lognormális. A töbrök jellemző mérete (töbörterület mediánja) és a töbör-sűrűség között közepesen erős, fordított exponenciális összefüggés érvényesül, amit más karsztokon is megfigyeltünk korábban (TELBI SZ 2001).

A Királyerdőt a „lakott karsztok” közé sorolhatjuk. Legelőnyösebb hely a települések létrejöttéhez a karsztperemi forrásvonal, de viszonylag jelentős a töbrös fennsíkokon kialakult települések száma is, melyek között zárt és szórt szerkezetűek egyaránt akadnak. Ezek kialakulása azért volt lehetséges, mert a Királyerdő zöme tipikus vegyes karszt. Az itt élők megmaradását három tényező, a hagyományos mezőgazdálkodás, a bányászat és a turizmus tette lehetővé, melyek közül az első a legerősebb, de egyre kevésbé számít megtartó erőnek; a bányászat megszűnt; a turizmus fejlesztése pedig igazán csak a közelmúltban indult, még további lehetőségeket rejt, de a népesség elvándorlását feltehetőleg nem fogja tudni megakadályozni.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 104811 számú pályázata és az MTA Bolyai Ösztöndíj (TT) támogatta.

IRODALOM

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1998). Geocological system of karsts.– Acta Carsologica, 27, pp. 13-25.

BÜTTNER GY. (2009): Térképezzük Európát: a CLC2006 projekt http://geoiq.hu/index.php?option=com_docman&task=doc_download&gid=23&Itemid=63).

DAY, M. (2010): Human Interaction With Caribbean Karst Landscapes: Past, Present And Future.– Acta Carsologica, 39 (1) pp. 137-146.

DRAGASTAN, O.–DAMIAN, R.–CSIKI Z.–LAZÁR, I.–MARINESCU, M. (2009): Review of the bauxite-bearing formations in the northern Apuseni

Mts. area (Romania) and some aspects of the environmental impact of the mining activities – Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 4/2, pp. 5-24.

GIUȘCĂ, D. – BLEAHU, M. (1967): Harta geologică a Republicii Socialiste România (RSZK geológiai térképe), L-34-XI. lap, 1:200000. – Institutul Geologic, București,.

IANOVICI, V. – BORCOȘ, M. – PATRULIUS, D. – LUPU, M. – DIMITRESCU, R. – SAVU, H. (1969): Geologie Munților Apuseni – Academia R.S.R., București, 741 p.

KEVEINÉ BÁRÁNY, I. (2014): Landscape Changes In Karsts With Special Regard To Anthropogenic Activity.– Karsztfejlődés XIX, pp. 5-21. (in Hungarian)

MÓGA J. (2004): Az Erdélyi-középhegység karszt típusai – Karsztfejlődés IX., Szombathely, pp. 229-250.

ORĂȘEANU, I. – JURKIEWICZ, A., (szerk., 2010): Karst Hydrogeology of Romania, Belvedere, Oradea, 443 p.

PEJNOVIĆ, D. – HUSANOVIĆ-PEJNOVIĆ, D. (2008): Causes and consequences of demographic development in the territory of Velebit Nature Park, 1857-2001.– Periodicum Biologorum, 110, 2, pp. 195-204.

RACOVITĂ GH. – MOLDOVAN O. – ONAC B. (szerk., 2002): Monografia carstului din Munții Pădurea Craiului, Studiu monografic. Presa Universitară, Cluj-Napoca, 264 p.

RAVBAR, N. (2004): Drinking Water Supply From Karst Water Resources (The Example Of The Kras Plateau, Sw Slovenia).– Acta Carsologica 33, 1, pp. 73-84.

RUSU, T. (1988): Carstul din Munții Pădurea Craiului. Pe urmele apelor subterane, Editura Dacia, Cluj Napoca, 254 p.

SZÁSZ P. ZS. (2001): Királyerdő hegység (Erdély hegyei 17.) – Pallas-Akadémia Könyvkiadó, Csíkszereda, 89 p.

TELBIŠZ T. (2001): Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján. – Földrajzi Közlemények, 125 (49) / 1-2, pp. 95-108.

TELBIŠZ T. – MARI L. – KOHÁN B. – ČALIČ J. (2007): A szerbiai Miroč-hegység töbreinek térinformatikai és GPS-es terepi vizsgálata – Karsztfejlődés XII, pp. 71-90.

TELBIŠZ T. (2011): Large-scale relief of the Slovak Karst and Aggtelek Karst (Gömör-Torna/Gemer-Turňa Karst) – a DEM-based study. – Hungarian Geographical Bulletin (Földrajzi Értesítő), 60 (4) pp. 379-396.

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

TELBI SZ T.–KOVÁCS G.–SZÉKELY B.–SZABÓ J. (2013b): Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57 (4) pp. 488-513.

TELBI SZ T.–BOTTLIK ZS.–MARI L.–KŐSZEGI M. (2014a): The Impact of Topography on Social factors, a Case Study of Montenegro. – *Journal of Mountain Sciences* 11 (1) pp.131-141.

TELBI SZ T.–IMECS Z.–MARI L.–BOTTLIK ZS. (2014b): Földrajzi posszibilizmus vizsgálata az Erdélyi-szigethegység példáján. – *Karsztfejlődés* XIX, pp. 23-40.

**AZ AKNASZLATINAI-SÓKARSZT FELSZÍNALAKTANI
VIZSGÁLATA**

**GEOMORPHOLOGICAL INVESTIGATION OF THE
AKNASZLATINA SALT KARST (UKRAJNA)**

MÓGA JÁNOS¹ – LIPPMAN LÁSZLÓ – TOMBOR ESZTER – FEHÉR
KATALIN – KÉRI ANDRÁS – BORSODI ANDREA

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

1jmoga@freemail.hu

Abstract: In our study we summarized the research results of the landforms developed through parakarstic processes on the Aknaszlatina (Solotvyno) saltkarst. By the help of fieldwork and through the analyses of satellite images, with the use of GIS, we determined the position of salt mines created in previous centuries and we analyzed those natural and antropogenic effects which played a role in the fast changes in saltkarst morphology (collapses, karrenfields, development of salt lakes). The largest landforms of saltkarsts are the collapsed dolines of a diameter between 180-230 m and a depth about 30-40 m, which were created through the fracture of chambers of the earlier salt mines. The main impact in their development was played by the floods of the Tisza breaking in into the mines and the solution effect of surface and subsurface waters on rock salt. The lesser size dolines were formed in pebbles. Open karst reliefs, karrenfields were formed only in the bottom of the largest collapsed dolines, but due to the fast solution of salt rock their appearance is variable (rills, rinnes, kamenitza, etc). Within the scope our study it became evident that the surface of salt karst is exposed to continuous change, new disruptions are created even today endangering the buildings and establishments of Faluszlatina village.

Bevezetés

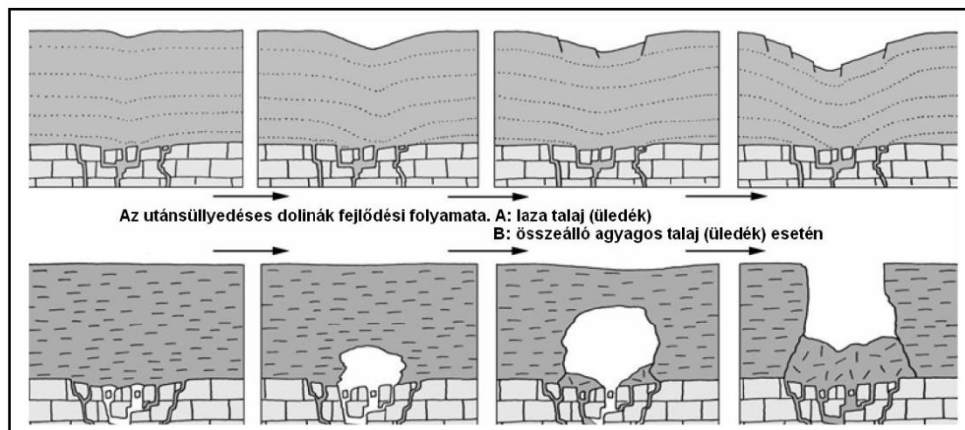
Azokon a helyeken, ahol a sókőzetek (gipsz, anhidrit, kősó) a felszín közelében vannak, hasonló felszínformák alakulnak ki, mint a karbonátos kőzetekből álló karsztokon, különböző karrformák, víznyelők, dolinák, vakvölgyek és poljék egyaránt előfordulhatnak. Éppen ezért az evaporit karsztokon kialakult formák nevezéktana lényegében megegyezik a karbonátos kőzeteknél használt nevekkel és kifejezésekkel (FORD – WILLIAMS 2007, VERESS 2004, WALTHAM et al. 2004). A Föld eltérő éghajlatú területein található sókőzeteken végbemenő oldási folyamatokkal és a rajtuk kialakuló formakincs kutatásával számos tanulmány foglalkozik, amelyek rámutatnak a karbonátos kőzetekétől eltérő morfológiai különbségekre is (BALÁZS 1990, FORD – WILLIAMS 2007, FILIPPI et al 2011, GUTIÉRREZ et al. 2014, JAKUCS 1971, MACALUSO – SAURO 1996, MADONIA. – SAURO 2009, VERESS 2004, VERESS et al. 2011, WARREN 2006, ZÁMBÓ 1992, ZENTAI 1994). Hangsúlyozzák az éghajlat szerepét, amely alapvetően meg-

határozza a karsztos táj jellemzőit, a formák méretét és a formakincs változatosságát is. A csapadékos területek intenzív oldási folyamatai hamar felémésztik a sóközetet, ha az felszínre kerül, a száraz területeken a formák változatosabbak és időt állóbbak. A csapadékos területeken, így a Kárpát-medencében is lényegében csak a fedőrétegek alatt maradhatnak meg hosszabb időn át a felszínre vagy felszín közelébe emelkedett sóközetek, így főleg a fedett karsztos jelenségek jellemzik, a nyílt karsztok kis területen fordulnak elő, és gyorsan változik a formakincsük (VERESS 2004, VERESS et al. 2011, ZÁMBÓ 1992, ZENTAI 1994).

Az utánsüllyedéses, az oldásos és a szakadék dolinák gyorsabban fejlődnek, és nagyobb sűrűségben fordulnak elő az evaporit kőzetek felszínén, mint a karbonátos kőzeteken (WALTHAM et al. 2004, VERESS 2004, WARREN 2006). Az utánsüllyedéses töbrök az evaporit karsztok leggyakoribb formái, kisebb méretűek (1-5m átmérőjű), talajjal és üledékekkel vannak fedve vagy legalább részben kitöltve, amelyet az eső vagy az áradások vize mosott be a repedésekbe. Ezek arra utalnak, hogy az oldódó só tömege közel van a felszínhez. Ahol a gyorsan oldódó evaporit kőzettömegben magas a nem oldódó szennyező anyagok (főleg agyag és iszap) aránya, olyan oldhatatlan maradék keletkezik, amely gyorsan növekedő méretű takarót képez a sóközet tetején. Ezt fedőréteget vagy kérget folyamatosan aláássa a sekély mélységben elhelyezkedő sőtörmécsben végbemenő gyors oldás, üregesedés. Az üregesedés a felszín behorpadását, folyamatos süllyedését eredményezi. Az oldási maradék törmeléke bemosódik a kialakuló szuffóziós dolina hasadékaiba, amely létrehozza a sóközeteken a jellegzetes talajjal borított gödrös tájat. Ahol félig összeálló agyagos üledékek borítják a sóközeteket, ott bezökkenéses (dropout) töbrök jönnek létre (WALTHAM et al. 2004, FORD – WILLIAMS 2007, 1. ábra)

Az oldásos töbrök közepes vagy nagy méretűek, tál alakú, oldási folyamatokat kísérő süllyedéssel kialakult mélyedések. A szakadékdolináknál és a szuffóziós és lezökkenéses töbröknél kisebb hajlású lejtők határolják, amelyeket általában nem sóközet, hanem üledékek alkotnak. A szálban álló sóközet mélyebben (általában több tíz méter) helyezkedik el a felszín alatt.

A szakadéktöbrök az oldással kialakult üregek mennyezetének beomlásával alakulnak ki. Akkor jönnek létre, amikor az oldás a sóközetben akkora üreget hoz létre, hogy már többé nem képes megtartani a fedő kőzetrétegek és/vagy a regolit terhelését. A dolina falai gyakran függőlegesek vagy aláhajlók, néha aszimmetrikusak; egyik fal meredek, a másik a szelídebb. A beomlott tető kőzettörmeléke vagy törmelék breccsa beboríthatja a dolina alját.



I.ábra: A felső ábrásor (A) a homokos, nem összeálló laza talajokban és üledékekben végbemenő süllyedési folyamatot, az utánsüllyedékes, az alsó ábrásor (B) az összeálló agyagos talajok és üledékek lezökkenési folyamatát, a lezökkenéssel vagy dropout dolinák kialakulását mutatja be. Waltham, et al. 2005. nyomán.
Fig. 1: Sequences of progressive development of subsidence sinkholes represented by stages of two end of morphologies, forming by perfect particulate suffosion in a non-cohesive sandy soil (A above) and by dropout over an expanding soil cavity in a cohesive clay (B below). After Waltham et al. 2004.

Ahol a gipsz vagy kősó felszínre bukkan egy erősen tagolt karros térszín alakul ki, amelyen különféle karrformák alakulnak ki. A vízszintes vagy kis lejtésű területek felszínébe madáritató formák mélyülnek, a karrbarázdák és vályuk között csúcskarrok emelkednek. A lejtők tetejéről lejjebb kiékelődő rillenkarrok (rovátkakarr) és néhány cm-től a deciméteres szélességet és mélységet elérő vályuk (rinnenkarr vagy vályukarr) vezet le a csapadékból származó vizeket (VERESS et al. 2011). A szakadékdolinák függőleges vagy meredek sókőzetből álló falain gyakoriak a falikarrok (MACALUSO – SAURO 1996, WARREN 2006, ZENTAI 1994). A vízben oldott só kedvező feltételek között (főleg a forró és száraz területeken) különféle másodlagossókiválásokat hoz létre (FILIPPI et al 2011).

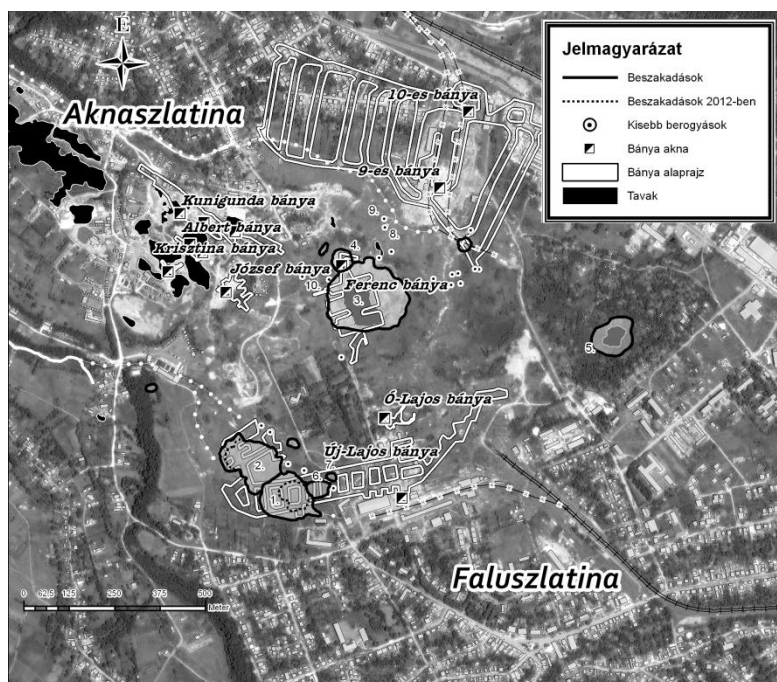
A Kárpátok és Kárpát-medence sókarsztos térszíneinek a formakincséről és morfogenetikájáról viszonylag kevés tanulmány született idáig (ZENTAI 1994, VERESS et al 2011), pedig az egykori sóbányák helyén és a felszíni sókibúvásokon különleges sókarsztos felszínformák alakultak ki, néhol a bennük kialakult tavas szakadékdolinákban, barlangi és felszíni patakok tömény sóoldataiban extrém vizes élőhelyek találhatóak. A világviszonylatban is különleges morfológiájú, extrém élőhelyi körülményeket hordozó sókarsztok kutatása mind a földtudományok, mind a biológiai, mikrobiológiai kutatások szempontjából ígéretes kutatási terület.

E tanulmányunk az aknaszlatinai sóbányák környezetében 2014-15-ben a sókarsztos jelenségeken végzett kutatásának eredményeit foglalja össze.

Alkalmazott módszerek

Irodalmi adatok, régi térképek és terepbejárások során az egykori aknaszlatinai sóbányák helyének meghatározása volt elsődleges célunk. A sóbányák beomlásával létrejött berogyások (dolinák) helyének rögzítését, morfometriai vizsgálatát térinformatikai módszerrel végeztük. A vizsgálat-hoz a GoogleEarth által a területről elérhető 2012 és 2014 között készült négy műholdkép rétegét használtuk fel. Az elérhető legjobb felbontás 0,5 méter/pixel már lehetővé teszi a meglévő tereptárgyak pontos beazonosítását, a beszakadások pontos lehatárolását. További forrásunk a területről származó, különböző korú bányászati helyszínrajzok voltak. A vetületi illesztést ArcMap 10.3-as térinformatikai programban a Google műholdas felvételein végeztük el. A műholdképeken fellelhető régi, még beazonosítható műtárgyak és a helyszínrajzokon lévő objektumok közös pontjaira (bányaakna, egyes épületek sarokpontjai stb.) tudtuk a helyszínrajzokat vetületi rendszerbe forgatni, így azok pontos fedésbe kerültek a műholdképekkel. Az egymáson lévő rétegekből ez után került sor a felszín digitalizálására, a beszakadások, apró berogyások, bányák alaprajzai és aknáinak felvételére. A dolinák terepi felmérése bányász kompasszal és GPS-el történt. A többi térképek és karrszelvények szerkesztése Map Viewer 4 szoftverrel történt. A nagy méretű szakadékdolinák morfometriai jellemzőit Global Mapper 15 segítségével határoztuk meg. A sókarrok morfometriai vizsgálatánál egy új módszert próbáltunk ki. A régészek, művészettörténészek által már régóta használt ún. profilfésűt alkalmaztuk a karrformák alakjának és méretének meghatározására. Az alkalmazott eszköz 30 cm széles, fésűre emlékeztető eszköz, aminek a fogai nincsenek a kerethez rögzítve. Az általunk használt profilfésű fogainak a mérete 10 cm, emiatt a 10 cm-nél nem mélyebb karrformák profiljának levételére alkalmas. A 90 fog/10 cm sűrű, elcsúsztatható acéltűkből álló fogazat ráilleszthető a karrformákra, a fogak felül kirajzolják a karrformák profilját. A tűk helyzete rögzíthető, az így kapott kontúr vagy profil könnyen átrajzolható mm papírra.

Az aknaszlatinai sóbányászat történetének rövid áttekintése

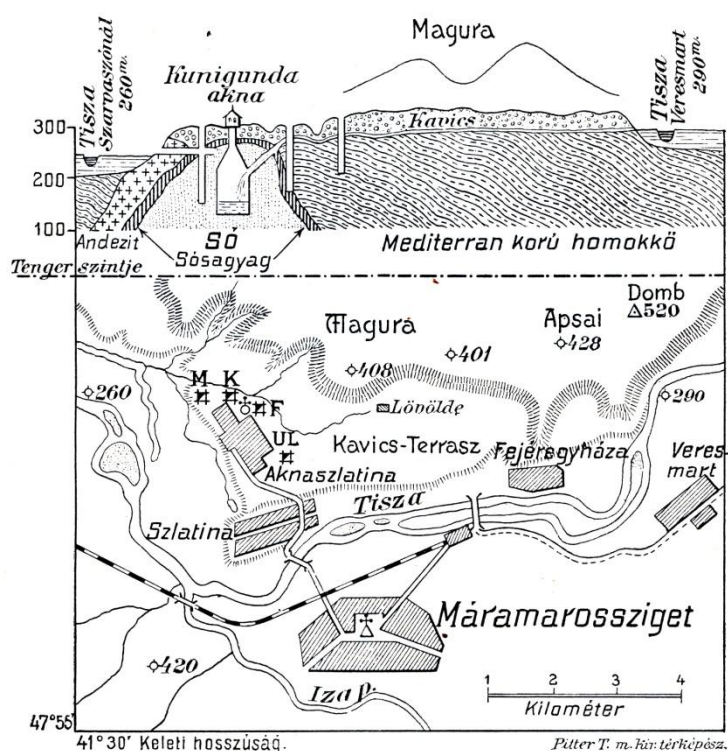


2. ábra: Az Aknaszlatinai-sókarszt területe: A számok a vizsgált töbröket (dolinákat) jelölik. 1. Új-szakadék, 2. Nagy-szakadék, 3. Ferenc bánya tavas szakadékdolinája, 4. Ferenc bánya 2. szakadékdolinája, 5. A Fekete-mocsár szakadékdolinája, 6. Faluszlatina melletti beszakadás, 7. Szent János kápolna melletti beszakadás, 8. Tavas-dolina, 9. Víznyelővé átalakult szakadékdolina, 10. Fiatal szakadékdolina

Fig.2: The area of Aknaszlatina salt karst: Each number indicates the examined dolines. 1. Új-szakadék, 2. Nagy-szakadék, 3. Collapse doline with lake in former Ferenc mine, 4. The 2nd collapse doline of Ferenc mine, 5. Collapse doline of Fekete-moor, 6. Collapse doline next to Faluszlatina, 7. Collapse doline next to Szent János chapel, 8. Tavas(Lake) doline, 9. Collapse doline transformed into a swallow hole, 10. Young collapse doline.

A kősó a Kárpátok és a Kárpát-medence egyik legértékesebb ásványi nyersanyaga, amelyet évezredek óta bányásznak az Erdélyi- és a Máramarosi-medencében, valamint a Keleti-Kárpátokban (HAHN 1993). A sórétegek a miocén bádeni korszakában a Középső-Paratethys medencéiben a sós tengervíz bepárlódásával rakódtak le. A kősó sódómokká (sódíapír) gyűrve számos helyen felszínre, vagy felszín közelbe emelkedett (Torda, Kolozs, Szék, Szamosújvár, Désakna, Szováta, Parajd, Vízakna, Marosújvár, Aknaszlatina, stb.), így sok helyen külszíni vagy mélyművelésű bányákban kitermelhették. Az ipari méretű sóbányászat a Kárpát-medencében a 18. század végén indult meg. A kiváló minőségű sóért később egyre mélyebbre kellett menni, a növekvő méretű aknákat azonban egyre jobban veszélyeztették a vízbetörések. A sóbányák legnagyobb ellensége az édesvíz. A vízbetörések hatalmas károkat okoztak a bányákban, gyakran a sóaknák "befulladását", majd az aknák beomlását eredményezték. Kárpátalján (Aknasz-

latina) (2. ábra) és Erdélyben (Vizakna, Aknasugatag, Marosújvár stb.) több tucat szakadékdolina, lezökkenéses dolina és sóstó jelzi az egykori beomlott bányák helyét, amelyek tömény sóoldatát az utóbbi évtizedekben balneológiai célokra hasznosítanak. (BALÁZS 1990, IZSÁK 2007, BERGHAUER 2012, SCHMIDT ELIGIUS 1941, LUKÁCS – LUKÁCS 1999).



3. ábra: Az aknaszlatinaisótest Pitter. nyomán
Fig. 3: Aknaszlatina salt diapir after Pitter

A Kárpátalja területén (Ukrajna) található mintegy 2400 m hosszú, 1300m széles és több mint 600 m vastag aknaszlatinai sótest régóta ismert só előfordulás a Kárpát-medencében (3. ábra, PAPP évszám nélkül). A Tisza kavicssterasza alatt elhelyezkedő sótestet azonban csak 1773-ban kezdték kutatni és feltárni, az aknával és kamrával történő újabkori sótermelési folyamat pedig csak 1778-ban indult meg, amikor megkezdték a Krisztina akna telepítését, ahol a sótestet 18 m mélységben találták meg. A napjainkig tartó bányászat során Aknaszlatinán tíz sóbányát alapítottak: a Krisztina-, az Albert-, a Kunigunda-, a Miklós-, a Lajos-, a József-, a Ferenc-, az új Lajosbányát még az I. világháború előtt, a szovjet időkben pedig a 9-es és 10-es

bányát, az utolsót azonban sohasem művelték. A legtöbb bánya vízbetörés áldozata lett. A XXI. század elején még működő utolsó két bányát (9-es bánya, Új Lajos bánya) 2010-ben zárták be ugyancsak vízbetörés miatt, amely úgy tűnik, hogy egy közel 250 éve tartó bányászati hagyománynak végérvényesen véget vetett (2. ábra, SZOKOL 1879, SCHMIDT ELIGIUS 1941, RÉTHY 2010).

Aknaszlatina sóbányái:

1. Krisztina bánya 1778-1779
2. Albert akna 1781-1788
3. Kunigunda-bánya 1789-1906 vízbetörés során befulladt.
4. Miklós bánya 1789-1790-ben egyesült a Kunigunda-bányával.
5. József-bánya 1804 tartalékbányának használták.
6. Lajos-bánya 1804-1809 vízbetörés során befulladt.
7. Ferenc-bánya 1808-1945 után (?) vízbetörés során befulladt.
8. Új Lajos-bánya 1886-2010 vízbetörés során befulladt.
- 9-es bánya 1975 – 2010 vízbetörés során befulladt. (A 9. számú aknában 300 m mélyen nemzetközi hírű asztma- és allergiagyógyító szanatóriumot hoztak létre 1976-ban).
- 10-es bánya (A szovjet időkben lett kész, de ezt már sohasem használták).

A sóbányák beomlásának okai és következményei

A sóbányák beomlásának okait és következményeit SCHMIDT ELIGIUS elemezte és foglalta össze elsőként az aknaszlatinai Kunigunda bánya területén végzett vizsgálatait alapján: *A szlatinai sötömzs ÉNy—DK-i irányban körte alakban elnyúlt sótest, amely Máramaroszigettől északra a Tisza völgyében, hatalmas kavicsterasz alatt fekszik. A Tisza már lecsúszott a dóm tetejéről s ma dél felől széles kanyarral megkerüli a feltörő sótestet, amelynek hosszabb tengelye körülbelül 2400 m, legnagyobb szélessége körülbelül 1300 m, a mélysége pedig az egyik kutatófúrás szerint több mint 600 m. A csapadékvíz és magas vízálláskor a Tisza vize a helyenként 30 m-nél vastagabb kavicsteraszokon át a sótest fölé jut. Keletre, Veresmartnál, a kanyar elején a Tisza vízállása körülbelül 30 m-el magasabb, mint a körülbelül 12 km-el nyugatabbra a kanyar végében fekvő Szarvasszónál. Ezért a nyugat felé lejtő kavicsba jutott Tisza vize kelet-nyugati irányban áramlik. Közben a sótesten halad át, amelyet ott, ahol a védőréteg, a homokos, márgás, sós agyag az ú. n. pallag hiányzik, vagy elvékonyodik, megtámadja. Ezért ful-*

ladtak el a Kunigunda és a vele közvetlenül szomszédos bányák is (SCHMIDT ELIGIUS 1941, 3. ábra).



1. kép: Ferenc bánya tavas szakadékdolinája
Picture 1: Collapse doline with lake in Ferenc mine

A 19. és 20. század fordulóján több felszínalatti vízvezető csatornát alakítottak ki, amelyek több-kevesebb eredménnyel védték a bányákat, ám a második világháború után – főleg a Szovjetunió összeomlása utáni időkben – ezek karbantartására egyre kevesebb figyelmet fordítottak, amely 2010 végére a még megmaradt utolsó két működő sóbánya bezárását, elfulladását és beomlását eredményezte a tiszai árvizek vízbetörése miatt. A bánya megsemmisülésének fő oka az volt, hogy az üzem vezetői nem gondoskodtak a felszíni vizek elvezetésére kialakított csatorna- és tárnarendszer, az úgynevezett stólok karbantartásáról. A múlt század hetvenes–nyolcvanas éveiben a korábbi gyakorlattal ellentétben, hozzá nem értő bányaigazgatók kerültek az üzem élére, elhanyagolták a stólokat, és a felszíni vizek kezelését, emiatt egyre több víz szivároghatott le a sötömbbe. A XXI. sz. első évtizedében már olyan nagy mennyiségű víz ömlött be a bányajáratokba, amelynek a kiszivattyúzása túl nagy költségekkel járt, amit a bányák vezetése már nem tudott finanszírozni és ez katasztrofális következményekkel járt. Egyre gyakrabban omlottak be a bányajáratok, a felszínen kisebb-nagyobb gödröket, szakadékokat kialakítva. A beszakadások helyén víznyelők és sós tavak jöttek létre. A bányák helyén egy gyorsan fejlődő sókarsztos térszín alakult ki (1. kép, SCHMIDT ELIGIUS 1941, LUKÁCS – LUKÁCS 1999, BERGHAUER 2012).

A sókarsztos formák vizsgálatának eredményei

A só oldódása alapvetően eltér a mészkőkarsztok karbonátos és hidrokarbonátos oldási folyamataitól, sokkal egyszerűbb azoknál. Az oldás dinamikája csupán a sókőzet oldási együtthatójától, az oldószer és a szilárd fázis érintkezési felületétől, az érintkezési időtől függ. A klasszikus értelemben vett karsztosodási folyamatban fontos szerepet játszó CO_2 -nek a kősó oldásában lényegében nincs nagy jelentősége, ahogy a hőmérsékletnek és pH-nak sem. Az oldás semleges pH mellett is végbemegy, a kősó (NaCl) Na és Cl ionokra esik szét (BALOGH 1992, FORD – WILLIAMS 2007. Éppen ezért ezt a folyamatot parakarsztos oldódásnak, az így kialakult karsztot parakarsztnak nevezzük. A kősó sokkal gyorsabban oldódik, mint az egyéb karsztosodó kőzetek. Laboratóriumi kísérletek bizonyítják, hogy a desztillált vízben több mint 25 000-szer gyorsabban oldódik, mint a mészkő (JAKUCS 1971, VERESS 2004, ZÁMBÓ 1992).

Jóllehet a só oldásában a hőmérsékletnek önmagában nincs fontos szerepe, a klíma mégis fontos hatótényező a sókarsztok formakincsének kialakításában, alapvetően meghatározza a karsztos táj jellemzőit, a formák méretét és a formakincs változatosságát is (FORD – WILLIAMS 2007, GUTIÉRREZ et al. 2014, JAKUCS 1971, MACALUSO – SAURO 1996, VERESS 2004, WARREN 2006, ZÁMBÓ 1992). A sódiapírok kiemelkedése és a klimatikus tényezők (főleg a csapadék mennyisége) által meghatározott oldódás egymáshoz viszonyított aránya alapján a nedves éghajlatokon és a száraz éghajlatokon a parakarsztos folyamatok nem egyforma intenzitással mennek végbe (BALÁZS 1990, VERESS 2004). A csapadékos területek intenzív oldási folyamatai hamar felemésztik a sókőzetet, ha az felszínre kerül, a száraz területeken a formák változatosabbak és időt állóbbak. A másodlagos sókiválások kialakulásában is nagy szerepe van az éghajlatnak (a hőmérsékletnek, a csapadéknak és a párolgásnak). Az arid-szemiarid klíma kedvez leginkább a sókarsztok kialakulásának, ugyanis a magas hőmérsékleten és alacsony csapadékmennyiség mellett optimális feltételek vannak az oldáshoz, de nem emésztik fel az egész kőzetet, másrészt ilyen körülmények között válnak ki a leggyorsabban a sókristályok a telített sóoldatból (FILIPPI et al 2011).



2. kép: Ferenc bánya 2. szakadékdolinája alján hasadékkarokkal (clints) (collapseddoline)
Picture 2: Clints and grikes at the bottom of the 2nd collapse doline in the former Ferenc mine

A mintegy 1,9 km² kiterjedésű körte alakú aknaszlatinai sótest eltemetett helyzetben van, átlagosan 25-30 m vastagságban kavicssal, homokkal és néhány méter vastag vízálló sógyaggal (pallag) van borítva (2. ábra) (SZOKOL 1879, SCHMIDT ELIGIUS 1941, RÉTHY 2010). Az aknaszlatinai sókarszt tehát eredetileg fedett, eltemetett vagy rejtett karszt volt (VERESS 2004). Az évszázadok óta tartó felszínen végzett, ill. mélyművelésű sóbányászat következtében a fedőüledékek egyes helyeken történő lepusztulásával, a só felszínre kerülésével kisebb foltokban nyíltkarszt keletkezett (2. kép). A vízzáró réteg megbolygatásával a felszínről beszivárgó és a kavicsban áramló vizek érintkezésbe kerültek a só felszínével, ahol megindult a korrózió. A felszíni berogyások kialakulása (horpák, dolinák) és a sóbányák beomlása minden esetben oldás nyomán létrejött anyaghiányra vezethető vissza. Az aknaszlatinai sókarszt formakincse a természetes úton is lejátszódó parakarsztos folyamatok, a természetes úton is lejátszódó, ám az emberi tevékenység hatására rendkívüli mértékben felgyorsuló („természeti-antropogén”) és az emberi beavatkozásra akaratlanul elinduló, de végül öntörvényűen fejlődő („szemiantropogén”) folyamatok eredményeként alakult ki (ERDŐSI 1969, 1987, GUTIÉRREZ et al. 2014, HORVÁTH et al. 2006).

Dolina típusok

Szakadékdolinák

A sókarszt legnagyobb méretű szakadékdolinái a bányakamrák beomlásával alakultak ki. A beomlás rendkívül gyorsan, néha napok vagy hetek alatt ment végbe. A római Colosseum méretét elérő, ill. azt meghaladó kb. 180-230 m átmérőjű és mintegy 30-40 m mély szakadékdolinák a sókarszt legnagyobb méretű formái (2. ábra, I. táblázat). A szakadékdolinák kialakításában a természeti tényezőkön kívül az antropogén hatásoknak is fontos szerepük volt. Kialakulásukban a nem megfelelő bányászati technológiák alkalmazásának, ebből következően a tiszai árvizek bányakamrákba történő behatolásával a kamrák közti pillérek oldással történő meggyengítésének volt meghatározó szerepe.

I. táblázat
Table I.

A nagyobb méretű szakadékdolinák morfológiai jellemzői
Morphometrical characteristics of the greater collapse dolines

Szakadékdolina neve	GPS koordináták	terület (m ²)	átmérő (m)	kerület (m)
Nagy-szakadék	47° 57' 2.8778" N, 23° 51' 59.1318" E	15 050	180	505
Új-szakadék	47° 57' 6.4333" N, 23° 51' 54.2386" E	17 190	190	656
Ferenc bánya tavas szakadékdolinája	47° 57' 19.9169" N, 23° 52' 9.7172" E	34 370	229	710
Sóstó Ferenc bánya szakadékdolinájában		8 340	130 X 73	378
Ferenc bánya 2. szakadékdolinája	47° 57' 24.0758" N, 23° 52' 7.5202" E	2 870	64	215
Fekete-mocsár tavas dolinája	47° 57' 16.4287" N, 23° 52' 43.3705" E	9 200	130	360
Tó a Fekete-mocsár dolinájában		2 564	73	205
Faluszlatina melletti beszakadás	47° 57' 3.2803" N, 23° 52' 4.0250" E	5 720	98	300
Szent János kápolna melletti beszakadás	47° 57' 8.0433" N, 23° 51' 59.9307" E	723	36	106

A XX. sz. második felében a még működő 8-as és 9-es bányák leomlása már a Szovjetunió összeomlása előtt megkezdődött. A bányák megsemmisülésének fő oka az volt, hogy az üzem vezetői nem gondoskodtak a felszíni vizek elvezetésére szolgáló csatorna- és tárnarendszer, az úgynevezett stólok karbantartásáról, amelyekre a II. világháború előtti időkben még nagyon nagy figyelmet fordítottak. Ezeknek a létesítményeknek lett volna a feladata az esővíz gyors elvezetése, hogy megakadályozzák a víz beszivár-

gását a talajba. A huszadik század hetvenes–nyolcvanas éveiben azonban elhanyagolták a stólokat és a felszíni vizek szakszerű elvezetését, emiatt egyre több víz szivároghatott be a sótömbbe. A víz bányákba való betörését az is gyorsította, hogy a szovjet időkben alkalmazott kamrás fejtés során a termelés növelése érdekében gyakran nem tartották be a műszaki előírásokat, esetenként több dinamitot használtak a robbantásoknál, mint amennyire szükség lett volna, így a sótest repedezetté, a víz számára könnyebben átjárhatóvá vált. Ennek az lett a következménye, hogy egyre több víz ömlött be a felszínről vagy a kavicsrétegekből a bányajáratokba, amelynek a kiszivattyúzása is egyre nagyobb költségekkel járt. Mindezeknek súlyos következményei lettek. Megindult a bányajáratok beomlása, ami a felszínen, repedéseket, kisebb-nagyobb gödröket, beszakadásokat hozott létre. A beszakadások helyén alakjukat, mélységüket gyorsan változtató, mély szakadéktöbrök, utánsüllyedésszerű és lezökkenésszerű dolinák, vízvezető aknák és sekély sós tavak jöttek létre.

Az elkerülhetetlen katasztrófát az 1998-as és 2001-es tiszai árvíz vízszintemelkedése teljesítette be, amely vízbetörésekkel veszélyeztette a bányákat. Évről-évre romlott a helyzet. 2002 őszétől a 9-es bányából óránként már 300 m³ vizet szivattyúztak ki, de ez sem oldotta meg a helyzetet. 2007-ben a beáramló víz mennyisége meghaladta az 500 m³/órát, ezért fel kellett függeszteni a só kitermelését. A veszélyhelyzet miatt a 9-es bányában a termelés és az 1976-óta ott folytatott szanatóriumi gyógykezelés is leállt. 2010-ben a 8-as bánya is hasonló sorsra jutott. Katasztrófa-helyzet állt elő mindkét bányában, amelyeket hamarosan be is zártak. (BERGHAUER 2012).

A Ferenc bánya tavas szakadékdolinája (3.) (a dolinák mellé írt számok a 2. ábrán a helyüket jelzi)

A ma látható szakadékdolinák közül a Ferenc bánya felett kialakult szakadékdolina a legnagyobb méretű (230 m átmérő, 34370 m² terület és kb 30 m-es mélység) és a legrégebbi (*I. táblázat*). Az utóbbit azért kell hangsúlyozni, mivel az aknaszlatinai sóbányák területén korábban is kialakultak szakadékdolinák, (pl. a leírások és fennmaradt fotók tanúsága szerint a XX. század elején hatalmas szakadékdolina alakult ki a Kunigunda akna beszakadásával), de azok később részben természetes, részben emberi beavatkozások nyomán eltűntek. Németi Béla helybeli nyugalmazott sóbányász szerint a Ferenc bánya katasztrófáját (beomlását) az 1940-es években kitermelt és a bejárat közelében felhalmozott sóhegy nyomása okozta (vagy legalább is a sóhegy terhelésének is szerepe volt a bánya beomlásában). A bánya ak-

kori igazgatója nem állította le a sóbányászatot a háború alatt és utána sem, jóllehet nem voltak vagonok, amellyel elszállíthatták volna a sót. Kénytelenek voltak hatalmas sóhegy formájában a bánya felett helyben tárolni a ki-termelt sót. A bánya fokozatos beomlása a 40-es években kezdődött, az 50-es években is folytatódott (Németi Béla közlése).

A szakadékdolina mérete és alakja 2010-óta sokat változott. a bányao mlások következtében. Az alján egy 130x73 m átmérőjű tömény sóoldattal kitöltött sóstó alakult ki, körülötte a szálban álló sókőzet felszínre bukkan, amelynek felszínén jelenleg a sókarszt legérdekesebb karrtípusai láthatók (1. kép). A szakadékdolina jelenleg is fejlődik, keleti és déli kiszélesedő pereme elnyeléssel fenyegeti a régi aknaszlatinai temető síremlékeit. (Aknaszlatina község régi lakóházait már korábban, a két világháború között északabbra kellett telepíteni a Kunigunda bánya feletti beomlások és részben a bányaművelés okozta talajsüppedések miatt.) A kamrák beszakadásával kialakult nagy tavas szakadékdolina (cenote) mellett egy kisebb tölcser alakú szakadékdolina is kialakult (Ferenc bánya 2. szakadékdolinája, (a térképen 4. szám jelöli, 2. kép), amely az egykori bánya szállítóaknájának tölcserszerű kiszélesedésével keletkezett.

- Új-szakadék (1.)

Az Új Lajos bányában a lengyelek által már régebben ismert kamrás sóbányászatot alkalmazták. Egy kamra 20 m széles volt 60 m magas (ha a só tiszta volt esetenként magasabb is lehetett) a hosszuk pedig több tíz métertől kb. 300 méterig terjedt. A kamrák a fő folyosóból jobbra és balra ágaztak ki. A kamrák között pilléreket hagytak, ezek a lábak tartották a főtét. A Lajos-bánya fő vágata keleten a vasúton túl terjedt, a másik irányban a legnagyobb beszakadásig húzódott (2. ábra). A kamrák méretezését statikai szempontokat figyelembe véve alakították ki, amelyek a száraz sótestben stabilak voltak. A korábban említett vízbetörések azonban itt is megbontották a bánya stabilitását. A mellékelt térkép (2. ábra) alapján látható, hogy egy vagy több kamra mennyezetének részleges beszakadása hozta létre Faluszlatina határában azt a hatalmas iker berogyást, amely az utóbbi években keletkezett és elnyeléssel fenyegeti a falut. Az iker berogyás Faluszlatinához közelebbi mélyedését a Lajos bánya egyik sókamrájának beomlása hozta létre. A 2012-ben készített műholdképen a szakadékdolina alján egy tó látható. Két évvel később a szakadék kb. a kétszeresére szélesedett és összeért a szomszédos Nagy-szakadékkal. A tavas szakadékdolina (cenote) alját korábban kitöltő sóstó eltűnt, a tó helyén egy tágas szádájú víznyelő alakult ki, ahova

a csapadékból származó vizeken kívül a falu egy részének (3 kilenc emeletes ház, óvoda, iskola) szennyvize vastag sugárban befolyik.

Lezökkenéses dolinák és utánsüllyedéses dolinák

A fedett karsztos dolinák két jellegzetes altípusa a lezökkenéses dolina (dropout dolina), és az utánsüllyedéses dolina (szuffóziós dolina) (WALTHAM et al. 2004, VERESS 2004) gyakori a vizsgált sókarszt területén.

- A Fekete-mocsár tavas dolinája (5.)



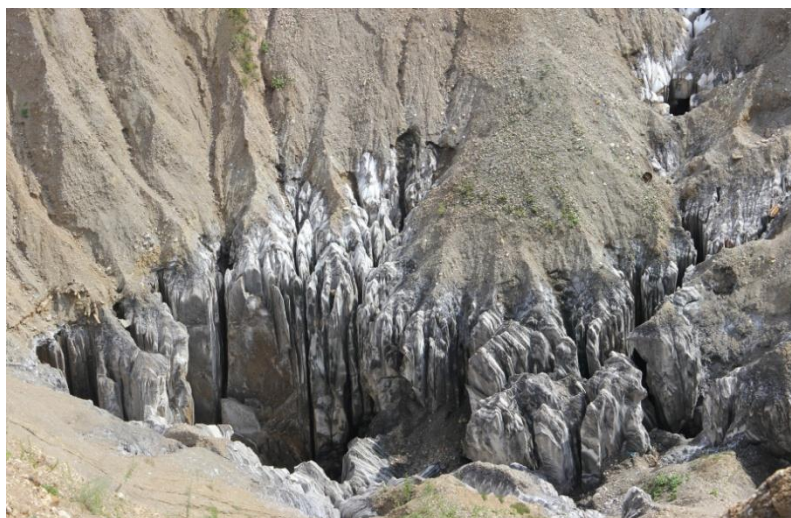
3. kép: A Fekete-mocsár tavas dolinája
Picture 3: Lake doline of Fekete swamp

A Faluszlatinaiak által Fekete-mocsárnak nevezett egykori lapos süllyedék területén, feltehetően az Új Lajos bánya egyik kamrájának beszakadása alakította ki 2006 telén ezt a nagyméretű bezökkenéses dolinát. Németi Béla nyugdíjas sóbányász elbeszélése szerint – akinek a hétvégi háza a szakadék szélén áll – földbegyökerező lábbal álltak, és figyelték, hogy indul meg a föld és nyeli el pár óra alatt a közeli házakat, az erdőt és utat. A süllyedés folyamata pár hétig tartott, aminek az eredményeként egy 9200 m² területű és 130 m átmérőjű lezökkenéses tölcsér alakult ki, amelyben egy 73 m átmérőjű édesvízű tó keletkezett (I. táblázat, 3. kép). Ez a dolina a fedőüledékekben jött létre, a tó vize nem érintkezik a kősóval, ezért nem sós vizű a tó.

- Nagy-szakadék (2.)

A Faluszlatina határában nyíló hatalmas iker berogyásról készített 4. képen jól látszik, hogy itt az alatta húzódó sókamra még nem szakadt be teljesen, de a részleges berogyások miatt kialakult mély kürtőkön és hasadékokon

keresztül folyamatosan tart a fedőüledékek beomlása, ill. becúsúzása. A nagyméretű bezökkenéses dolina (dropout dolina) alján felszínre bukkan a szálban álló sóközet, amelyen jól fejlett karrformák alakultak ki (nyílt karszt), de azok tanulmányozása a köztük nyíló bányaszakadékok és főleg a dolinák omlásra hajló peremei miatt rendkívül veszélyesek. A vizsgálatainkhoz felhasznált 2012 és 2014 között készült, a GoogleEarth által közzétett műholdkép, ill. a terepen végzett megfigyeléseink, méréseink tanúsítják, hogy ez és a szomszédos kb 30 m mély szakadékdolina (*Új-szakadék 1* ma is aktív, gyorsan szélesednek, és várhatóan továbbterjednek a falu irányába, amely közelében húzódnak a bányavágatok (4. kép).



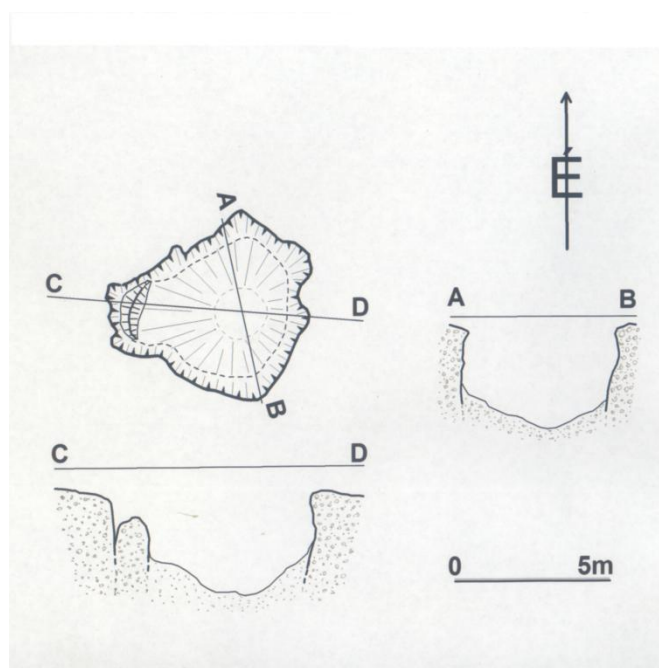
4. kép: Hasadékkarrok a Nagy-szakadék alján
Picture 4: Clints and grikes at the bottom of Nagy-szakadék

A Nagy-szakadék bezökkenése legalább 20 évvel ezelőtt kezdődött. Az akkor kialakult nagy mélyedést Németi Béla szóbeli tájékoztatása szerint egyszer már feltöltötték azzal a földdel, amit a Sóbányászati Múzeum (már csak az épület áll, néhány éve bezárták) alatti gödörből termeltek ki, de később a behordott anyagot is teljesen elnyelte a beszakadás.

Az iker berogyás és a közeli kisebb méretű lezökkenéses dolinák helyén valaha egy kis kanyargós völgy húzódott (Izvor-patak völgye), amely az Új Lajos bánya feletti térszínről gyűjtötte össze a vizeket. A kis időszakos vízfolyás a zsidó temető mellett Ny felé kanyarodva nagy eséssel futott le a Tisza magas teraszának pereméről, amelynek lábánál valaha malom működött. Valószínűleg ennek az érnek a vize jutott be a régi kutatóaknákon, ill. újonnan kialakult repedéseken át a kavicsrétegeken keresztül a bá-

nyába, amit azután a tiszai árvizek követtek. A bánya elfulladásá után már csak idő kérdése, hogy a sókamrák pilléreinek oldásával mikor bomlik meg a statikai egyensúly, és mikor és hol indul meg a felszínig hatoló omlás. A 2014-es két terepbejárásunk közötti néhány hónap alatt is érzékelhető változások történtek a felszín morfológiájában, tovább szélesedett a két nagy beszakadás, és újabb kisebb lezökkenéses dolinák is kialakultak.

Faluszlatina északi peremvidéke jelenleg a dolinák kialakulásával leginkább veszélyeztetett terület, ahol további kisebb-nagyobb lezökkenéses dolinák pl. a Faluszlatina melletti beszakadás (6.) és a Szent János kápolna melletti beszakadás (7.) stb. jelzik, hogy az Új Lajos bánya kamráinak a beomlása folyamatosan tart (2. ábra). A régi Aknaszlatina egyetlen megmaradt lakóházával szemben állt valaha a sóbányászok körében népszerű Szent János kápolna, amelyet a szovjet időkben lebontottak. Napjainkban egy 36 m átmérőjű lezökkenéses dolina nyílik a helyén.

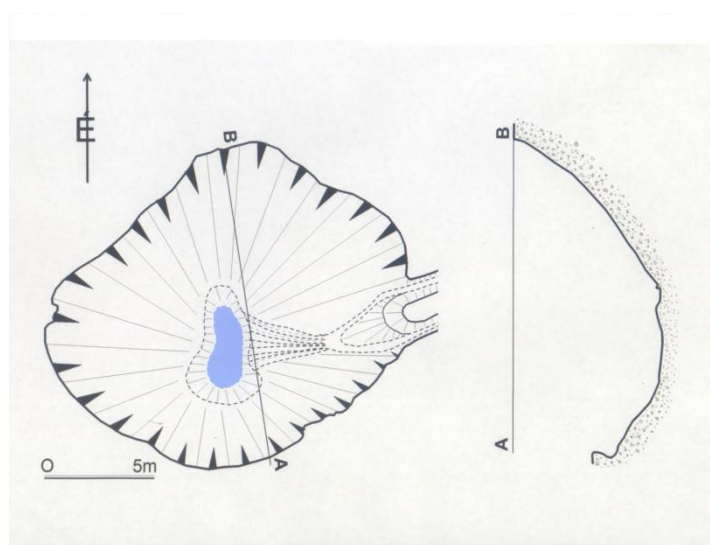


4. ábra: Fiatal dropout dolina
Fig. 4: Young dropout doline

- Fiatal lezökkenéses dolina (10. sz)

Az aknaszlatinai sókarszton számos kisebb méretű, függőleges falú vagy akár aláhajló falakkal határolt friss berogyás, lezökkenés látható, amelyek a só oldásával kialakult üregek vagy bányák kamrái, vágatai felett képződtek

a mennyezeti repedéseken keresztül beszállító fedőanyag hiánya következtében. A felszínen látható lezökkenéses dolinák a sókőzetet betakaró, a Tisza által lerakott, nagyrészt összeálló kavicsos teraszanyagban jöttek létre, a só bennük sehol sem bukkan a felszínre. Beomlással, lezökkenéssel keletkeztek, az omlás szakaszosan ment végbe. Ilyen jellegzetes lezökkenéssel képződött Fiatal lezökkenéses dolina (10. sz) látható a Ferenc bánya szakadéktól ÉNy-ra (4.ábra).

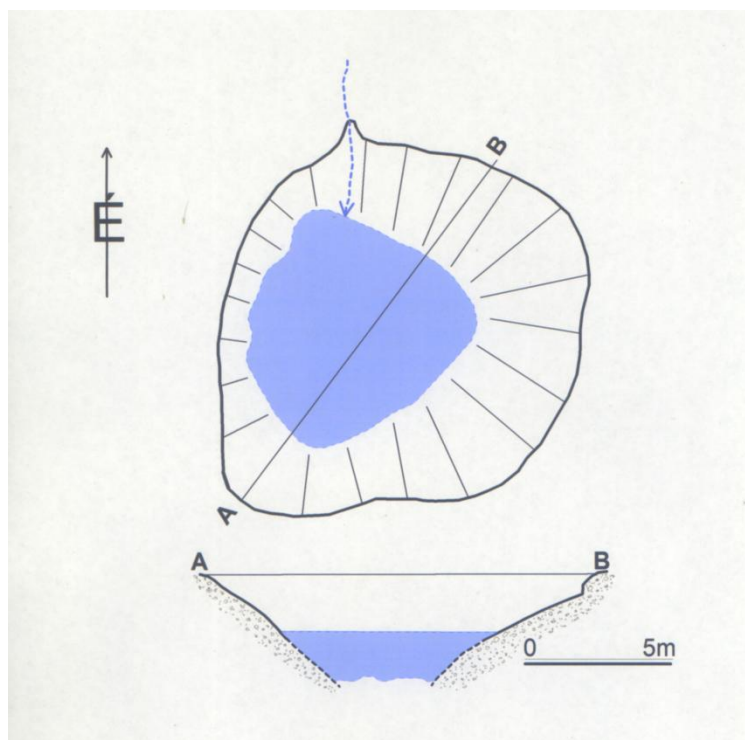


5. ábra: Víznyelővé átalakult lezökkenéses dolina
Fig. 5: Dropout doline transformed into a swallow hole

- Víznyelővé átalakult lezökkenéses dolina (9.)

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

lezökkenéses dolina felé tart, ahol a repedések elnyelik a vízfolyást. Jól látszik, hogy csapadékosabb időben, hóolvadás után nem tudja elnyelni maradéktalanul a befolyó vizet, amely továbbfolyik a közeli Tavas-dolina (8.) felé (5.ábra).



6. ábra: Tavas(Lake) dolina
Fig. 6: Tavas(Lake) doline

- Tavas dolina (8)

Számos sódolina alakja utánsüllyedéses (szuffóziós) eredetre utal az aknaszlatinai sóhegy területén (5. 6. kép). Az elmúlt évtizedekben történt emberi beavatkozások, tereprendezések, sóterápiai célú hasznosítás miatt azonban legtöbbjük alakja átalakult. A vizsgált dolinák közül a természetes folyamatok során kialakult Tavas dolinát (8) mutatjuk be példaként, amely a 9-es bánya közelében található (6. ábra, 7. kép).



5. kép: Utánsüllyedéses dolina (fedett karsztos dolina)
Picture5: Subsident doline (covered karst doline)



6. kép: Fiatal lezökkenékes dolina az Aknaszlatinai-sókarszton
Picture 6: Young dropout doline at Aknaszlatina salt karst



7. kép: Tavas-dolina
Picture 7: Lake doline/Tavas-doline

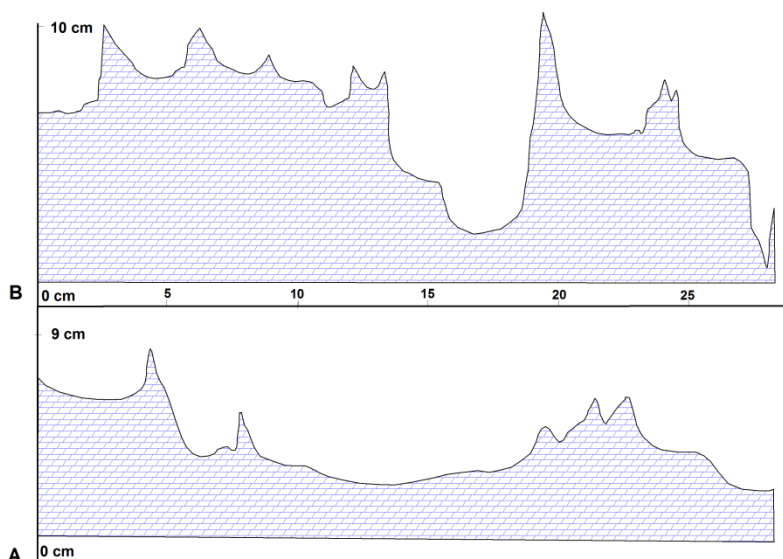


8. kép: A fedőüledékek és a sóközet határa Ferenc bánya tavas szakadékdolinájában
Picture 8: Caprocks and the border-line of salt rocks in the lake collapse doline on the spot of Ferenc mine

Karrok

Az aknaszlatinai sókarszt területe nagyrészt fedett karszt, ahol a sótestet néhány m vastag vízzáró agyagos üledék fedi, amely természetes állapotában megvédte a sóközetet a felette elhelyezkedő kavicsos üledékekben

áramló víz oldó hatásától. Emiatt viszonylag kis mértékű a fedett térszinek karrosodása. Mivel viszonylag kevés feltárásban lehet csak a sókőzetek és a fedőüledékek érintkezését látni, nehéz általánosítani. A sókőzet felszínének egyenetlenségei, a Ferenc bánya tavas szakadékdolinájában, a Nagy- és Új-szakadék alján kibukkanó sókőzet felszínén megfigyelhető markáns oldási nyomok arra utalnak, hogy valamiféle oldási folyamat a vízzáró réteg alatt is végbe megy (8. kép). Annak ellenére, hogy nyílt karsztos térszinek lényegében csak az említett legnagyobb méretű szakadékdolinák és lezökkenéses dolinák alján fordulnak elő jelenleg, viszonylag változatos a megjelenésük. A kősó rendkívül gyors oldódása rövid idő alatt viszonylag nagy és változatos formákat alakít ki, de a formák, sőt maga a sókibúvás is hamar eltűnhet. Tekintélyes méretű sóhegy, és jól fejlett karros formakincs képét örökítették meg a mintegy 10 évvel ezelőtt készített felvételek Aknaszlatina közelében, amelyek napjainkban azonban már nem léteznek!



7. ábra: Karrszelvények a Ferenc bánya tavas szakadékdolinájában. A.kameniticás térszín közel vízszintes területen, B. karrbarázdás térszín lejtős területen
 Fig. 7: Cross sections of karren fields in the Collapse doline with lake in the former Ferenc mine. A. kamenitza terrain on an almost horizontal area, B. rillen terrain on slopes.

A sókőzeten kialakult formákat a Ferenc bánya tavas szakadékdolinájában tanulmányoztuk, mivel a többi szakadékdolina alján a sóformák vizsgálata a potenciális omlások miatt veszélyes. A szálban álló sókőzet a szakadékdolina meredek, helyenként csaknem függőleges oldalfalát alkotja, ill. néhány foltban a dolina alján a tóval el nem borított térszíneken bukkannak

felszínre. Összességében a csupasz sófelszín kiterjedése kicsi. A lejtős területeken a karrformák közül az áramlástól függő formák fordulnak elő a leggyakrabban. A lejtőn szabadon áramló víz alakítja ki a fedetlen sziklafelszínen e formákat. Mivel a lejtők nagy része meredek és viszonylag kicsi az a felület, ahol a csapadékból származó víz összegyűlhet, főleg a néhány cm átmérőjű és mélységű rovátkakarok (rillek) hálózata jellemző, amelyek a lejtők alján kiékelődnek (Ausgleichsfleche). A lefolyó víz a nagyobb kiterjedésű (több m²-es) sólejtőkön vízágakra bomlik, amelyek 10-20 cm mélységű vályukarokba (rinn) torkollanak. Néhány szép meanderkarr is kialakult a tó felé lejtősödő térszíneken. A kevés sík felszínen madáritatók, karrtalak jöttek létre, amelyek a lejtő irányában túlfolyó vályukban folytatódnak (9. kép). A közel függőleges lejtőket falikarok uralják, amelyek a sóközet réteghézag karrjainál általában elvégeződnek. Egyelőre nem tisztázott, hogy a sóstóból kiemelkedő markáns színű vályatok réteghézagkarok vagy vízszintes színűek, amely a tó vízszintjének süllyedéséhez kapcsolódnak (10. kép). A nagy szakadékdolinák alján a bányakamrák felé nyíló kürtők között óriás méretű oldással bővített hasadékkarok alakultak ki. Ezek tanulmányozása azonban a bányaomlások miatt nagyon veszélyes.



9. kép: Sókarros felszín Ferenc bánya tavas szakadékdolinájának alján
Picture 9: Karren field on salt surface at the bottom of the Collapse doline with lake
on the spot of Ferenc mine



10. kép: Színlőszerű karrformák és sókiválások Ferenc bánya tavas szakadékdolinájában
Picture 10: Horizontal karst forms and secondary halite deposits in the Collapse doline with lake in Ferenc mine



11. kép: Karrformák mérése profilfésűvel
Picture 11: Measuring karst forms with profile comb

A sókarrok morfológiai vizsgálatánál profilfésűt alkalmaztunk a karrformák alakjának és méretének meghatározására (11. kép). A kísérleti mintavétel alkalmával a helyszínen lement profilok közül két szelvényt mutatunk be, amelyek egy karos cellából (TÓTH 2007, VERESS 2007) származnak; egy madáritatós sík felszínén és egy alatta húzódó lejtőn kialakult karrbarázdákkal (rillek) borított térszínen készültek (9. kép). A két szelvényt

párhuzamosan vettük fel úgy, hogy mindkét térszínről egy-egy profilt kapjunk (7.ábra). Az így elkészült szelvényeken nem csak a karrok jellemző profilja, hanem a kioldás mértéke is jól tanulmányozható, ill. kiszámítható. E tanulmányban még csak előzetes eredményeket tudunk közzé tenni, a módszert később további helyszíneken is kipróbáljuk, ill. az alkalmazásához kapcsolódó további lehetőségeket megvizsgáljuk

A sókarok koráról, kialakulásuk sebességéről csak hézagos ismereteink vannak. A bemutatott formák maximum 3-4 évesek, mivel a szakadékdolinában a sóközet felszínre bukkanása csak akkoriban történt, de az is lehet, hogy rövidebb idő alatt alakultak ki

Másodlagos sókiválások

Az Aknaszlatinai-sókarszt oldási formái mellett szembetűnőek a másodlagos sókiválás különböző típusai is. A képződményeket a kialakulás helyszíne és mechanizmusa alapján csoportosítjuk (FILIPPI et al 2011). E tanulmányunkban csak a természetes vagy természeteshez közel álló helyszínek (sós tavak, sós vízü patakok, szakadékdolinák) másodlagos sókiválásaival foglalkozunk, a sóterápiára szolgáló – nagyrészt mesterségesen átalakított medencéket – figyelmen kívül hagyjuk.

- Átkristályosodás patakokban, medencékben
Úszó tutajok = „Floatingrafts”

Úszó tutajoknak nevezzük azokat a vékony sókérgeket, melyek a víz felszínén úsznak, lebegnek. Ott alakulnak ki, ahol a sós víz telítődik, és a só vékony lemezek formájában kicsapódik a vízből, mely folyamatosan gyarapodik. Méretük néhány mm²-től maximum 30 cm²-ig terjed, vastagságuk általában 1-2 mm. A tutajok a víz alá is merülhetnek (akár gátakat is képezhetnek), ha a súlyuk megnő, vagy a vízáramlat sebessége megváltozik. Napjainkban csak a Ferenc bánya tömény sóoldatából válhat ki, a többi, kisebb sóstó koncentrációja nem elég a bepárlódáshoz.

- Kérgék és lemezek a sós víz felszínén

Mikrokristályos, 0,5-1 cm vastag masszív fehér kérgék, melyek fokozatosan fejlődnek, gyarapodnak. Ezek átlátszó, nagyon vékony lemezek. Később, a víz mozgásának következtében kezdenek el vastagodni. Felületük sima, vagy enyhén hullámos. Medencék peremén jellemzőek, gallérokat képezhetnek álló és folyóvizek mellett. Tíz éve, amikor a bányákból nagy telje-

sítményű szivattyúkkal kiemelték a bányákat veszélyeztető vizeket, a felszíni vízfolyások továbbszáradó medencéiben és a Kunigunga bánya helyén keletkezett sóstavakban gyakran kialakultak. Az egykori vízfolyások és sóstavak helyén kialakított mesterséges medencék lényegében megszüntették a kiválások helyszíneit.

- Szalmacseppkövek

Közvetlenül a kősóból, vagy akár idősebb másodlagos sókiválásból képződnek, átmérőjük 0,5-1 cm, hosszuk max. 0,1m, belsejük üreges, amelyben lefelé mozog az áramló víz, amelyből kiválik a cseppkő anyaga. Főleg aláhajló sófalakon, széles réteghézag karokban, színlők vájataiban figyelhetők meg.



12. kép: Másodlagos sókiválás egy kis barlangban (A barlang 2005 óta elpusztult)
Picture 12: Secondary halite deposits in a small salt cave (the cave dammigde since 2005)

- Mikro- és makrokristályos sókiválások

Mikro- és makro kristályos sókiválások lassú párolgás mellett alakulnak ki kedvező körülmények között, elsősorban magas páratartalom mellett. Esőtől védett helyeken aláhajló sófalakon, kis barlangokban, színlőszerű vájatokban érdekesé teszik a sóközet felszínét (12. kép).

- Biogén anyagokra kirakódó sókéreg

Jóllehet a sókarszt tavai és vízfolyásai nem nyújtanak kedvező feltételeket az élő szervezeteknek, növényi és állati eredetű maradványok belekerülhetnek a sós vízi környezetbe. Az erőteljes párolgás következtében a só kicsapódik, és lerakódik ezekre, ezáltal új „*formakincset*” hozva létre. Leggyakrabban pókhálók, növények részei, kisebb elhullott állatok maradványain találkozhatunk ezzel a jelenséggel.

Összegzés

Tanulmányunkban az Aknaszlatinai-sókarszton a parakarsztos folyamatok során létrejött formakincs vizsgálatának eredményeit foglaltuk össze. Terepbejárásaink során és műholdképek segítségével, térinformatikai módszerekkel meghatároztuk az elmúlt évszázadokban kialakult sóbányák helyét, és elemeztük azokat természeti és antropogén hatásokat, amelyek szerepet játszanak a sókarszt morfológiájának (beomlások, karrformák, sóstavak kialakulása stb.) gyors változásában.

Az aknaszlatinai sókarszt eredetileg fedett vagy rejtett karszt volt. Az évszázadok óta tartó felszínen végzett, ill. mélyművelésű sóbányászat következtében a fedőüledékek egyes helyeken történő lepusztulásával, a só felszínre kerülésével kisebb foltokban nyíltkarszt keletkezett.

A felszíni berogyások kialakulása (szakadék-, lezökkenéses- és szuffóziós töbrök) és a sóbányák kamráinak teljes vagy részleges beomlása minden esetben oldás nyomán létrejött anyaghiányra vezethető vissza.

Az aknaszlatinai sókarszt formakincse a természetes úton is lejátszódó parakarsztos folyamatok, a természetes úton is lejátszódó, ám az emberi tevékenység hatására rendkívüli mértékben felgyorsuló („*természeti-antropogén*”) és az emberi beavatkozásra akaratlanul elinduló, de végül öntörvényűen fejlődő („*szemiantropogén*”) folyamatok eredményeként alakult ki.

A 180-230 m átmérőjű és mintegy 30-40 m mély szakadékdolinák a sókarszt legnagyobb méretű formái, amelyek az egykori sóbányák kamráinak felszakadásával jöttek létre. Kialakulásukban a tiszai árvizek és felszíni vizek betörésének volt meghatározó szerepe. A beszakadások helyén alakjukat, mélységüket gyorsan változtató, mély szakadéktöbrök, tavas dolinák, víznyelők és sekély sós tavak jöttek létre.

Legnagyobb számban fedett karsztos dolinák alakultak ki, amelyek lezökkenéses- és utánsüllyedéses dolinák, a Tisza nagyrészt összeálló kavicsos teraszanyagában jöttek létre. A kősó bennük sehol sem bukkan a felszínre.

Az aknaszlatinai sókarszt területe nagyrészt fedett karszt, ahol a sótestet néhány m vastag vízzáró agyagos üledék fedi. Nyílt karsztos térszínnek, karrmezők lényegében csak a legnagyobb méretű szakadékdolinák alján fordulnak elő, ennek ellenére a sókőzet gyors oldódása miatt viszonylag változatos a megjelenésük.

A karrformák közül a lejtős területeken az áramlástól függő formák (rillek, rinnek) fordulnak elő a leggyakrabban, sík felszíneken madáritatók, a sófalakon falikarrok és vízszintes színlőszerű oldásos formák jellemzők. Utóbbiak a sós tó szintváltozásai során alakultak ki.

A sókarrok maximális korát, kialakulásuk sebességét a szakadékdolinák kialakulásához, és a nyíltkarsztos térszín kialakulásához kötve maximum 3-4 évesnek tartjuk, de az is lehet, hogy fiatalabbak, és csak az utóbbi egy-két év alatt alakultak ki.

A karrformák morfológiai vizsgálata során egy új módszerrel profilfésű alkalmazásával kísérleteztünk, amely méretei folytán kiválóan alkalmas a sókarrok vizsgálatára. A másodlagos sókiválásokkal e tanulmányunkban csak érintőlegesen foglalkoztunk, lényegében csak a tipizálásuk történt meg.

Terepbejárásaink és méréseink során azt tapasztaltuk, hogy a sókarszt felszíne folyamatos változásban van, új berogyások keletkeznek napjainkban is, amelyek főleg a faluszlatinai épületeket, létesítményeket veszélyeztetik.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnénk köszönetet mondani mindazoknak, akik részt vettek a terepi mérésekben, önzetlenül segítettek, ill. támogatták munkánkat, Bodor Tibor gimnáziumi tanárnak (Szolnok), Tóth Nikolett, Katona Krisztián és Keresztes Péter földrajz szakos hallgatóknak (ELTE TTK FFI). Hálás köszönettel tartozunk Németi Béla nyugdíjas aknaszlatinai bányásznak, aki rengeteg hasznos információval szolgált baráti beszélgetések során az egykori bányákkal és Aknaszlatina múltjával kapcsolatban, és a terepbejárás során nyújtott rengeteg segítségéért. Nélküle ez a tanulmány nem születhetett volna meg!

IRODALOM

BALÁZS D. (1990): A szodomaini sókarszt – Természet Világa: Természettudományi Közlöny, 121. 2. pp. 85-88.

- BALOGH K.* (1992): Szedimentológia II – Akadémiai Kiadó Budapest, 356 p.
- BERGHAUER S.* (2012): A turizmus, mint kitörési pont Kárpátalján (?) (Értékek, remények, lehetőségek Ukrajna legnyugatibb megyéjében) – PhD értekezés Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar Földtudományok Doktori Iskola. Pécs 213 p.
- ERDŐSI F.* (1969): Az antropogén geomorfológia, mint új földrajzi tudományág. – Földrajzi Közlemények 17 (1) pp. 11–26.
- ERDŐSI F.* (1987): A társadalom hatása a felszínre, a vizekre és az éghajlatra a Mecsek tágabb környezetében. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 227 p.
- FILIPPI M.* et al (2011): Secondary halite deposits in the Iranian salt karst: general description and origin – International Journal of Speleology 40 (2), 141-162.
- FORD, D. C. – WILLIAMS P.* (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley and Sons. Chichester, 562 p.
- GUTIÉRREZ, F. – PARISE, M. – DEWAELE, J. – JOURDE, H.* (2014): A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst – Earth-Science Reviews 138. pp. 61–88.
- HAHN GY.* (1993): A kősó szerepe Magyarország gazdaságtörténetében – Földrajzi Értesítő XLII. évf. (1) pp. 15-22.
- HORVÁTH G. – MÓGA J. – LEÉL ÓSSY SZ. – ZÁMBÓ L.* (2006): Karsztos tájak leromlása (degradációja) kínai karsztokon – Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére. Táj, környezet és társadalom, SzTE Éghajlatlan és tájföldrajzi Tanszék, pp. 281-291.
- IZSÁK T.* (2007): Ukrajna természeti földrajza – Rákóczi-füzetek, XXVII. II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola, Ungvár, 216 p.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája – Akadémia Kiadó, Budapest 310 p.
- LUKÁCS K. – LUKÁCS J.* (1999a): Aknaszlatina – a só, a víz és a levegő kincsestára Aknaszlatina. In:
<http://www.freeweb.hu/saltmining/elozo/04apr.htm>
- LUKÁCS K. – LUKÁCS J.* (1999b): Aknaszlatina, a só, a víz és a levegő kincsestára című könyvének "Máramarosi sóbányászat a XVIII., XIX. és XX. század térképeinek tükrében" című fejezete: <http://goo.gl/6OSjA4>
- MACALUSO, T. – SAURO, U.* (1996): The Karren in evaporitic rocks: a proposal of classification - In: *FORNOS, I. J.- GINES, A.* (szerk.): Karren Landforms, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. pp. 277-293.
- MADONIA, G. – SAURO, U.* (2009). The Karren Landscapes in the Evaporitic Rocks of Sicily – in *GINÉS, A. – KNEZ, M. – SLABE, T.* –

- DREYBRODT W.* (edit): Karst Rock Features Karren Sculpturing p. 525-533, Karst Research Institute, Postajna-Ljubljana 561 p.
- PAPP K.*(évszám nélkül): A Föld anyaga. In: Cholnoky J, – Littke A. – Papp K. – Treitz P. (szerk.) A Föld. A Műveltség Könyvtára. Budapest, pp. 9-103.
- RÉTHY K.* (2010): Bányászattörténeti Közlemények IX. 5. évf., 1. szám, Rudabánya, pp. 42-48.
- SCHMIDT ELIGIUS R.* (1941): A magyar só geológiája, bányászata és nemzetgazdasági jelentősége. A Mérnöki Továbbképző Intézet 1941. évi tanfolyamainak anyaga, 11. füzet, Budapest, 17 p.
- SZOKOL P.* (1879): Az aknaszlatinai sótelep bányászata – Bányászati és Kohászati Lapok, 12. évf. pp. 133-135, 148-149.
- TÓTH G.* (2007): A mérsékeltövi mészkő magashegységek fedetlen karszos celláinak osztályozása és fejlődése. – BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.116.
- VERESS M.* (2004): A karszt – BDF Természetföldrajzi Tanszék p. 215.
- VERESS M.* (2007): A magashegységi karrosodás – BDF. Szombathely, p.142.
- VERESS M. – PUSKÁS J. – ZENTAI Z. – BENKÓ Zs.* (2011): Development of karren formation on the saltic hills of Praid (Transylvanian basin, Romania). - Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 6 (2) pp. 183 – 194.
- WALTHAM, T. – BELL, F. – CULSHAW, M.* (2004): Sinkholes and subsidence – Springer. 381. p.
- WARREN, J. K.* (2006): Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons – Springer Berlin Heidelberg New York, p.1035.
- ZÁMBÓ L.* (1992): A karsztosodó kőzetek alaktana (karsztgeomorfológia). In: Borsy Zoltán (szerk.): Általános természetföldrajz – Fejezetek az általános természetföldrajz köréből, pp. 587-589.
- ZENTAI Z.* (1994): A Parajdi sókarszt geomorfológiája – A BDTF Tud. Közl. IX. Természettud. 4, Szombathely. pp. 233-248.

**A GIPSZ FEDŐJÉNEK VÍZMOZGÁSAI FIZIKAI ANALÓG MO-
DELLEKEN**

**WATER MOVEMENTS OF THE PLASTER COVER ON PHYSICAL
ANALOGUE MODELS**

DEÁK GYÖRGY – SZEMES MÁTYÁS – VERESS MÁRTON

Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi Kar
Földrajz és Környezettudományi Intézet
Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4., vmarton@ttk.nyme.hu

Abstract: It is investigated how the grain size of the cover affects the water movement in the cover and thus, the pattern and the dissolution of the bedrock. Therefore the physical characteristic features of the cover with various grain sizes were measured: the void volume, the water lifting ability, the permeability and the water holding capacity of the cover with various grain sizes. With the help of the measurement data, the following physical models were set up. According to our measurements, the total void volume increases by the growth and decrease of the grain size too. It is possible if the total void volume of the cover with larger grain size mainly consists of aggregate void volume. Because of this, to the effect of the gravitational force the water lifting ability decreases or ceases. Therefore water gets to the bedrock from the cover in a wide expansion, the dissolution is continuous on the bedrock and thus, the dissolution features will be of continuous nature too. However, local dissolution also takes place at the place of water supply. In case of a cover with fine grain, the total void volume may increase because the capillary void volume increases. Because of larger capillary void volume, the lifting force originating from capillarity affects the capillary water. The water seeps laterally in the cover. In case of water supply, the water body of the cover expands and leaves the cover, then it shrinks in the break of water supply and it leaves the cover under the place of water supply and it reaches the bedrock at this place where local dissolution takes place. Therefore the feature development on the bedrock will have a local nature too.

Bevezetés

E tanulmányban azt vizsgáljuk, hogy laboratóriumban felépített fedett karszt modelleken a gipszen végbemenő oldódást a laza üledékes fedő szemcsemérete a vízmozgásain keresztül hogyan irányítja.

A fedett karszt két különböző szilárd fázisát (a fedőt és a feküt) különböző fizikai paraméterek jellemzik. A különbözőséget meghatározó paraméterek a térfogategységre számított összhézagtérfogat, valamint az oldhatóság.

A fekü kompakt anyagú, azaz a térfogategységre számított összhézagtérfogat igen kicsiny. Nagysága a különböző karsztos kőzetek esetén a fekü repedezettségétől függ. A feküre jellemző az oldhatósági szorzat. Ez az érték kifejezi, hogy a telített oldatban adott hőmérsékleten és nyomáson mennyi az adott só koncentrációja (mol/dm³-ben kifejezve). Ez a mészkő

oldható ásványára, a kalcium-karbonátra L_{CaCO_3} : $4,810^{-9}$ mol/dm³, míg a gipsz esetén $L_{CaSO_4 \cdot 2H_2O}$: $1,2 \times 10^{-6}$ mol/dm³ (ERDEY 1965).

A fedő anyaga porózus, szemcsés, laza szerkezetű. Térfogategységre számított összhézagtérfogata nagy. A fedő anyagának oldhatósága kicsi, elhanyagolható, kivéve azt az esetet, ha a fedő anyaga a fekü anyagából képződött. Ekkor a fedő anyagának oldhatósága, és annak oldhatósági szorzata az anyakőzet, a fekü oldhatóságával és oldhatósági szorzatával közel azonos lesz. A fedett karsztokon a fedő jellege, tulajdonságai nagymértékben megszabják a formaképződést annak felszínén. Így konszolidált fedőn átöröklődéses töbrök, míg nem konszolidált fedőn utánsüllyedéses töbrök alakulnak ki (SWEETING 1973, JENNINGS 1985, WILLIAMS 2005, WALTHAM et al. 2004). Az utánsüllyedéses töbrőváltozatok létrejötte is a fedő jellegétől függ. Így nem összeálló kőzeten szuffóziós töbrök, míg összeállón lezökkenéses töbrök alakulnak ki (DRUM et al. 1990, THARP 1999, WALTHAM – FOOKES 2003, WILLIAMS 2004, WALTHAM et al. 2005). E tanulmányban, miután a laza üledékes fedő vízforgalmát vizsgáljuk, az utánsüllyedéses töbrök képződési környezetéhez kívánunk újabb szempontokat adni.

A két fázis közötti fizikai kapcsolatot a lehulló csapadék, vagy a talajvíz teremti meg, amelyre a fekü felületén a fedővel takart rész alatt hat. A fekűn kialakult oldási formák a fedő takarása miatt láthatatlanok. Az itt lejátszódó folyamatokról szerzett információk közvetettek. Egyrészt a fedőn kialakult formák utalnak a mélyben, azaz a fedő alatt lejátszódó változásokra. Másrészt a fekü formáira a geofizikai mérések szolgáltathatnak adatokat. Azonban a geofizikai mérések amellet, hogy időigényesek és drágák, csak a nagyméretű képződmények alakjáról közvetítenek információt.

VERESS et al. (2014) fizikai analóg modell segítségével, közvetett információkat szereztek a fedő és a fekü kölcsönhatásáról, a fedőn és a feküen kialakuló formákról. A fedőn és a feküen megjelenő formák leírása mellett bizonyították, összhangban a terepi vizsgálatokkal (VERESS 2000), hogy a fedőn kialakuló formát, és annak méretét a feküen kialakuló anyaghiány határozza meg. Úgy találták, a fekü felszínén képződő formákat és azok alakját, méretét a vízáramlás, a vízmozgás, valamint a fedő szemcsemérete határozza meg. E vizsgálatok folytatásaként jelen tanulmányban bemutatjuk azokat az eredményeket, amelyek a szemcseméret és a vízmozgás jellege közti kapcsolat feltárására irányultak.

Fizikai analóg modellkísérleteink feltárták a fedőn és a feküen kialakuló formakincset (VERESS et al. 2014). A fedőn kialakult formák megnevezése a teljesség igénye nélkül az alábbiak: lankás oldalú medence, meredek oldalú medence, csapásirányú hasadék. A feküen kialakult formák: madárita-

tó, kürtő, akna, ujjbegy, túlfolyásos csatorna, fedő elvégződésénél kialakult csatorna. A lankás oldalú medence néhány cm-es mélységű és átmérőjű kör alaprajzú, lefolyástalan mélyedés, míg a meredek oldalú medence a fenti méreteknél akár nagyobb is lehet. Oldallejtői függőlegesek, aljzatán előbukkan a fekü. A csapásirányú hasadékok a lejtésre merőleges helyzetű néhány mm-es szélességű és több cm hosszúságú, függőleges oldalú mélyedések, amelyek a fekü felszínéig nyúlnak le. A madáritatók a fekü lankás oldalú, lefolyástalan mélyedései, míg az aknák függőleges oldalú formák, amelyek a gipsztáblát átharántolják. Az ujjbegyek lankásabb oldalú, néhány mm-es átmérőjű, nagy sűrűségben kifejlődött képződmények, míg a kürtők néhány mm-es átmérőjű, függőleges falú formák. A kürtők, akárcsak az ujjbegyek, szintén nagy sűrűségben fejlődnek ki. A túlfolyási csatornák a fekü madáritatóiból induló, hosszanti mederszerű formák. A fekü nagy sűrűségben kifejlődött formái (ujjbegyek, kürtők) a fekü nem pontszerű, folyamatos oldódása során képződnek. A fekü egy-egy magányos formája (madáritató, akna) pontszerű, lokális oldódás eredménye. A kísérleti modell fontosabb paraméterei, amelyeken a fentebb felsorolt formák létrejöttek az alábbiak:

- a gipszlap mérete: 45 cm x 30 cm x 3 cm;
- a gipszlap dőlése: 5°;
- a fedő vastagsága: 1 cm vagy 5 cm;
- a vízadagolás: maximum 100 dm³;
- a vízadagolás módja: felülről vagy oldalról, a feküre vagy a fedőre;
- a vízadagolás ideje: 5 munkanapon keresztül, naponta 8-10 óra időtartamban (5-5 dm³ mennyiségben).

Hipotézis

Korábbi laboratóriumi vizsgálataink során (VERESS et al. 2014) azt tapasztaltuk, hogy a fedő szemcseméretétől függ a fekűn kialakult formakincs jellege (mérete és sűrűsége). Hipotézisünk szerint a fedő szemcsemérete kijelöli a vízátadás helyét, mértékét és elterjedését a feküre. Eddigi eredményeink a fenti modellel összhangban vannak. Így a finomszemcsés fedő alatt a gipsz egy-egy helyen oldódott, ami lokális oldódásra és így lokális vízátadásra utal. Ugyanakkor a durva szemcsés fedőnél a gipsz felszínének oldódása kiterjedt (folytonos oldódás) volt. Valószínűleg azért, mert egy-egy helyen annyi víz érkezhett a fedőről a feküre, hogy annak felszínét az áramló víz elborította. Ez úgy lehetséges, hogy a különböző szemcseméretnél más és más a fedő és a fekü között a vízátadás. Kis szemcseméretnél a vízátadás a feküre pontszerű, lokális, míg nagy szemcseméretnél lepelvíz-

szerűen fejlődik ki a víz a fekün. Ezért különböző szemcséjű üledékeknek vizsgáltuk a vízemelését, és így azokban a vízmozgási módokat.

Módszer

A Perint patak (Szombathely) hordalékából származó mintát 105°C-on történt szárítás után szita sorozattal frakciókra bontottuk. A képzett és vizsgált frakciók mérete: <0,063 mm; 0,063-0,125 mm; 0,125-0,250 mm; 0,250-0,500 mm; 0,500-1,000 mm; 1,000-2,000 mm és 2,000-2,500 mm között változott. A felsorolt szemcseméretű üledékek közül a továbbiakban kicsi szemcseméretűnek tekintettük azt, ha a szemcseátmérő 0,250 mm-nél kisebb volt, közepesnek, ha 0,250-0,5 mm közé esett, és nagynak, ha 0,5 mm-nél nagyobb volt. A különböző szemcseméretű anyagok alábbi fizikai paramétereit vizsgáltuk: sűrűség (ρ), összhézagterfogat (V/V%), vízemelő képesség (cm), vízáteresztő képesség (100 cm/sec), vízejtő képesség (cm³) és vízmegtartó képesség (cm³). Új fogalomként használtuk a vízátelelő képességet. A sűrűség meghatározását piknométerrel tömeg és térfogat mérésére visszavezethető módszerrel végeztük (GYŐRI et al. 1976).

Az összhézagterfogat értéket a szóban forgó szemcseméret esetében a szemcseméret térfogati tömege (kg/dm³) és a frakcióra jellemző sűrűség (kg/dm³) alapján számítottuk (STEFANOVICS 1981).

$$\text{összes hézagterfogat} = 1 - \frac{\text{térfogati tömeg}}{\text{sűrűség}} \times 100$$

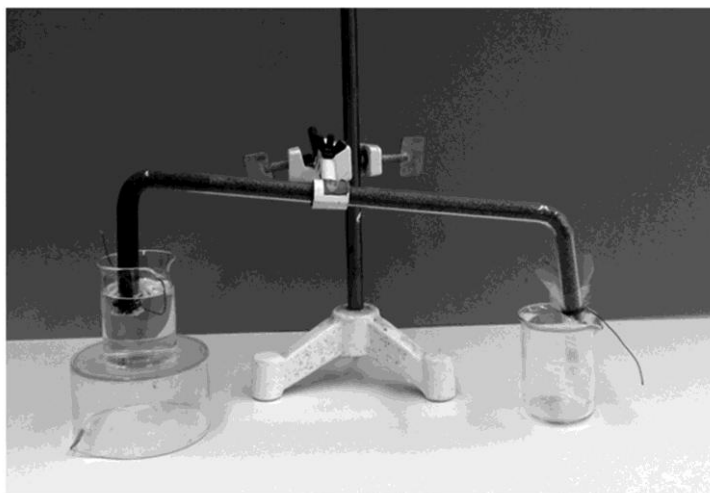
Vízemelő képességet mértünk a fentebb felsorolt szemcseméretű üledékeken (*I. kép*). A vízemelés értékét cm-ben mértük egy, öt és huszonnégy óra után, majd mértük azt az időt, amely után már további vízemelés nem történt. Ezt a magasságot (cm-ben) teljes vízemelő képességnek nevezük. A vízáteresztő képesség ideje alatt azt az időt értjük (secundumban), amely folyamatos vízadagolás mellett bekövetkezik 1 cm² keresztmetszetű csőben, 100 mm rétegvastagságú, különböző szemcseméretű frakciónál.

Az adott szemcseméretű frakció vízejtő- és vízmegtartó képességét az üvegcsőben történt folyamatos vízadagolás után határoztuk meg. (A cső a magassága 100 cm, belső átmérője 1,1 cm.) A vízadagolás mindaddig történt a csőbe (felülről), amíg alul a csőből vízkilépés nem történt. Ekkor megállapítottuk a beadagolt víz térfogatát és leolvastuk azt az időt, ami alatt ez a jelenség bekövetkezett. Ezt tekintjük a vízátadás idejének. Ezt követően 10 cm³ vizet adagoltunk, hogy a vízáteresztés folyamatos legyen, majd a vízadagolást megszüntettük. Szedőedénybe gyűjtöttük az ezután lecsöpögő

víz mennyiségét. A leejtett és a felvitt víz mennyiségéből számítható az adott szemcseméretű hordalék által megtartott víz.

Az adott szemcseméretű frakciók (minták) vízemelő-, vízáteresztő-, vízejtő- és vízmegtartó képessége felvetette a kérdést: képes-e a hordalék-minta adott szemcsefrakciója egyik edényből a másik edénybe átemelni a vizet. Ennek vizsgálatát az 1. képen bemutatott üvegcsővel végeztük. Az „n” betűre emlékeztető cső keresztmetszete 1 cm^2 , a vízemelő szár 5 és 10 cm, és az oldalirányú áramlást biztosító rész 30 cm-es.

A próba során a csöveket egyféle szemcsefrakcióval feltöltöttük, tömörítettük, majd a csővégeket celofánnal lezártuk. A felszálló ágat vízzel telt edénybe (főzőpohárba) merítettük, és a leejtő szárhoz szedőedényt helyeztünk. A jelenség lefolyására 24 órát vártunk. Ez idő alatt a szedőedényben vagy megjelent a víz, vagy nem (1. kép).



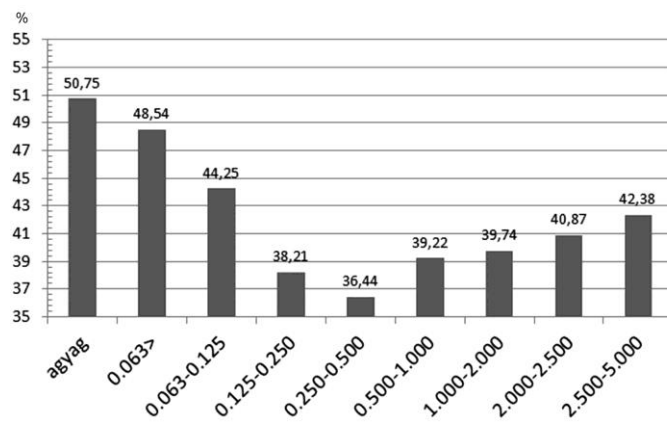
1. kép: A vízátelés képességét vizsgáló kísérleti berendezés
Picture 1: Study of water overlifting ability

Eredmények

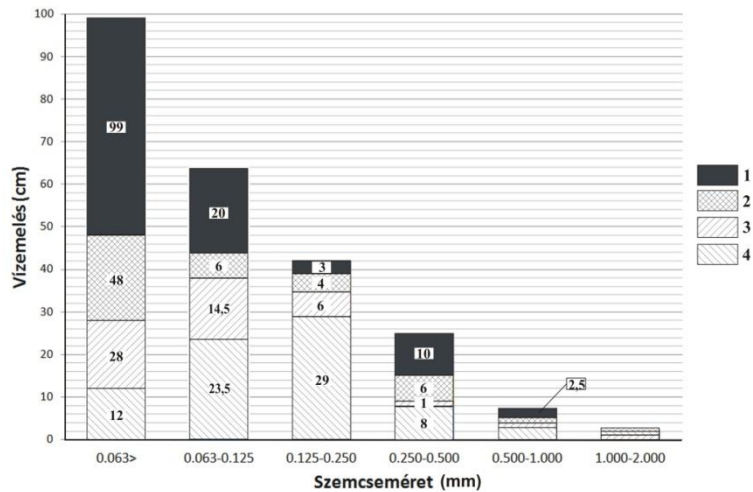
Vízmozgás a fedőben

A fedőben a víz megjelenése (tehát a vízemelés) közvetlenül érzékelhető. Kicsi szemcseátmérőjű fedőnél az anyag teljes egészében átnedvesedik a vízadagolás során. Közepes szemcseméretű üledéknél csak egy vékony sávban, a közvetlenül a fekü felett vált nedvessé. Végül nagy szemcseméretnél a fedő teljesen száraz marad, jelezve hogy a beadagolt víz a fekü felszínén mozog.

Közismert tény, hogy az összhézagterfogat az aggregát és a kapilláris hézagterfogatból adódik össze (STEFANOVICS 1981). Mint azt az 1. ábra mutatja, az összhézagterfogat a 0,250-0,500 mm szemcsefrakciójú üledéknél a legalacsonyabb. Az összhézagterfogat értéke a szemcsék méretének növekedésével is és méretük csökkenésével is nő. E ténynek az a magyarázata, hogy a szemcseméret növekedése az aggregát hézagterfogatának növekedésével jár, míg a szemcseméret csökkenése a kapilláris hézagterfogat növekedését segíti elő (2. ábra).

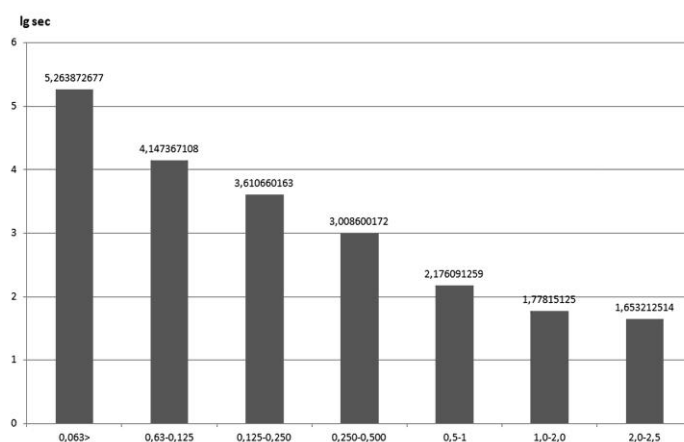


1. ábra: Összes hézagterfogat a szemcseméret függvényében
Fig. 1: Total void volume in the function of grain size



2. ábra: A vízelőképeség az idő- és a szemcseméret függvényében
Jelmagyarázat: 1. teljes vízelőelés, 2. 24 órás vízelőelés, 3. 5 órás vízelőelés, 4. 1 órás vízelőelés
Fig. 2: Water lifting ability in the function of time and grain size
Legend: 1. total water lifting, 2. 24-hour water lifting, 3. 5-hour water lifting, 4. one-hour water lifting

Az eltérő szemcseméret eltérő vízemelő képességgel párosul. Az üledék szemcseméretének csökkenésével a vízemelő képesség rohamosan nő, bármelyik (1, 5, 24 óra) időtartományra is vizsgáljuk. Feltűnő mérési adat, hogy a 0,063 mm-nél kisebb méretű szemcsék teljes vízemelő képessége majdnem 100%-os (99 cm a 100 cm-es oszlopon). 0,125-0,250 mm-es szemcseátmérőnél a vízemelő képesség 40 %-os, viszont az 1 órás vízemelési időtartamnál értéke itt a legnagyobb (29 %). Ezért a hajszálcsovességből származó vízemelés igen hatékony. Ez a képesség a szemcse méretének növekedésével egyre kisebb (2. ábra).



3. ábra: A vízáteresztés ideje (secundumban) a szemcseméret függvényében
Fig. 3: time of water lifting (sec) in the function of grain size

A különböző szemcseméretű frakciók vízáteresztő képességének ideje (sec) tág határok között változik (3. ábra). A 2,000-2,500 mm közötti szemcseméreteknél néhány secundum, míg a 0,063 mm-nél kisebb szemcseméreteknél a víz átjutásának ideje néhány nap.

Minél nagyobb a kapillaris térfogat (az összhézagterefogat része), annál hosszabb idő alatt megy végbe a víz áteresztése. A vízáteresztő-képesség azért kicsi a 0,063 mm-nél kisebb méretű szemcseméretnél, mert az már majdnem vízzáróként viselkedik. A felülről lefelé áramló víz a kapillarisokban nedvesíti a szilárd felületet. A folyadékfázis és a szilárdfázis közötti kölcsönhatás erősebb lesz a folyadékfázisban kialakult belső kölcsönhatásnál, így a folyadékfázis lefelé történő áramlását az előző kölcsönhatás (a gravitációs hatás) csökkenti (STEFANOVICS 1981).

A folyadékfázis és a szilárdfázis kölcsönhatása a kapillaris térfogat csökkenésével csökken, majd megszűnik. A gravitációs erő hatására az aggregát térfogatban a folyadékfázis mozgása felgyorsul, csak a súrlódás fékezi.

Jól mutatja ezt a különbséget az 1,000-2,000 mm-es és a 0,125-0,250 mm-es szemcsésű frakciók átvezetési idejében mutatkozó különbség (I. táblázat). A nagyobb méret esetén ennek értéke 1 min 25 sec, míg a kisebb szemcséknél a vízáteresztő képesség ideje 1 h 8 min 30 sec.

I. táblázat
Table I.

Kétféle szemcseméretű üledék vízleadó képessége
Water yielding capacity of the sediment with two different grain sizes

szemcseméret [mm]	1,0-2,0	0,125-0,250
eltelt idő a víz átéréséig	1 min 25 sec	1 h 8 min 30 sec
eltelt idő 10 ml leadásáig	2 min 01 sec	29 min 30 sec
felvett víz a víz átéréséig	33 ml	42 ml
felvett víz a 10 ml víz leadásáig	44 ml	53 ml
leadott víz az adagolás megszüntetése után	34 ml	26 ml

Vizsgálataink szempontjából fontos adat az első csepp megjelenéséig a felvett víz mennyisége (cm³-ben) és a folytonos adagolás megszűnését követő leadott víz mennyisége közötti különbség, mely az 1,000-2,000 mm szemcseméretnél 34 cm³, a kisebb méretű (0,125-0,250 mm) frakciónál csak 26 cm³ volt (I. táblázat). Ezen adatokból következik, hogy a kis szemcseméretű frakció tekintélyes mennyiségű vizet képes visszatartani, azaz jobb a vízmegtartó képessége (I. táblázat).

Az általunk elkészített kísérleti eszközben (I. kép) a felszálló ágon a vízemelés, a leszálló ágon a vízáteresztés, a kettőt összekötő csőben oldalirányú az áramlás. A kísérlet eredménye megadja, mely szemcseméret esetén következik be a vízáttemelés (10 cm-es nagyságú vízemelés mellett). A II. táblázatban feltüntetett adatok mutatják, hogy a vízáttemelés a 0,500 mm-nél kisebb szemcseátmérők esetén végbemegy. A 0,500-1,000 mm szemcseátmérőjű frakcióban azonban a vízáttemelés már csak olyan csőben történik, amely 5 cm-es vízemelést tesz lehetővé.

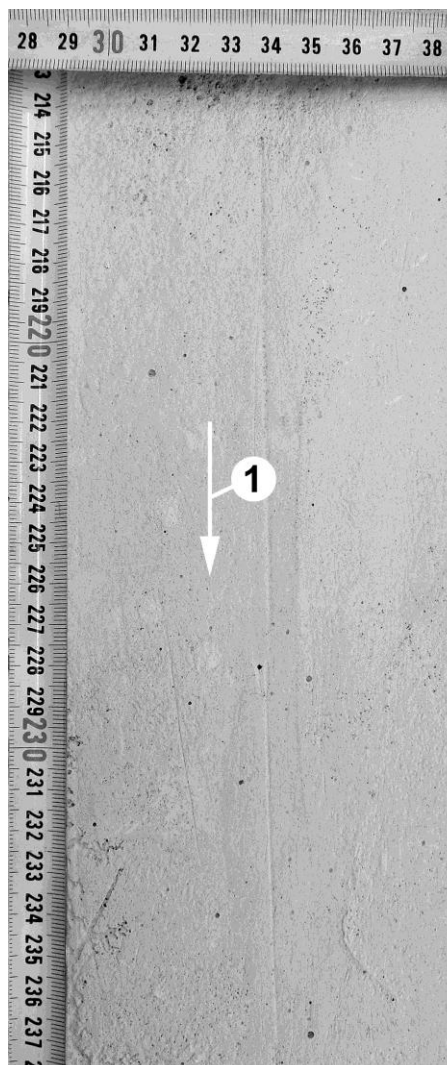
II. táblázat
Table II.

A víz áttemelőképeség 10 és 5 cm szármagasságú csövekben, a szemcseméret függvényében
Water overlifting ability in glass tubes of a stem height of 10 and 5 cm in the function of grain size

szemcseméret [mm]	<0.063	0.063-0.125	0.125-0.250	0.250-0.500	0.500-1.000		1.000-2.000
szár magassága [cm]	10	10	10	10	10	5	5
vízáttemelés	igen	igen	igen	igen	nem	igen	nem

A fedő hatása a fekűn történő oldódásra

Oldási vizsgálatunk eredményei arra az esetre vonatkoznak, amikor a víz bevezetése (a „Bevezetőben” feltüntetett paraméterek megtartása mellett) oldalról és a fekére történt.



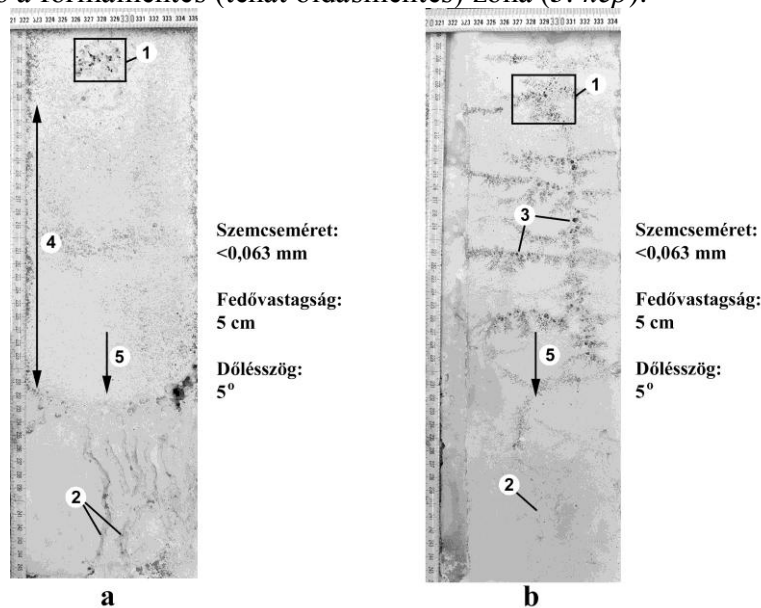
Szemcseméret:
<0,063 mm

Fedővastagság:
5 cm

Dőlésszög:
5°

*2. kép: Oldásmentes felszín kis szemcseméretű fedő alatt
Jelmagyarázat: 1. dőlés iránya
Picture 2: Surface without dissolution under cover with small grain size
Legend: 1. dip direction*

Kis szemcseméret esetén a kapilláris hézagterfogot az uralkodó. Ennek következménye, hogy a fedő a beérkező vizet felszívja a nagy vízemelő képessége miatt. A kapillárisokban a víz nem követi a közlekedő edényekre jellemző törvényeket, a nedvesítő folyadék a fedő kapillárisaiban felemelkedik, oldalirányú áramlással mozog, tehát a fedőben feltehetően víztest alakul ki. A betáplált víz kevésbé érintkezik a fekével, az oldás csak lokális lesz (2. kép). (A fedő vízmegtartó képessége nem, vagy csak kismértékben engedi a vizet a fekére). A feké elvégződésénél leejti a vizet, miután a fedő nagy vízemelő képessége miatt számottevő mennyiségű víz érkezik oda. Így a folyamatos utánpótlás miatt a víz kisajtolódik az üledékből. A víz az oldó hatását a betáplálás helyénél fejt ki, ahol a vízbepótlás miatt relatív vízbőség alakul ki, illetve a vízadagolás szünetében a fedő vize a bepótlás helye felé visszaáramlik. Oldási formák tehát ezeken a helyeken képződnek. A víz belépésénél a fekűn kialakuló lokális oldódás formák a madáritatók; a fedő elvégződésénél pedig fedő menti csatornák. A két forma között jól megfigyelhető a formamentes (tehát oldásmentes) zóna (3. kép).



3. kép: Lokális formák a fekéen 5 cm-es (a) és 1 cm-es (b) vastagságú fedő alatt

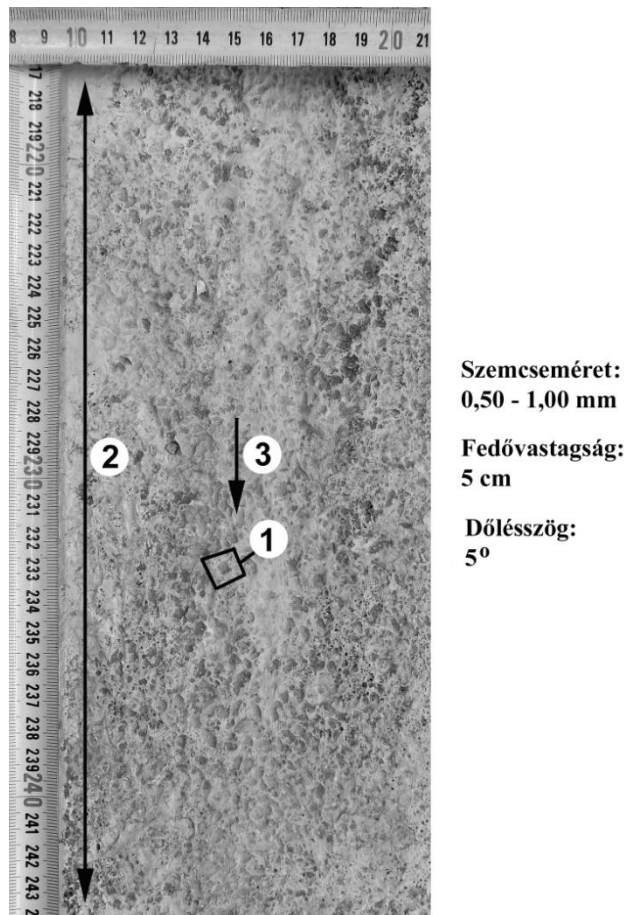
Jelmagyarázat: 1. madáritató, 2. fedőmenti csatornák, 3. kürtő, 4. oldásmentes zóna, 5. dőlés iránya

Picture 3: Local features on the bedrock under 5cm cover thickness (a) and under 1cm cover thickness (b)

Legend: 1. kamenitza, 2. channel at the end of cover, 3. pit, 4. zone without dissolution, 5. dip direction

A vízadagolás szünetében a víz oldalirányú áramlása valamennyi ideig folytatódik. A kapilláris víz vesztese a fedő zsugorodásával jár, ezért a fedőben csapásirányú repedések képződnek. Az így képződő térbe a vízadagolás folytatásakor (akár csak a fedő elvégződésénél) vízajtás következik be.

A fedő hasadékaiknak vízzel kitöltődése miatt a fekün lokális oldódás mehet végbe (3b. kép). A fekü oldási formái csak úgy alakulhatnak ki, ha az 1 cm-es fedőben nincs oldalirányú áramlás, így a fedő repedéseinél az idekerült víz vertikálisan mozoghat. A lokális oldódási formák kialakulása az 1 cm-es fedő alatt utal arra, hogy az oldalirányú áramlásnak a megfelelő szemcseméret mellett a megfelelő fedővastagság is feltétele.



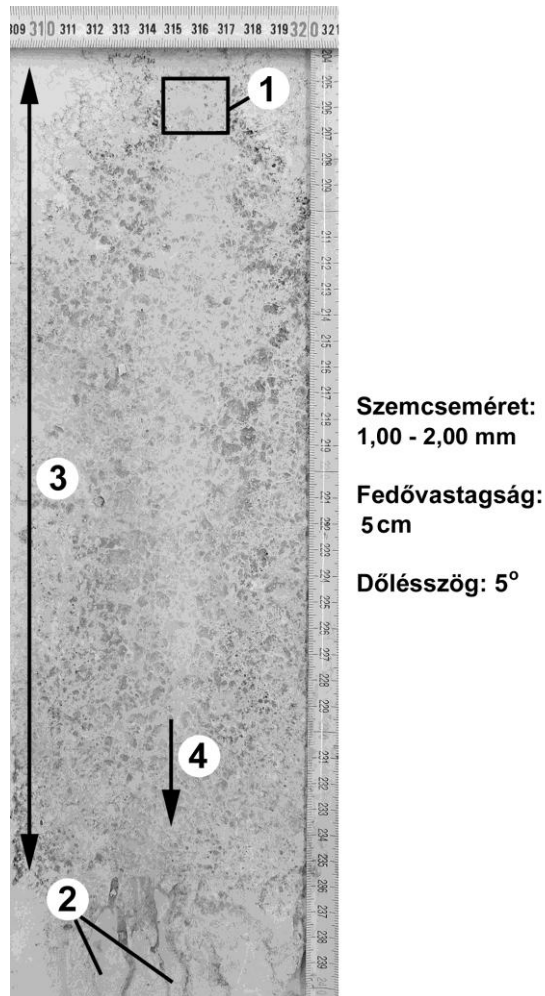
4. kép: Folytonos oldódásra utaló formaképződés a fekün nagy szemcseméretű fedő alatt
Jelmagyarázat: 1. ujjbegy, 2. ujjbegyes zóna, 3. dőlés iránya

Picture 4. Feature development referring to continuous dissolution on the bedrock under cover with large grain size

Legend: 1. finger tip, 2. zone with finger tips, 3. dip direction

A nagy szemcseméretű fedőkben (0,500-1,000 mm és 1,000-2,000 mm) már nincs megfelelő vízemelő-képesség, mert nagy az aggregát hézag-térfogat aránya, ezért a vízáteresztő képesség nagy. Ennek következménye,

hogy a víz a betáplálás helye alatt a fekére érkezte szétterül, majd a lejtés irányába a feké felszínén „lefolyik”. A betáplálás helyén és a fedőből való kilépésnél lokális oldás alakul ki, amelynek formái a madáritató és a fedőmenti csatorna. A lokális oldódás a vízbepótlásnál az ott kialakuló relatív vízbőség miatt jön létre. A feké felszínén mozgó víz egységes lepelvizet alkot, miáltal a gipszen ujjbegyeket eredményező folytonos oldódás is zajlik (4, 5.képek).



5. kép: Folytonos és lokális oldódásra utaló formák a nagy szemcseméretű fedő alatt
 Jelmagyarázat: 1. madáritató, 2. fedőmenti csatorna, 3. ujjbegyes zóna, 4. dőlésirány
 Picture 5. Features referring to continuous and local dissolution under cover with large grain size
 Legend: 1. kamenitza, 2. channel at the end of cover, 3. zone with finger tips, 4. dip direction



Szemcseméret:
0,250 - 0,500 mm

Fedővastagság:
5 cm

Dőlésszög:
5°

6. kép: Folytonos oldódásra utaló formák a fekvő közepes szemcseméretű fedő alatt
 Jelmagyarázat: 1. ujjbegy, 2. kürtő, 3. nagyméretű ujjbegyek zónája, 4. kisméretű ujjbegyek zónája, 5. dőlésirány
 Picture 6. Features referring to continuous and local dissolution under cover with medium grain size
 Legend: 1. finger tip, 2. pit, 3. zone with large finger tips, 4. zone with small finger tips, 5. dip direction

A közepes szemcseméretű frakció magában hordozza az előző két szemcsefrakciójú üledék mindkét tulajdonságát. Egyrészt kisebb mértékben működik a vízelelő-képesség, így kisebb mértékben van lehetőség a fedőrétegben oldalirányú áramlásra. Másrészt a nagyobb vízáteresztő, vízejtő képesség lehetővé teszi a folyadék fázisnak és a fekvőnek a kiterjedt és foly-

tonos kapcsolatát. Így egyaránt megjelennek a folytonos és a lokális oldódás során létrejövő formák (6. kép). Ennek az a magyarázata, hogy a beadagolt víz részben a fekére jut, részben a fedőben szivárog.

Következtetés

A különböző szemcseméretű fedőknek az aggregát- és kapilláris térfogataik aránya eltérő. Ha a kapilláris térfogat nagyobb, mint az aggregát térfogat, a fedő vízemelő képessége nagy, a vízmegtartó képessége jó, a vízáteresztő képessége kicsi. Ezért kis szemcseméretű üledék esetén a fekére oldalról bevezetett víz felemelkedik, majd a felvett víz a lejtés irányába elvezetődik, és csak a fedő elvégződésénél kerül vissza a fekére. A fekével a mozgó víz kevésbé érintkezik, és így oldás is alig, vagy egyáltalán nem történik. A bevezetett víz oldó hatását csak lokálisan, a bevezetés helyén, valamint a fedő végződésénél fejt ki. A fedő teljes átmedvesedése arra utal, hogy a vízkitöltés a fedő teljes vastagságában kifejlődik, kiterjed. A vízadagolás megszakítása a fedőben csapásirányú hasadékképződést idéz elő. E jelenség oka a kapilláris vízvesztés miatt bekövetkező fedőzsugorodás, ami a szemcsék tömörödésével jár. A kapilláris térfogatba foglalt víz ilyenkor a hézagoknál kilép, és a fekére jut, ahol lokális oldási forma képződik.

A nagy szemcseméretű fedőben az aggregát térfogat az uralkodó, a kapilláris térfogat kicsi, így a hajszálcsovesség vízemelő képessége minimális. A gravitációsan mozgó víz a fekűn szétterül. Lepelvíz alakul ki, amely a fedő réteg alján, a szemcsék között, lejtés irányába lassan szivárog. A fedőben víztest nem alakul ki. A beadagolt víz belépési pontjánál és a fedőréteg végénél lokális oldás is történik, de a fedő alatt folytonos oldás is lejátszódik.

Ezért a feké oldási formáinak minősége (alakja, formája) és mennyisége (lokális, vagy folytonos megjelenés) függ a fedő szemcseméretétől. Emiatt a fedett karsztokon a formaképződés függ a fedő tulajdonságaitól. Kis szemcseméretű fedő alatt a nagy vízemelés miatt nagyobb az esélye a lokális oldódásnak és így a kisebb formasűrűségnek. Ilyen esetben az oldás, és így a formaképződés kevés helyen megy végbe, ami nagyobb méretű formák kialakulásához vezet. A lokális oldódás során (durvaszemcsésű fedőn) aknák is kialakulhatnak a vízbeszivárgás helyénél. Az aknáktól távolabb a fekűn (a kialakuló lepelvíz hatására) kiterjedt oldás megy végbe, ami karrosodást és így karros formák (főleg hasadékkarrok) kialakulását eredményezi. A fekűn létrejött aknák felett a fedőben utánsüllyedéssel, vagy átöröklődéssel töbrök alakulhatnak ki.

IRODALOM

- DRUMM, E. C. – KANE, W. F. – YOON, C. J.* (1990): Application of limit plasticity of the stability of sinkholes – *Engineering Geology* 29, pp. 213-225.
- JENNINGS, J. N.* (1985): *Karst Geomorphology* – Basil Blackwell, New York, 293. p.
- ERDEY L.* (1965): Bevezetés az analitikai kémiába, térfogatos analízis – Tankönyvkiadó, Budapest 307 p.
- GYŐRI D. – PALKOVICS M. – CSEH E-né* (1976): Talajtani vizsgálatok– (Kézirat), Keszthely, p. 20-29.
- STEFANOVICS P.* (1981): Talajtan – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, pp. 120-158.
- SWEETING, M. M.* (1973). *Karst Landforms* – Columbia University Press, New York, 367 p.
- THARP, T. M.* (1999): Mechanics of upward propagation of cover-collapse sinkholes. – *Engineering Geology*, 52, pp. 23-33.
- VERESS M.* (2000): Covered karst evolution Northern Bakony mountains, W-Hungary – *A Bakony Természettud. Kut. Eredményei*, 23, Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, 167 p.
- VERESS M. – GÁRDONYI I. – DEÁK GY.* (2014): Fedett karsztosodás vizsgálata fedővel borított gipsztáblán – *Karsztfejlődés XIX.*, Szombathely, pp. 159-171.
- WALTHAM, A. C. – FOOKES, P. G.* (2003): Engineering classification of karst ground conditions – *Quarterly Journal Engineering Geology Hydrogeology*, 36. pp. 101-118.
- WALTHAM, T. – BELL, F. – CULSHAW, M.* (2005): *Sinkholes and Subsidence* – Springer Berlin Heidelberg, 382 p.
- WILLIAMS, P. W.* (2004): Dolines – In: J. Gunn (edit): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, Fitzroy Dearborn pp. 304-310, New York, London

**GIPSZ HASADÉKKARRJAINAK VIZSGÁLATA
MODELLKÍSÉRLETEKKEL**

**THE STUDY OF GRIKES OF PLASTER WITH MODEL
EXPERIMENTS**

VERESS MÁRTON – GÁRDONYI ISTVÁN – DEÁK GYÖRGY

Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi Kar
Földrajz és Környezettudományi Intézet
Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4., vmarton@ttk.nyme.hu

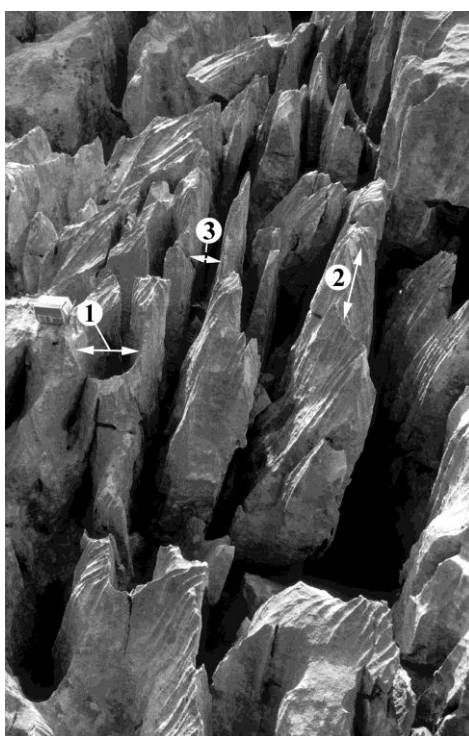
Abstract: The development (growth) of covered karstic grikes was studied in laboratory. Grikes were modelled on plaster: the grikes were filled with sediment of various grain size, an impermeable series was created on the floor of some grikes. Water was let to the cover in order to dissolve it. The water lifting ability of the sediments with various grain size was studied. According to our studies, the deepening or widening of the grikes depends on the grain size of the filling sediment: in case of a sediment with fine grain, the grike floor does not deepen, but the grike widens, while under sediment with coarser grain, the grike deepens by the dissolution of the floor. If no dissolution is possible on the floor because of the impermeable series, the grikes widen too. If other conditions are suitable, on tropical karsts, since the filling is fine-grained dissolutional residue, there will be favourable conditions for the development of the stone forest, the Pinnacle Karst and the inselberg karst as the grikes widen.

Bevezetés

E tanulmányban hasadékok fejlődését modellkísérleteken vizsgáljuk. Összehasonlítjuk a különböző szemcseméretű üledékkel kitöltött hasadékoknak, valamint a vízzáró talpú, ill. vízzáró nélküli hasadékoknak a növekedését.

A hasadékkarok függőleges oldalú, párhuzamos falú, oldásos eredetű bemélyedések (BÖGLI 1976, JENNINGS 1985, FORD – WILLIAMS 1989, VERESS 2010). Szélességük és mélységük néhány dm-től több m-ig, míg hosszúságuk néhány m-től a több 10 m-ig (esetleg 100 m-ig) terjedhet. A hasadékkarrok kifejlődhetnek csupasz felszínen (1. kép), de kialakulhatnak talajjal (2. kép), vagy üledékkel fedett (3. kép) kőzeten is (BÖGLI 1976, TRUGDILL 1985, VERESS 2010). A hasadékok a kőzet törései mentén szivárgó víz oldóhatására jönnek létre (WHITE 1988, FORD – WILLIAMS 1989, VERESS et al. 2006). Nagyobb méretű változatát bogaznak (CVIJIČ 1924), míg ahol a hasadékok nagy mérete miatt csupasz kőzettömbök maradnak vissza Ruiniform karsztnak (PERNA – SAURO 1978) nevezik. De a tsingy karszt is nagy méretű hasadékok együttese (VERESS et al 2008). A

hasadékkarrok nagyon gyakori karrformák. Glaciokarsztokon az általuk képviselt fajlagos oldódás (a karros fekü 1 m-én átlagosan valamely karrformának az összegzett szélessége) a rinnenkarrok után a legnagyobb értékű (VERESS 2010). Talajjal fedett karsztokon, trópusi-, vagy mérsékeltövi karsztokban egyes helyeken uralkodó, vagy kizárólagos karrformák lehetnek. Jelentős elterjedésük, és nagy gyakoriságuk miatt számos kutató vizsgálta e formákat (HOWARD 1963, BÖGLI 1960 1976, TRUGDILL 1985, GOLDIE 2009, ZSENI 2009, WHITE 1988, ROSE – VINCENT 1983).

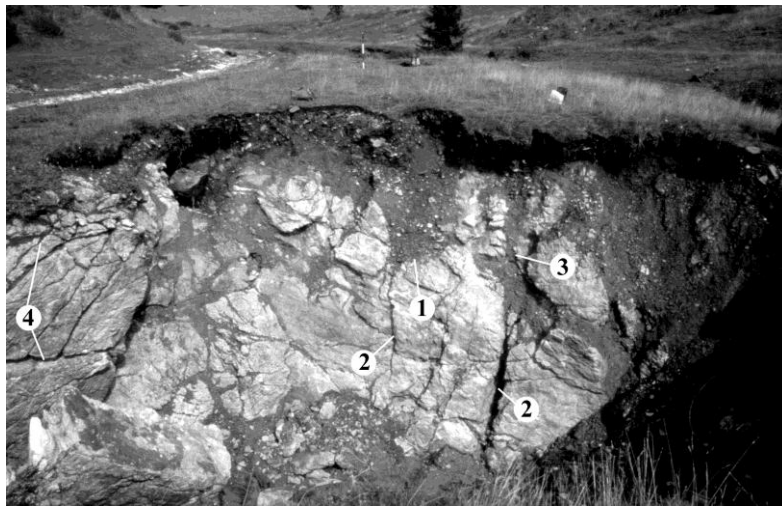


1. kép: Csúasz felszín hasadékkarjai (Totes Gebirge)
 Jelmagyarázat: 1. pusztuló kürtő, 2. rillenkarrok
 Picture 1: Grikes of bare surface (Totes Gebirge)
 Legend: 1. destroying pipe, 2. rillenkarren

A hasadékok kitöltése származhat környezetük fedőtalajából (2. kép), vagy üledékéből (3. kép, TRUGDILL 1985, CURTIS et al 1976), vagy a kőzet oldódási maradékából (4, 5, 6. képek). Ekkor a kitöltő anyag a forma kialakulás terméke. A fedő (talaj) alatti hasadékok változatos alakúak. Előfordulhatnak közöttük lefelé elkeskenyedő, kiszélesedő, vagy változatlan szélességűek (3, 4, 5, 6. képek, 1. ábra).

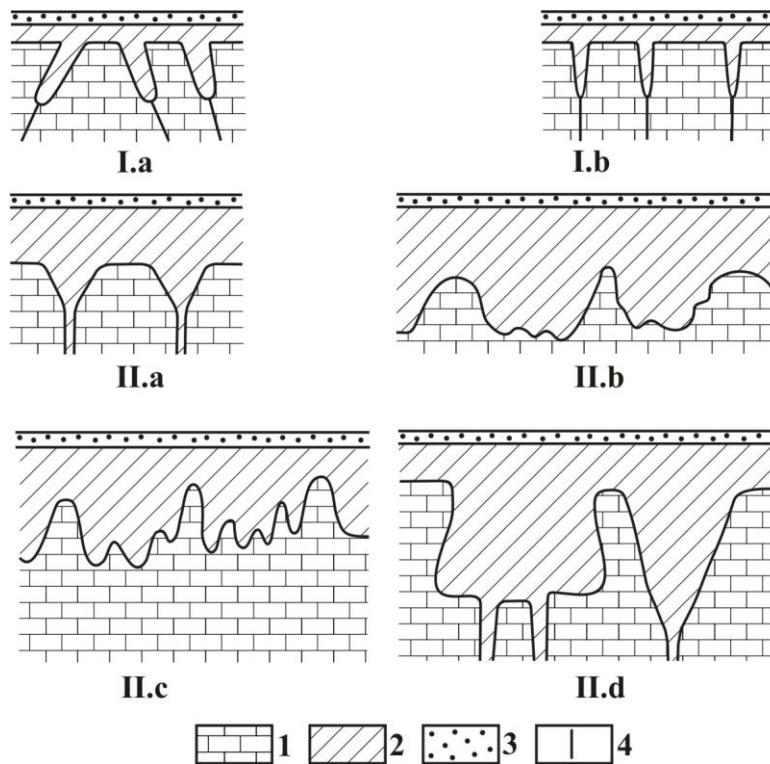


2. kép: Talajjal kitöltött hasadékok mintegy 1100 m-es magasságban Galečic falu közelében (Dinári-hegység, Bosznia a 16-os út mentén)
 Picture 2: Grikes filled with soil at an altitude of 1100 m near the village of Galečic (The Dinarides, Bosnia along road 16)



3. kép: Egy töbör oldalának hasadékkarja (a hasadékkitöltés mészkőtörmelék és áthalmazott kőzettörmelék; Pádis, Románia). Jelmagyarázat: 1. lefelé kiszélesedő hasadék, 2. oldással kiszélesedett törés, 3. párhuzamos falú hasadék, 4. réteglap mentén kialakult hasadék,

Picture 3: Subsoil grike in doline side (the cover is reworked sandstone debris, Pádis, Romania)
 Legend: 1. grike wedging out downwards, 2. fracture broadened by solution, 3. grike with parallel walls, 4. bedding plane grike



1. ábra: Fedő alatti hasadékok

Jelmagyarázat: I. Kevésbé lepusztult feké hasadékai: párhuzamos falú hasadékok (a), lefelé elkeskenyedő egyszerű hasadék (b), II. nagyobb mértékben lepusztult feké hasadékai, lefelé elkeskenyedő hasadék, amelyek alsó része párhuzamos falú, belső hasadékban folytatódik (a), összetett hasadék (b,c), aláhajló falú, alul párhuzamos falú belső hasadékban folytatódó összetett hasadék (d) 1. mészkő, 2. oldódási maradék, 3. talaj, 4. törés

Fig. 1: Subsoil grike

Legend: I. Grikes in less denuded bedrock: grike with parallel walls (a), simple grike narrowing downwards (b), II. grikes of more denuded bedrock: grikes narrowing downwards continued to depth in interior grikes with parallel walls (a), composite grikes (b, c), composite grike continued to depth in interior grike with overhanging and then parallel walls (d) 1. limestone, 2. solution residue, 3. soil, 4. fracture

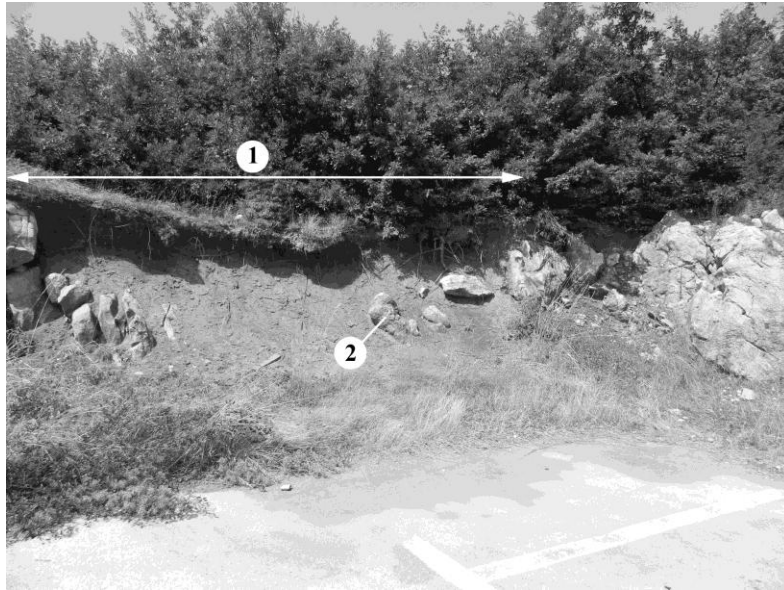
Kialakulásuk vizsgálata azért fontos, mert e formákból fejlődnek ki az epikarszt nagyobb formái, mint az aknák (VERESS 2000), valamint a köerdőkarszt (SONG – LIANG 2009), a pinnacle felszín (BERGADO – SALVANAYAGAM 1987), a pinnacle és arête karszt (WALTHAM 1997, DAY – WALTHAM 2009, WILLIAMS 2009), továbbá a szigetehyges karszt akkor, ha a kialakuló hasadékok (óriás hasadékok) szélesedésével hegyközi síkságok jönnek létre (PATON 1964).



4. kép: Egy útfeltárásban előbukkanó hasadékkarr (Pádis, Románia).
 Jelmagyarázat: 1. lefelé elkeskenyedő hasadék, 2. párhuzamos falú hasadék, 3. lefelé kiszélesedő hasadék, 4. belső hasadék, 5. a fekü elkülönült darabja.
 Picture 4: Subsoil grike in a roadcut of the road to the Pádis Plateau (Pádis, Romania)
 Legend: 1. grike narrowing downwards, 2. grike with parallel walls, 3. grike broadening downwards, 4. interior grike, 5. detached section of bedrock



5. kép: Oldási maradékkal kitöltött hasadékkarrok
 Jelmagyarázat: 1. keskeny hasadékok összenövésével kialakult mély hasadék: a tömbök hasadék válaszfalak pusztulásával keletkeztek (Dinári-hegység, Bosznia)
 Picture 5: Grikes filled with dissolutional residue
 Legend: 1. deep grikes developed by the coalescence of narrow grikes: the blocks developed by the denudation of the ridges between the grikes (The Dinarides, Bosnia)



6. kép: Oldódási maradékkal kitöltött mély hasadék: a kitöltés tömbjei a válaszfalak pusztulásával képződtek (Dinári-hegység, Bosznia);

Jelmagyarázat: 1. széles hasadék, 2. válaszfal pusztulásával létrejött kőtömb

Picture 6: deep grike filled with dissolutional residue: The blocks of the fill developed by the denudation of the ridges between the grikes (The Dinarides, Bosnia)

Legend: 1. wide grike, 2. stone block developed by the denudation of the ridges between the grikes

A hasadékképződés geomorfológiai modellje

A hasadékokat kitöltő üledék víztározó, víztovábbító képessége meghatározza az oldódás helyét, időtartamát és annak mértékét. De a talp oldódása, tehát a hasadék mélyülése a fentiek mellett, és a víz telítődésén túl függ attól is, hogy a talp eléri-e a karsztvízszintet. Ha eléri, akkor a hasadék nem mélyülhet, ill. ez esetben a mélyülés a karsztvízszint ingadozástól függ. Természetesen karsztvízszint alatti oldódás is végbemehet, ekkor azonban a hasadékoktól eltérő, azoktól független formák jönnek létre.

Mind a szélesedést, mind a mélyülést fenntartja a beszivárgó víz oldóképessége, ill. az, hogy a telítetlen víz a hasadékok melyik részével, milyen tartósan érintkezik. Akkor, ha a telítetlen víz oldalirányba mozog, a hasadékkitöltésben a hasadék nem, vagy kevésbé mélyül, hanem szélesedik. Akkor, ha az oldóképes víz vertikálisan és oldalirányban is mozog, a hasadék mélyülhet és szélesedhet is. Végül, ha a hasadék oldalfala nem oldódik, de a talp igen, a hasadék csak mélyül.

A szélesedés kétféleképpen is bekövetkezhet. Az egyik, amikor a kőzet és kitöltő üledék érintkezésénél a függőlegesen szivárgó víz az

oldalfalon kiterjedt vagy lokális oldást végez (a kiterjedt oldás jöhet számításba, mint hasadék szélesítő tényező). A másik, amikor a víz a kitöltésben szivárog oldalirányban, hogy a karsztformák (pl. dolinák) kitöltő üledékében a víz oldalirányban szivárogva a kőzetcfalat elérve oldja a kőzetet, amit *ZÁMBÓ* (1970) laterális oldásnak nevez.

Fejlődési modellünkben vizsgáljuk, hogy ha a hasadéktalpán víz-elvezetés nem történhet (vízzáró betelepülés van ott, vagy a talpnál húzódik a karsztvízszint) ez hogyan hat az oldalirányú áramlásra és így a hasadék szélesedésére. Vizsgáljuk továbbá a hasadékkitöltés szerepét a hasadékok szélesedésére. Akkor, ha a kitöltés szemcsemérete hatással van a kitöltésben lévő víz szivárgási irányára, akkor annak szemcsemérete közvetetten hat a hasadék szélesedésére. Vizsgálataink során az alábbiakra kerestünk választ:

- Hogyan fejlődnek a hasadékok (így a mélyülésnek és a szélesedésnek milyen a mértéke egymáshoz képest)?
- Milyen tényezők hatnak a hasadék alakjára?
- Befolyásolja-e a hasadék fejlődését a karsztvízszint jelenléte?

Módszer

A hasadékkarrok növekedését modellkísérletekkel vizsgáltuk. A karsztok jelenségeinek a kutatására a modellezés széleskörűen elterjedt. Modellkísérletet folytatott *FABRE – NICOD* (1982), *DZULANSKI* et al (1988), *CURL* (1966), *QUINIF* (1973), *GLEW – FORD* (1980), *SLABE* (1995, 2009), *VERESS* et al (1998), *DEÁK* et al (2012, 2013).

Vizsgálataink során laboratóriumban 5°-os dőlésű gipsztáblán, a dőlésiránnyal megegyező irányú, függőleges falú hasadékokat alakítottunk ki (melyek alsó vége zárt volt), hogy a fedőüledék alatti hasadékfejlődést tanulmányozzuk. A hasadékok hossza 45-46 cm volt, mélységük 14,2-24,8 mm, szélességük 21-29,3 mm között változott. A hasadék utánzatokat két gipsztáblán alakítottuk ki. Az egyik gipsztábla hasadéktalpain nem volt vízzáró, hanem a talp alatt a gipsz 1 cm-es vastagságú volt. E gipsztáblán három hasadékot alakítottunk ki: a XIII.1, a XIII.2, és a XIII.3-as jelűt. A másik gipsztáblán a hasadéktalpakon 1 cm-es vastagságú agyag „réteget” alakítottunk ki, amely a gipsz vízzáróját adta. E gipsztáblán is három hasadékot alakítottunk ki: a XIV.1, a XIV.2, és a XIV.3-as jelűt (7. kép). A vízadagolás a gipsztáblák hasadékainak a felső részén a fedőre oldalról történt (a vízadagoló eszköz, amely egy infúziós cső, a fedő felszínére simult). A csepegtetés sebessége 5 cm³/sec volt. Az adagolt víz mennyisége hasadékonként 100 dm³-t tett ki. Napi 10 óra volt a csepegtetési időszak, kivéve hétvégeken, amikor szünetelt a vízadagolás. A 3-3 hasadékot fedővel

töltöttük ki, az egyes hasadékok anyagának szemcseméretei a következők voltak: 2,5-5 mm, 0,5-1 mm, és 0,063-0,125 mm, amelyek a Perint-patak hordalékából származtak.



7. kép: A kísérleti hasadékok
Picture 7: Experimentál grikes

Eredmények

A fekü oldódása, ha a hasadéktalpon nincs vízzáró

Durva szemcséjű üledékkitöltésnél (2,5-5 mm) a csepegtetés helyétől 27 cm-es távolságig a gipsz a hasadék (XIII.1. jelű) talpán teljes egészében leoldódott (*I. táblázat*). Ez alatt kb. 3-5 cm-es kiterjedésben megmaradt, de itt is oldódott a felülete. A hasadéktalp alsó részén a gipsz ugyancsak az agyagig oldódott. Tehát a hasadék talp mélyült. A hasadék fala aláhajlóvá oldódott, az aláhajló fal mélyedéseiben a fedő szemcséi fordultak elő.

I. táblázat

Table I.

A hasadék méretének változása 2,5-5,0 mm szemcseátmérőjű üledékkitöltés esetén, ha nincs vízzáró a talpon
The change of the grike size in the case of a sediment fill of 2.5-5.0 mm if there is no impermeable series on the floor

	kezdeti állapot		kísérlet végén		változás			
	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség		mélység	
					mm	%	mm	%
vízbevezetésnél	-	-	26	39	-	-	-	-
vízbevezetéstől 4cm-re	23	16	25	34	2	8,7	18	112,5
vízbevezetéstől 15,5cm-re	23,2	17,8	25	33	1,8	7,8	15,2	85,4
vízbevezetéstől 27cm-re	26,6	14,2	26	27	-0,6 ¹	-2,3 ¹	12,8	90,1
a hasadék végénél	-	-	26	22,5	-	-	-	-

Megjegyzés: ¹ mérési hiba.

II. Táblázat

Table II.

A hasadék méretének változása 0,5-1,0 mm szemcseátmérőjű üledékkitöltés esetén, ha nincs vízzáró a talpon
The change of the grike size in the case of a sediment fill of 0.5-1.0 mm if there is no impermeable series on the floor

	kezdeti állapot		kísérlet végén		változás			
	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség		mélység	
					mm	%	mm	%
vízbevezetésnél	-	-	36	29	-	-	-	-
vízbevezetéstől 4cm-re	25,5	18,4	32	32	6,5	25,5	13,6	73,9
vízbevezetéstől 15,5cm-re	27,5	22,4	30	29	2,5	9,1	6,6	29,5
vízbevezetéstől 27cm-re	26	19,8	29	30	3	11,5	10,2	51,5
a hasadék végénél	-	-	30	29	-	-	-	-

Közepes szemcséjű üledékkitöltésnél (0,5-1 mm) a hasadék (XIII.2 jelű) talpát alkotó gipsz helyenként foltosan az agyagig oldódott. Az agyagfoltok közt foltokban megmaradt a gipsz aljzat. Ahol megmaradt a gipsz, ott kürtökkel, ujjbegy szerű bemélyedésekkel tagolt volt a felszíne.

Tehát a hasadéktalp ugyan mélyült, de a mélyülés csak helyenként következett be (*II. táblázat*).

Finom szemcséjű üledékkitöltésénél (0,063-0,125 mm) a hasadék talpon (XIII.3. jelű) a csepegtetés helyétől 7 cm-es távolságig a gipsz leoldódott az agyagig (*III. táblázat*). Továbbá az alsó végén ugyancsak egy foltban. Ahol megmaradt a gipsz, az agyag előbukkanáshoz közelebb, mintegy 5 cm-es szélességben kürtőkkel tagolódott a felszíne. E 5 cm-es zóna alatt a talp teljesen oldásmentes. Ez arra utal, hogy a gipsz átoldódásának a folyamata kürtők kialakulásával kezdődik. A kürtők szélesedve összekapcsolódnak, 1-2 cm-es kiterjedésű oldódási foltok keletkeznek a gipszen. Ilyen oldási formák figyelhetők meg a közepes szemcsével kitöltött hasadékok talpán is ott, ahol a gipsz megmaradt. Megállapítható, hogy a legfinomabb szemcséjű fedő alatt oldódott (mélyült) a hasadéktalp a legkisebb kiterjedésben.

*III. táblázat
Table III.*

*A hasadék méretének változása 0,063-0,125 mm szemcseátmérőjű üledékkitöltés esetén, ha nincs vízzáró a talpon
The change of the grike size in the case of a sediment fill of 0.063-0.125 mm if there is no impermeable series on the floor*

	kezdeti állapot		kísérlet végén		változás			
	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség		mélység	
					mm	%	mm	%
vízbevezetésnél	-	-	54	28	-	-	-	-
vízbevezetéstől 4cm-re	28,1	23,2	43	34	14,9	53	10,8	46,6
vízbevezetéstől 15,5cm-re	26,6	24,8	35	26	8,4	31,6	1,2	4,8
vízbevezetéstől 27cm-re	29,3	23,3	32	24	2,7	9,2	0,7	3
a hasadék végénél	-	-	33	21	-	-	-	-

Formaképződés a fedőn, ha a fekűn nincs vízzáró

A fedő teljes hosszában megsüllyedt (*IV, V, VI. táblázatok*) és ennek mértéke a 2,5-5 mm szemcseátmérőjű kitöltésnél volt a legnagyobb.

IV. táblázat

Table IV.

A 2,5-5 mm szemcseátmérőjű fedő felszínének süllyedése, ha nincs vízzáró a talpon
The subsidence of the surface of the grike fill in the case of a grain size of 2.5-5.0 mm if there is no impermeable series on the floor

csepegtetés helyénél	15 mm
csepegtetéstől 4 cm-re	13 mm
csepegtetéstől 15,5 cm-re	10 mm
csepegtetéstől 27 cm-re	9 mm
a hasadék végénél	6,5 mm

V. táblázat

Table V.

A 0,5-1,0 mm szemcseátmérőjű fedő felszínének süllyedése, ha nincs vízzáró a talpon
The subsidence of the surface of the grike fill in the case of a grain size of 0.5-1.0 mm if there is no impermeable series on the floor

csepegtetés helyénél	8 mm
csepegtetéstől 4 cm-re	6 mm
csepegtetéstől 15,5 cm-re	6 mm
csepegtetéstől 27 cm-re	7 mm
a hasadék végénél	11 mm

VI. táblázat

Table VI.

A 0,063-0,125 mm szemcseátmérőjű fedő felszínének süllyedése, ha nincs vízzáró a talpon
The subsidence of the surface of the grike fill in the case of a grain size of 0.063-0.125 mm if there is no impermeable series on the floor

csepegtetés helyénél	20 mm
csepegtetéstől 4 cm-re	12mm
csepegtetéstől 15,5 cm-re	5 mm
csepegtetéstől 27 cm-re	4 mm
a hasadék végénél	4 mm

A kitöltések alsó végében a fedőben mélyedések keletkeztek. A 0,063- 0,125 mm szemcséjű fedővel kitöltött hasadék felső végénél is keletkezett mélyedés, továbbá ennek a kitöltésnek a felszínén esővízbarázda jött létre. A fedőkitöltés alsó végén kisebb mélyedések is kialakultak a nagyobbban. A 0,063-0,125 mm-es szemcseméretű fedőnél a kitöltés egyik pereménél végig elkülönült a gipsztől, míg az átellenes pereménél kb. a hasadék felének a hosszúságában. Ezáltal a kitöltés és a gipszfallal között néhány mm szélességű köz alakult ki. A hasadék alsó végeinél a gipsztábla alulról átlyukadt. Megállapítható, hogy a fedő süllyedése követte a fekvő mélyülését. A süllyedés mértéke a hasadékok alsó vége felé csökkent, kivételt képez a közepes szemcseméretű fedő, ahol a hasadék alsó vége felé a süllyedés mértéke inkább nőtt. Az eltérő méretű süllyedések a hasadéktalpak eltérő mértékű oldódásával magyarázhatóak. Feltűnő, hogy míg a 2,5-5 mm szemcseméretű fedőnél a fedő süllyedése kisebb, mint a

hasadéktalp mélyülése (*I, IV. táblázat*), addig a 0,063-0,125 mm szemcseméretű fedőnél fordított a mélyülési érték: a fedő süllyedése nagyobb, mint a hasadéktalp mélyülése (*III, IV. táblázat*). Mindez a finomabb szemcséjű fedő nagyobb mértékű áthalmazódásával, ill. azzal magyarázható, hogy a durvább szemcséjű fedőkitöltésnél az anyaghiány részben a kitöltő üledék hézagterfogatának növekedésével egyenlítődött ki.

Formaképződés a fedőn, ha a fekü vízzáró

A hasadékok kitöltésének a felszíne teljes kiterjedésben nem süllyedt meg. A 0,5-1 mm és 0,063-0,125 mm szemcseátmérőjű kitöltés peremek és a gipszfalak között közök alakultak ki. A kitöltések végeinél mélyedések jöttek létre. A 2,5-5 mm és 0,5-1 mm szemcseméretű fedő kitöltésnél mélyedés csak a hasadék alsó végénél alakult ki, míg a 0,063-0,125 mm-nél a felső végénél is. Az alsó végek mélyedései a gipsz átoldódása miatt nyitottá formálódtak.

A fekü oldódása, ha a hasadéktalpon vízzáró van

*VII. táblázat
Table VII.*

*A XIV.1-es jelű hasadék méretváltozásai az oldódás során
The change of the size of the grike marked XIV.1 during dissolution*

	kezdeti állapot		kísérlet végén		változás			
	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség		mélység	
					mm	%	mm	%
vízbevezetésnél	-	-	25	24	-	-	-	-
vízbevezetéstől 4cm-re	21,2	19,4	22	22	0,8	3,8	2,6	13,4
vízbevezetéstől 15,5cm-re	23,4	20,6	24	22	0,6	2,6	1,4	6,8
vízbevezetéstől 27cm-re	22,9	16,8	25	16	2,1	9,2	-0,8 ¹	-4,7 ¹
a hasadék végénél	-	-	28	17	-	-	-	-

Megjegyzés: ¹ mérési hiba.

A hasadéktalpak nem mélyültek. A hasadékok mélyülése legfeljebb néhány mm, amely lehet mérési hiba, vagy az agyag eróziós lepusztulására vezethető vissza (*VII, VIII, IX. táblázat*). Minden egyes hasadék esetében

viszont az oldalfal oldódott. A durva- és közepes szemcséjű kitöltő üledék esetében oly módon, hogy a hasadéktalp feküjét képező agyag ahol a gipszel érintkezik, ott történt ez utóbbin kismértékű oldódás. Továbbá az agyagon a hasadékfalak pereménél egy csatorna is kialakult, amely az agyag kimosódása során jött létre. Ezekben a csatornáknak szórványosan a fedő darabjai fordultak elő. Legkisebb szemcseméretnél a hasadék oldalfalánál nagyobb mértékű az oldás, a hasadék fala aláhajlóvá formálódott. A hasadék falakon kisebb bemélyedések is megfigyelhetők. Egyes mélyedéseket a gipszben keskeny járatok kötötték össze.

VIII. táblázat
Table VIII.

A XIV.2-es jelű hasadék méretváltozásai az oldódás során
The change of the size of the grike marked XIV.2 during dissolution

	kezdeti állapot		kísérlet végén		változás			
	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség		mélység	
					mm	%	mm	%
vízbevezetésnél	-	-	27	20	-	-	-	-
vízbevezetés-től 4cm-re	21	22,1	24	23	3	14,3	0,9	4,1
vízbevezetés-től 15,5cm-re	23	18,5	25	21	2	8,7	2,5	13,5
vízbevezetés-től 27cm-re	22,9	19,1	25	18	2,1	9,2	-1,1 ¹	-5,8 ¹
a hasadék végénél	-	-	28	16	-	-	-	-

Megjegyzés: ¹ mérési hiba.

IX. táblázat
Table IX.

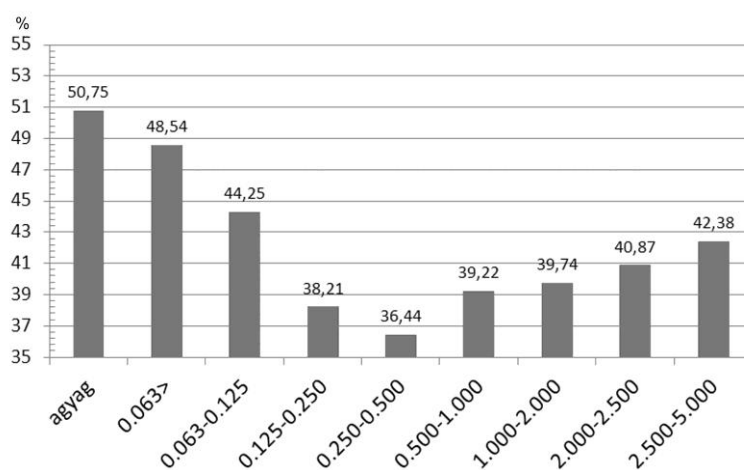
A XIV.3-es jelű hasadék méretváltozásai az oldódás során
The change of the size of the grike marked XIV.3 during dissolution

	kezdeti állapot		kísérlet végén		változás			
	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség (mm)	mélység (mm)	szélesség		mélység	
					mm	%	mm	%
vízbevezetésnél	-	-	30	25	-	-	-	-
vízbevezetés-től 4cm-re	23,5	22,8	27	22	3,5	14,9	-0,8 ¹	-3,5 ¹
vízbevezetés-től 15,5cm-re	21,4	21,8	25	21	3,6	16,8	-0,8 ¹	3,7 ¹
vízbevezetés-től 27cm-re	22,3	20,8	25	19	2,7	12,1	-1,8 ¹	-8,7 ¹
a hasadék végénél	-	-	23	18	-	-	-	-

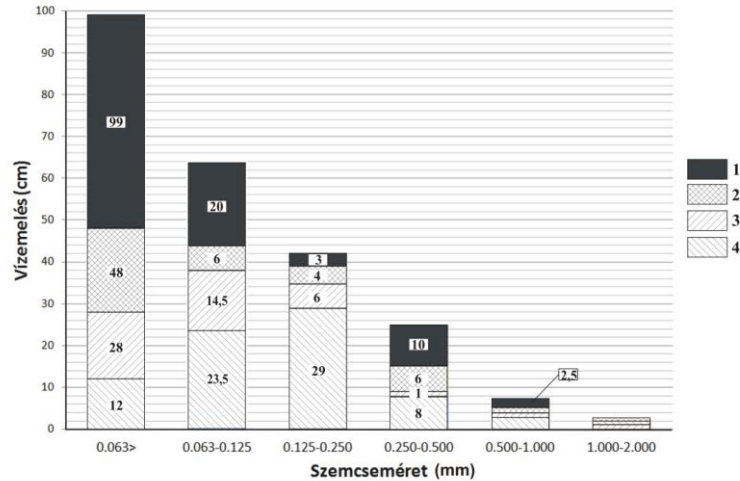
Megjegyzés: ¹ mérési hiba.

Kiértékelés

A gipsz talpú hasadékok mélyültek. A mélyülés mértéke és az, hogy a mélyülés a talpon milyen kiterjedésben történik, függ a fedő szemcseméretétől. Minél nagyobb szemcséjű a kitöltés, annál kiterjedtebb, és annál nagyobb mértékű a hasadéktalpon az oldódás. Az eltérő mértékű és kiterjedésű leoldódást a fedő kapillaris és aggregát hézagterefogat különbségével magyarázható. Vizsgálataink szerint a finomszemcséjű üledéknek a kapillaris hézagterefogata a nagyobb, míg a durvább szemcséjűnek az aggregát hézagterefogata. Csak így lehetséges, hogy az összes hézagterefogat a 0,25-0,5 mm szemcseátmérőtől mind a szemcseátmérő növekedése, mind csökkenése során nő (2. ábra). Ahol a kapillaris hézagterefogat a nagyobb, ott a kapillaris víz is több az üledékben. A kapillaris víz vizsgálataink szerint a hajszálcsövesség emelő hatása miatt felfelé, majd oldalirányban szivárog (3. ábra). Emiatt a hasadékokat kitöltő finom (0,063-0,125 mm szemcseátmérőjű) üledékben oldalirányba mozog és ez az oka annak, hogy a betáplálási helynél, valamint a hasadék végénél éri el a gipszet és képes oldani a hasadéktalpon. Előző helyen a relatív vízbőség miatt lefelé kényszerül, míg utóbbi helyen a hasadék alsó végének ütközve térítődik el lefelé. A durvaszemcséjű fedőben a nagy aggregát hézagterefogat miatt az aggregát víz mennyisége is nagyobb. Ezért a betáplált víz a gravitáció hatására a betáplálási helynél lefelé mozogva eléri a fekvőt, majd a gipszen áramolva teljes hosszban oldja a hasadék talpát.



2. ábra: A hézagterefogat és a szemcseméret viszonya
Fig. 2: The relation between the void volume and grain size



3. ábra: A vízelelő képesség alakulása különböző szemcseméretű üledékekben
 Jelmagyarázat: 1. Teljes vízelelés, 2. vízelelés 24 óra alatt, 3. vízelelés 5 óra alatt, 4. 1 óra időtartam alatti vízelelés.

Fig. 3: The various water-lifting abilities in sediments of various grain size
 Legend: 1. complete water lifting, 2. water lifting during 24 hours, water lifting during 5 hours, 4. water lifting during 1 hour

A hasadékok mélyülését követte a kitöltő fedő felszínének a süllyedése. A fedő süllyedése különbözik a fekü mélyülésétől. A süllyedés más és más különböző szemcseméretű kitöltés esetében. A finom szemcsésű fedőn a süllyedés mértéke a durva szemcsésű fedő süllyedéséhez képest nagyobb (finom szemcsénél a süllyedés 12 mm, durva szemcsénél a süllyedés 13 mm), mint az aljzat mélyülése (finom szemcsésű fedő alatt 10,8 mm, durva szemcsénél ennek mértéke 18mm). Ez a koncentrált oldódással magyarázható. A finomszemcsésű fedőn a durvaszemcsésűhöz képest a hasadék közepénél a süllyedés mértéke (finom szemcsénél a süllyedés 5mm, durva szemcsénél a süllyedés 10 mm) a talpi leoldódáshoz képest (finom szemcsésű fedő alatt 1,2 mm, durva szemcsénél a süllyedés 15,2 mm) megnövekedett. Ez ugyancsak jelzi, hogy a finomszemcsésű fedőben oldalirányú anyagszállítás történt. Ha ugyanazon hasadéknál a fedő süllyedésének és a fekü mélyülésének a hányadosát tekintjük, egyetlen kivételtől eltekintve, annak értéke egyre nagyobb a szemcseméret finomodása során (X. táblázat). Ez ugyancsak a finom szemcsésű fedő elszállítására és így az oldalirányú vízmozgásra utal.

X. táblázat
Table X.

A fedő süllyedésének és a hasadéktalp mélyülésének viszonya
Table X. The relation between the subsidence of the cover and the deepening of the grike floor

		Hasadékok jele					
		XIII.1	XIII.2	XIII.3	XIV.1	XIV.2	XIV.3
fedő süllyedése (mm)	a vízbevezetéstől 4 cm-re	13	6	12	A hasadékok kitöltésében nincs süllyedés, legfeljebb a kitöltés alsó, illetve felső elvégződésénél.		
	a vízbevezetéstől 15,5 cm-re	10	6	5			
	a vízbevezetéstől 27 cm-re	9	7	4			
fekü mélyülése (mm)	a vízbevezetéstől 4 cm-re	18	13,6	10,8	2,6	0,9	-0,8
	a vízbevezetéstől 15,5 cm-re	15,2	6,6	1,2	1,4	2,5	-0,8
	a vízbevezetéstől 27 cm-re	12,8	10,2	0,7	-0,8	-1,1	-1,8
fedő süllyedése/fekü mélyülése	a vízbevezetéstől 4 cm-re	0,722	0,441	1,111	Nincs adat		
	a vízbevezetéstől 15,5 cm-re	0,658	0,909	4,167			
	a vízbevezetéstől 27 cm-re	0,703	0,686	5,714			

Mint említettük, a vízzáró fekü a hasadéktalp mélyülése kisméretű (a mélyülés vagy az agyag eróziós elszállításából adódik, vagy mérési hiba). Ugyanakkor a hasadékok szélesedtek, amely annál nagyobb, minél finomabb szemcséjű a fedő. Ez ugyancsak a fedőben végbement oldalirányú vízmozgásra utal. Az oldalirányú szélesedés során a hasadék szélesedés mértéke akkora volt, hogy a hasadékok közötti válaszfalak átoldódtak. A válaszfalak átoldódás hasadéktalpak szintjében nem függött a szemcsemérettől, az minden szemcseméretnél bekövetkezett. Ez alól kivételt a

kitöltés szintje képezett, ahol egyrészt a szélesedés kisebb volt másrészt a finomabb szemcseméretű kitöltésnél nagyobb volt (VII, IX. táblázat).

A hasadékkitöltéseknek a hasadék fejlődésében játszott szerepét bizonyítja a 3. kép. Látható, hogy a hasadékok ott, ahol kitöltöttek szélesebbek, míg ahol a kitöltés hiányzik keskenyebbek. Az eltérő hasadékszélesség a hasadékfalak eltérő mértékű oldódásával magyarázható. Ugyancsak keskenyek a csupasz karsztok kitöltés nélküli hasadécai (1. ábra), amelyeknél az oldódás kisebb mértékű. Kitöltő üledék hiányában nincs víztározás és így nincs oldalirányú vízmozgásra lehetőség. De ha a hordozó térszín nagy magasságú, az oldódás időtartama ugyancsak rövid (2. kép), ami nem kedvez a hasadék szélesedésének. Ha a hasadékkitöltésben mésztörmelék van (2. kép), ugyancsak gátolt a hasadék szélesedés. Ekkor a beszivárgó víz oldóképessége a mésztörmelék oldására és nem a hasadékfal, vagy a talp oldására fordítódik. A kitöltő üledék szemcseméretének a hasadékszélességére gyakorolt hatását bizonyítják a pádisi karszt különböző hasadékainak szélességei is. A 3. képen látható durva szemcekitöltésű hasadékok sokkal keskenyebbek, mint a 4. képen látható finom szemcséjű üledékekkel kitöltöttek.

Mediterrán karsztokon (és trópusi karsztokon is) a nagy hasadék szélesség a hasadékkitöltés kicsi szemcseméretével magyarázható. Az 5. és 6. képeken bemutatott hasadékok, amelyek finomszemcséjű terra rossával vannak kitöltve, környezetében számos kötömb van. Ezek a hasadékok összenövése során keletkeztek. Jelenlétük így a hasadékok összenövését bizonyítja, ami csak intenzív szélesedésükkel magyarázható.

Következtetések

A nem vízzáró talpú hasadékok mélyültek. A mélyülés mértéke és az, hogy a mélyülés a talpon milyen kiterjedésben történik, függ a fedő szemcseméretétől. Minél nagyobb szemcséjű a kitöltés, annál kiterjedtebb és annál nagyobb mértékű a hasadéktalpon az oldódás. Az eltérő mértékű és kiterjedésű leoldódás a fedő kapilláris és aggregát hézagterefogat különbségével magyarázható. Ahol a nagy kapilláris hézagterefogat miatt a kapilláris víz több volt, a kitöltésben a víz főleg oldalirányban áramlott. Ezáltal két helyen, a vízbevezetés helyénél és a hasadék alsó végénél érintkezett a feküvel és fejtette ki a hatását.

A hasadék mélyülését követte a kitöltő fedő felszínének a süllyedése. A fedő süllyedése különbözik a fekü mélyülésétől a különböző szemcseméreteknél. A finomszemcséjű fedőn a hasadékok felső és alsó végénél a

mélyülés a durvaszemcséjű fedő mélyüléséhez képest nagyobb, mint a fekü mélyülése, amely előzőn oldalirányú víz- és anyagmozgásra utal.

Vízzáró fekün a hasadéktalp mélyülése kis mértékű (a mélyülés vagy az eróziós eredetű anyagelszállításból adódik, vagy mérési hiba). Ugyanakkor a hasadékok szélessége nő, amely annál nagyobb, minél finomabb szemcséjű a fedő.

Karszterületek hasadékainak növekedése, valamint a szélesedésüknek és mélyülésüknek az aránya adott oldóképességnél függ a kitöltő üledék szemcseméretétől és a karsztvízszintnek a hasadéktalphoz képesti helyzetétől. Ha a hasadéktalp nem éri el a karsztvízszintet (vízzárót) a hasadéktalp mélyül. A szélesedés annál nagyobb mértékű, minél finomabb szemcséjű a kitöltő üledék. Egyre durvább szemcséjű kitöltő üledék esetén viszont egyre inkább a mélyülés lesz a nagyobb mértékű. Trópusi karszton, ahol sok és finomszemcséjű a fedő (a hasadékkitöltés) keletkezik, a hasadékok szélesedése intenzív, amely kedvező feltételeket teremt a kőerdőkarszt, vagy a pinnacle karszt kialakulásának. Akkor, ha a felszín jelentős oldódásos alacsonyodása miatt a karsztvízszint közel kerül a hasadéktalpakhoz, a hasadékok nem mélyülnek, hanem szélesednek (és összekapcsolódnak egymással). Ez kedvező feltételeket teremt a szigetehegyes karszt kialakulásának.

IRODALOM

BERGADO, D.T. – SELVANAYAGAM, A.N. (1987): Pile foundation problems in Kuala Lumpur Limestone, Malaysia – Quarterly Journal Engineering Geology 20 pp.159–175.

BÖGLI A. (1976): Die wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen – In: Karst Processes and Relevant Landforms. Department of Geography, Philosophical Faculty, Ljubljana, pp. 141–149.

CURTIS, L.F. – COURTNEY, F.M. – TRUDGILL, S.T. (1976): Soils in the British Isles – Longman, London, 364 p.

CVJIČ, J. (1924): The evolution of lapiés a study in karst physiography, – Geogr. Rev. XIV, pp. 26-49.

DAY, M. – WALTHAM, T. (2009): The pinnacle karrenfields of Mulu. – In: Ginés, Á., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (eds), Karst Rock Features. Karren Sculpturing Založba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna-Ljubljana. Carsologica 9: pp. 423-432.

- DEÁK GY. – SAMU SZ. – PÉNTEK K. – MITRE Z. – VERESS M.* (2012): A vízáramlási modellkísérletek vályúrendszereken. – *Karsztfejlődés* XVII. pp.155-163.
- DEÁK GY. – SAMU SZ. – VERESS M.* (2013): Bevonatképződés vizsgálata szuszpenziós rendszerekből modellkísérletekkel. – *Karsztfejlődés* XVIII. pp.49-63.
- DZULYNSKI, S. – GIL, E. – RUDNICKI J.* (1988): Experiments on kluftkarren and related lapir forms – *Zeitschrift für Geomorphologie* 32(1) pp.1–16.
- FABRE, G. – NICOD, J.* (1982): Lapiés, modalités et rôle de la corrosion, crypto-karstique – Phénomèn karstique III, Mémoires et documents de géographie, 3 pp.115–131.
- FORD, D.C. – WILLIAMS, P.W.* (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology* - Unwin Hyman, London, 601 p.
- GLEW, J.R. – FORD, D.C.* (1980): Simulation study of the development of rillenkarren – *Earth Surface Processes* 5 pp.25-36.
- GOLDIE, H. S.*(2009): Case studies of grikes in the british isles – In: A. Ginés, M. Knez, T. Slabe, W. Dreybrodt (eds.): *Karst Rock Features. Karren Sculpturing Zalogba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna. Carsologica*, 9 pp. 275-290.
- HOWARD, A.D.* (1963): The development of karst features – *Bull. Nat. Spel. Soc.* 25 pp.45–65.
- JENNINGS, J.N.* (1985): *Karst Geomorphology* – Basil Blackwell, New York, 293 p.
- PERNA, G. – SAURO, U.* (1978): Atlante delle microforme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Vento – *Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali* 22, Trento, 176 p.
- QUINIF, Y.* (1973): Contribution a l'étude morphologique des coupoles – *Annales de spéléologie* 28(4) pp. 565-573.
- ROSE, L. – VINCENT, P.* (1983): Some aspects of the morphometry of grikes a mixture modell approach, North Lancashire, England – In: Patterson, K., Sweeting, M.M. (szerk.): *New directions in karst, Proceedings of the Anglo-French Karst Symposium*, Geo Books, Norwich. pp. 497-515.
- SLABE, T.* (1995): *Cave Rocky Relief* – Znanstvenaraziskovalni Center Sazu, Ljubljana, 128 p.
- SONG, L. – LIANG, F.* (2009): Two important evolution models of Lunanshilin karst – In: Ginés, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (eds.): *Karst Rock Features. Karren Sculpturing Zalogba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna-Ljubljana. Carsologica*, 9, pp. 453-459.

- TRUDGILL, S.T.* (1985): Limestone geomorphology – Longman, New York, 196 p.
- VERESS M.* (2000): Covered karst evolution Northern Bakony mountains, W-Hungary – A Bakony Természettud. Kut. Eredményei 23, Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, 167 p.
- VERESS M.* (2010): Karst Environments. Karren Formation in High Mountains - Springer, Dordrecht – Heidelberg – London – New York, 230 p.
- VERESS M. – LÓCZY D. – ZENTAI Z. – TÓTH G. – SCHLÄFFER R.* (2008): The origin of the Bemaraha tsingy (Madagascar) – International Journal of Speleology 37(2) pp.131–142.
- VERESS M. – PIDL K. – MANTLER M.* (1998): A gipsz karsztosodásának modellezése laboratóriumi körülmények között – Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei XI. Természettudományok 6 pp.147-166.
- VERESS M. – TÓTH G. – ZENTAI Z. – KOVÁCS GY.* (2006): A magashegységi karrosodás mértékének és minőségének alakulása a különböző növényövekben – Karszt és Barlang pp. 39-48.
- WALTHAM, A.C.* (1997): Pinnacle karst of Gunung Api, Mulu Sarawak – In: Song, L., Waltham, A.C., Cao, N., Wang, F. (eds.), Stone Forest: A Treasure of Natural Heritage, Proceedings of the International Symposium for Lunan Shilip to Apply for World Natural Heritage Status, China Environmental Science Press, Beijing pp. 52-55.
- WHITE, W.B.* (1988): Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains – Oxford University Press, New York – Oxford, 464 p.
- WILLIAMS, P.W.* (2009): Arête and pinnacle karst of Mount Kaijende – In: Ginés, Á., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (eds), Karst Rock Features. Karren Sculpturing Založba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna-Ljubljana. Carsologica 9 pp. 433-437.
- ZÁMBÓ L.* (1970): A vörösayagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt délnyugati részén. (The relationship between red clays and surface karstification at the southwestern part of Aggtelek karst). – Földrajzi Közlemények 94(4) pp.281–293.
- ZSENI A.* (2009): Subsoil shaping – In: Ginés, Á., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (eds), Karst Rock Features. Karren Sculpturing Založba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna-Ljubljana. Carsologica 9, pp. 103–121.

NÉHÁNY HAZAI BARLANG SZINLŐINEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA

THE COMPARISON OF THE SCOUR GROOVES OF SOME HUNGARIAN CAVES

KINYÓ ZSOLT

Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. kosza@kinyozsolt.hu

Abstract: The aim of this paper is to compare the notch of some caves in Hungary. For this, we have examined the location, the morphology and the size of the terraces of three different caves. (The most detailed examination has been carried out at the Retek-ág where the measurements were made at every 3 metres.) We grouped the notches into three categories on the basis of the collected data and we also studies their formation. The types of the scour grooves are the following: mirror notches and curve notches. The latter can be divided into two subgroups, the simple and the complex curve notches. The creek Retek-ág is the most multifarious both morphologically and genetically (the development of the terraces is not continuous in the cave) while in the Trió-sinkhole cave (Mecsek Hills) the development is subordinate. Finally, it can be stated that the notch formation is significant where the curve notches form ranges. Their appearance signal the meandering of the current line of the water flow in the cave, but mirror notches can be found.

1. Bevezetés

Kutatási területünk a Retek-ág és annak mellékága a Vörös-ág (Aggteleki-karszt), az Abaligeti Paplika-barlang (Mecsek-hegység), valamint az Orfűi Trió-barlang (Mecsek-hegység). A Retek-ág hossza a mellékágaival együtt 3250m (KINYÓ 2014) a Paplika-barlang fő-ága 467m (SZABÓ 1961). Jelentős kutató munkát folytatott abaligeti Palika-barlangban VASS (1960) mely által jelentősen növekedett az ismert hossza a barlangnak. A Trió barlang ismert hossza 250 m. Kutatásunk tárgya a fentebb említett barlangok szinlőinek összehasonlítása kialakulásuk és morfológiájuk szerint.

A szinlők a barlangfalak félkörös bemélyedései (LAKUCS 1971, FORD – WILLIAMS 2007). Előfordulhatnak magányosan, de elterjedtebb a csoportos megjelenés, JAKUCS (1971) elkülönített tükör-és meander szinlőt. A barlangban egymással szemben hasonló magasságban elhelyezkedő szinlők a tükörszinlők. A tükörszinlők JAKUCS (1971) szerint a barlangi patak vízmennyiségének az ingadozása miatt jönnek létre. FORD – WILLIAMS (1989) szerint a szinlők létrejöhetnek álló vagy lassan áramló

víz szintje mentén. Kialakulásuk oka, hogy a vízszint közelében nagyobb az oldóképesség.

A patakos barlangok gyakori jellegzetessége a barlang meanderezése (JAKUCS 2005). A meanderező folyosó aszimmetrikus keresztmetszetű. A meanderező folyosó homorú oldalán a barlangfal meredek (esetleg aláhajló), az átellenes oldalán lankás (esetleg a falon kiugró falrészlettel, a párkány-nyal). A barlangfal homorú helyeinél jönnek létre a kanyarulat szinlők (BALÁZS 1971). Fontos megemlíteni, hogy a barlangfolyosó kanyaroghat anélkül is, hogy a keresztmetszete aszimmetrikus lenne. Egyenes barlangszakasz is, legalábbis a Retek-ágban, lehet aszimmetrikus keresztmetszetű. Az Aggteleki-karszt nagy patakos barlangjai rendre meanderezést mutatnak (JAKUCS 2000). A kanyarulat szinlő kialakulása a sodorvonal kilendülésére vezethető vissza (VERESS 2004). Az átellenes alá nem oldott barlangfal átoldódhat, ha a barlangi patak sodorvonala átlendül a barlangi meander homorú falától a domború falához. Ilyenkor a kanyarulat domború részen barlangi járat képződik. Ha a barlangtalp mélyül ezek a járatok holtjárattá alakulnak (SZUNYOGH 1993, BALÁZS 1971). Az idősebb meanderek lefűződése és újabbak képződése miatt a barlangban a kanyargás mértéke a talp felé haladva változhat (BALÁZS 1971).

2. Módszer

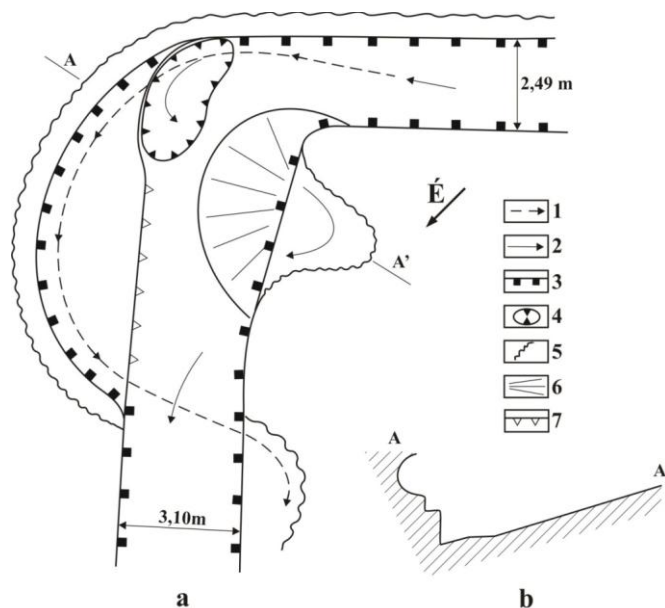
Megfigyeltük, dokumentáltuk a barlangok szinlőit. A szinlők részletes felmérésére a Retek-ágban került sor. Itt három méterenként úgy mértük fel a barlangot, hogy az egyes helyekről keresztmetszelvényt szerkeszthessünk. Felmértük a szinlők padozathoz képest magasságát. Rögzítettük a szinlők méreteit, valamint morfológiai jellemzőiket is.

Az abaligeti Paplika-barlangban, valamint az orfői Trió-barlangban többszöri bejárással, valamint fényképezéssel dokumentáltuk az ott található szinlőket.

3. A barlangi szinlők megjelenés szerinti csoportosítása

Tükörszinlők létrejöhetnek egyenes és meanderező barlangfolyosón is. Ekkor a szinlők a padozathoz képest egyenlő magasságban fejlődnek ki a barlangban annak mindkét falán. Egymás közvetlen közelében is kifejlődhetnek a szinlőpárok, de egymástól távolabb is.

A kanyarulatszinlőnek két változata különíthető el: egyszerű –és összetett szinlő. Az egyszerű kanyarulat szinlő, a barlangi kitöltés maradványhalmaival, törmelék-kúpjaival szembeni falon jön létre. Az ilyen szinlők egyenes lefutású barlangban is létrejöhetnek.



1. ábra: Meanderező barlangszakasz összetett kanyarulat szinlője Retek-ág felülnézetben (a) oldalnézetben (b) Jelmagyarázat: 1 idősebb sodorvonal, 2. jelenlegi sodorvonal, 3. barlangi folyosó oldalfala, 4. evorziós üst (medence) 5. szinlő 6. övzátony, 7. padozat maradvány

Fig. 1. The complex curve notch of the meandering segment of the Retek-ág top view (a), side view (b)
Legend: 1 older stream-channel 2. present stream-channel, 3. the wall of the cave passage, 4. erosion hollow (pool), 5. notch, 6. levee, 7. platform

A meanderező barlangszakaszokon is kialakulhatnak egyszerű kanyarulat szinlők. Itt a meanderező barlangfolyosó idézi elő a sodorvonal kanyargását (kilendülését).

A meanderező barlangszakaszokon kialakulhatnak összetett szinlők is. Az összetett kanyarulat szinlőknél mind a domború, mind a homorú barlangfalán előfordulnak szinlők (1. ábra), de az átellenes falakon eltérő magasságban.

4. Vizsgált barlangok szinlőinek bemutatása

4.1. A szinlők általános jellemzése

A tükörszínlőket tekintve ugyanazon színlő oldalirányú kiterjedése 50 cm-től a több 10 m-es hosszúságig terjedhet. Retek-ágban hosszú, több tíz méteres kiterjedésű színlők fordulhatnak elő a Grand Kanyon és a Cirkusz (3. ábra) feletti barlang részen. A színlős barlangszakaszokat tükörszínlő mentes részek különítik el egymástól, ahol a barlang kiszélesedik, vagy barlang kanyarulat színlős morfológiájú. A tükörszínlők az egyenes lefutású szakaszokon fordulnak elő a Retek-ágban, a különböző barlangszakaszokon eltérő magasságokban fordulnak elő. Így a Grand Kanyonban a padozathoz képest 4 m-es, a Fő-ág kezdetéhez közel 2,20 m-es, a Kis- Ravasz-lyuk aktív ágában 3,7 m-es magasságban vannak a legfelső színlők az aljzathoz képest.

A tükörszínlők száma 5-8 db között változik. A nagyobb színlő szám a barlang felső, a víznyelőkhez közelebbi részére jellemző.

Az Abaligeti Paplíka-barlangban létrejövő meanderező barlangfolyosó többször kitöltődött majd kipucolódtott, (hasonlatosan a Retek-ághoz). Ezen az enyhén meanderező, nem asszimmetrikus barlangszakaszon alakult ki egymás felett közvetlenül két tükörszínlő. Magasabban ugyancsak két tükörszínlő fejlődött ki egy másik kitöltési szint fölött.

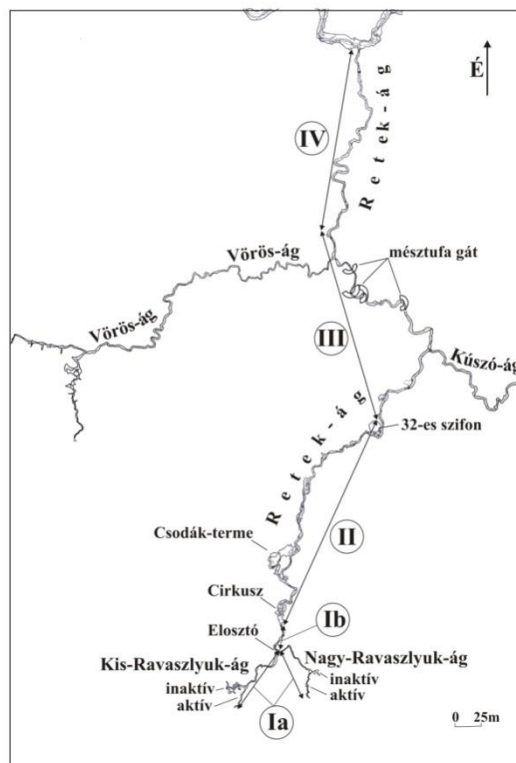
A Retek-ágban nagy gyakorisággal fordulnak elő kanyarulat színlők is. A Retek-ágban a kanyarulat színlővel szemközti falakon a párkány vagy hiányzik, vagy üledékkel fedett. Az összetett kanyarulatszínlő (1. ábra) egyik jó példája a Fő-ágtól 112 méterre található, de szomszédságában további is előfordul. Ilyen összetett kanyarulatszínlő található Abaligeten a Paplíka-barlangban a Karthágó-romjainál is. Kialakulása az alábbi módon történt. Először egy baloldali (folyás irány szerinti) kanyarulatszínlő fejlődött ki, majd az átellenes falon a magasabb helyzetű színlőpárja jött létre (összetett kanyarulatszínlő). Ezt követően a barlangfolyosó kanyarulata lefűződött. Az aktív le nem fűződött patakmeder tovább szélesítette a barlangfolyosót. A nagy átmérő következtében a mennyezet leszakadt. Miután a barlang alap kőzete jól rétegzett, omlások történhettek melyek a színlők részleges pusztulásához, valamint egy terem létrejöttéhez vezettek.

Az orfűi Trió víznyelőbarlangban a színlőképződés alárendelt szerepet játszik. Mindössze egyetlen helyen található színlő maradvány a bejáratától az Agyagos-áig. Valószínű itt is az omlások miatt a színlők részben vagy teljesen megsemmisültek.

4.2. Színlők kitöltése, mérete, morfológiája

A színlők rendelkezhetnek kitöltéssel. Ennek mértéke változatos, mind függőleges mind oldalirányban. A kitöltés származhat a felszínről vagy barlangi üledék áthalmozódásból (ezért a színlő kitöltés szemcsemérete is igen

változatos, amely azonban nem rétegzett). Az üledék a szinlőket különböző mértékben tölti ki. Találhatunk teljesen kitöltött szinlőt, de félig kitöltöttet is. Előfordul olyan, mely egykor teljesen kitöltött volt, de mostanra a barlangi árvíz a kitöltéseket részben, vagy teljesen lepusztította. A kitöltés felülete oldalnézetben lehet egyenes, és lehet ferde helyzetű is. A kitöltés anyaga a szinlőkben össze is cementálódhat (JENNINGS 1985), és teraszroncsot alkot. Később akár cseppkölefolyás által el is fedődhet (baldachin). Erre jó példa a mésztufa gátakkal erősen tagolt Retek-ág III. szakasza a (2. ábra). Későbbiekben a baldachin alól a kitöltés el is szállítható. Ekkor a baldachin talprésze mutatja az egykori kitöltés helyzetét. A szinlők kitöltése mutatja, hogy ezen barlangrészek üledékekkel részben, vagy teljesen kitöltődtek. A szinlőtalon 1-2 cm-es vastagságban oldási maradék is előfordulhat, valamint sötét színű bevonat a Fő-ághoz közeli szinlőrészen (2. ábra, IV. szakasz). A bevonat valószínűleg mangánkiválás.



2. ábra Retek-ág és mellékágai
 Fig. 2. Retek-ág (Retek-branch) and its anastomosing branches

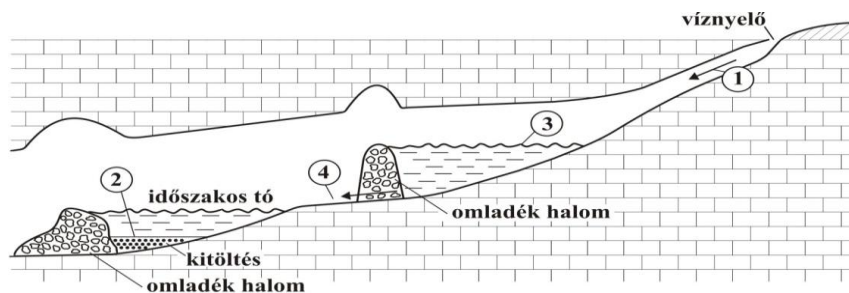
A szinlők kiterjedése igen változatos. Horizontálisan az 50 cm-től akár a több 10 m-t is meghaladó kiterjedésűek is lehetnek. Mélységük és

magasságuk is igen változatos, hiszen a szinlők belmagassága 25 cm-től 70 cm-ig változhat, mélységük 10 cm-től 90 cm-ig terjedhet

A szinlők kifejlődhetnek magányosan (kanyarulat szinlő), ahol vele szemben az átellenes falon padka alakul ki (VERESS 2004), de kifejlődhetnek csoportosan egymás közvetlen közelében is, ekkor a szinlőket a barlangfal „*kiugró*” részei a gerincek különítik el egymástól. Ha egymás feletti szinlők egymástól távolabbi helyzetűek közöttük nem alakul ki gerinc. Nagyobb szinlőben akár több kisebb szinlő is létrejöhet (Retek-ágban a Kúszó-ág után a Fő-ágtól 770m)

A szinlők kisformái is igen változatosak. A szinlők felülete kagylóval borított. E formák az üledékkitöltések alatt is jelen vannak. Ez alól csak legnagyobb magasságú tükörszinlők kivételek (Grand Kanyon) ahol nem érte áramló víz a felületeiket. Abaligeten a Paplika-barlangban a mészkőben néhány mm mélységű kör alakú oldási mélyedések fordulnak elő. A Retek-ágban több helyen gyakoriak a rillenkarrok (Fő-ágtól 183 m-re, mind a szinlő talpon, mind a szinlő felső részén), továbbá a rácskarrok is. A szinlő felső részének karrformái egykori nagyobb kitöltöttségnél képződtek, miután ekkor a kitöltés a szinlő lapjához szorította a felette áramló vizet. A szinlő talpon kisméretű evorziós üst is kifejlődhet (a Retek-ágban a Fő-ágtól 1341m-re). Az eróziós üstnél a szinlőközi gerinc át is lyukadhat.

5. Szinlő kialakulása



3. ábra Szinlőlépződés

Jelmagyarázat: 1. szinlő típus, 2. szinlő típus, 3. szinlő típus, 4. szinlő típus

Fig. 3. Notch formation

Legend: 1st notch type, 2nd notch type, 3rd notch type, 4th notch type

A tükörszinlőknek kialakulásuk szerint négy típusát különböztük el (3. ábra).
 - 1 típus: A víznyelőkön keresztül beáramló víz a barlangban szinlőket alakít ki akkor, amikor a barlangban megnő a vízmennyiség. Ennek két oka is lehet, egyrészt mert a víznyelők vízvezetése megnő, vagy a barlang feltöltődik hordalékkal (pl. a Retek-ágban a Fő-ágtól 608 m kezdődően, a Vörös-

ág) miáltal az adott barlangszakasz térfogata lecsökken, a vízkitöltés szintje nemcsak emelkedik, hanem szélesedik is (1. kép). Ekkor a vízkitöltés szintjében a barlang kiszélesedik. Később, amikor a vízmennyiség lecsökken a barlang mélyülése kisebb szélességben történik. A vízvezetés növekedésnek több oka is lehet, így nő a víznyelő járat átmérője, vagy csökken annak kitöltöttsége, továbbá megnő a víznyelőbe beáramló víz mennyisége. A víznyelőbe beáramló víz mennyisége függ a csapadék mennyiségének a változásától, az adott vízgyűjtő terület nagyságától, és a vízgyűjtő terület növényesültségétől. A vízhozam ingadozására visszavezethető szinlőkialakulást a Retek-ágban JAKUCS (1971) mutatta be. Ilyen szakaszok fordulnak elő a Retek-ágnak a víznyelőkhöz kapcsolódó barlangszakain, valamint a Vörös-ágban. Ezen szinlők mérete mind mélységében mind magasságában eltér azon szinlőktől melynek létrejötté időszakos tavakhoz kapcsolódik (2. típus). A vízhozam ingadozással kialakult szinlők méretei nagyobbak.



1. kép tükörszinlő Vörös-ág
 Picture 1. Mirror notch Vörös-ág (Vörös-branch)

-2. típus: Ahol a barlangban a vízvezető képesség lecsökken (omlási halom, mésztufagát, elkeskenyedő folyosó van) a barlangi patak visszaduzzad és időszakos tavakat hoz létre. (Az időszakos tavak kialakulását bizonyítja a rétegzett kitöltés létrejötté a barlang egyes szakaszain.) Ezen típusú szinlők az időszakos tavak kitöltéseinek szintjében alakulnak ki, miután itt az oldódás nagyobb intenzitású. Időszakos tavak üledékeinek szintjénél képződött szinlők létrejöttek mind a Retek-ágban mind a Paplika-barlangban is. A

feltöltődés szintjének magasodása miatt egymás felett több szinlő is kialakulhat. Ilyen típusú szinlők alakultak ki a Retek-ágban a három nagy omlás (32-es szifon Csodák-terme alatti rész és a Cirkusz-terem) felett, ahol a barlangi patak visszaduzzadt, de ugyancsak tavak alakulhattak ki egyes mésztufagátáknál (a III.jelű barlangszakasz) is. Hasonlóan tavak alakulhattak ki a Paplika-barlangban is az omlásoknál. Így a jelenlegi bejárattól számított 90 méternél (Keleti-ágnál), 350-370 m-nél (Karthagó-romjainál), és a 400m-nél (Könyvtárnál). Ezen omlásokat már *GEBHARDT* (1931), *LOVÁSZ* (1971) is megemlíti. A 2. típusú szinlők mélysége sekélyebb mint a kanyarulat szinlőknek, vagy a vízhozam növekedéshez kötött szinlőknek a mélysége (2.kép).

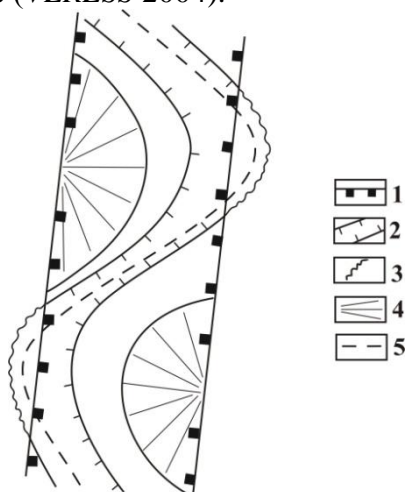


2.kép Abaliget Paplika-barlang
Picture 2. Paplika Cave in Abaliget

- 3 típus: A visszaduzzadással létrejött tó vízszintjében is kialakulhatnak oldással szinlők. Ezen szinlő kialakulást bizonyítja, hogy a Grand Kanyonban a vízduzzasztási helye felett kialakult szinlőben nincsenek kagylók (nem volt vízáramlás ebben a szintben), illetve nincsen kitöltési maradvány (tehát ezen magasságig a barlangszakasz nem töltődött fel). 3. típusú szinlők kialakulhatnak más visszaduzzasztási helyeken is mint a Csodák-terme és a 32-es szifon közötti szakaszon. Itt azonban a legfelső szinten is vannak kagylók. Ennek oka, hogy nagyobb vízhozam idején az áramló víz szintje elérte a legfelső szinlőt is.

-4. típus: Azok a szinlők, amelyek a visszaduzzasztási helyek alatt fordulnak elő, közvetlenül a barlang padozat felett alakultak ki, ahol a visszaduzzasz-

tási hely alatt az áramlás felgyorsult. Képződésük tehát az áramló víz szintjénél történt. A gyorsabb áramlás növeli a koncentrációkülönbséget a határ-réteg és az áramló oldószer között, ami így a vízfolyás szintjében nagyobb méretű oldást hoz létre (VERESS 2004).



4. ábra Egyenes szakasz egyszerű kanyarulat szinlője
 Jelmagyarázat: 1. barlangfal, 2. patakmeder, 3. szinlő, 4. törmelék-kúp, 5. sodorvonal
 Fig. 4. The simple curve notch of a straight segment
 Legend: 1. cave wall 2. creek bed, 3. notch, 4. debris cone, 5. steam-channel

Kanyarulatszinlők kialakulása az alábbi módon történhet:

Egyszerű kanyarulat-szinlő akkor jön létre ha az aljzaton törmelék-halmok vannak. Ezek a sodorvonalát kilendülésre kényszerítik (4. ábra), ahol a sodorvonal a barlangfalhoz simul, szinlő fog kialakulni, miután ahol gyorsabb a vízmozgás ott nagyobb az oldás (VERESS – TÓTH 2004). A szinlők kialakulhatnak az egyenes lefutású barlangszakasz mindkét oldalán is. Ekkor a törmelékhalom kitéríti a sodorvonalat mely az átellenes falnál szinlőt alakít ki. Ez utóbbi kitérítő hatására a sodorvonal a barlang előzőhöz simul. Ha ott nincs törmelékhalom a fal ezen részén is kialakul a szinlő. Ezek a szinlők az egyenes barlangszakaszokra jellemzők.

A meanderező barlang-szakaszokon is kialakulhatnak egyszerű kanyarulat szinlők. Itt a meanderező barlangfolyosó téríti el a sodorvonalat.

Az összetett kanyarulatszinlő is a barlang kanyarulatnál jön létre. A barlang kanyarulatnak a homorú falán szinlő vagy szinlők képződnek, míg a domború faltövénel hordalék rakódik le. A homorú fal tövénel a talpon, túlmélyítéssel többnyire evorziós üst is létrejöhet. A sodorvonalat az evorziós üst kitéríti amely a domború falhoz simul az övzátony elvégeződése felett. A domború falon ugyancsak szinlő alakul ki, amely a homorú fal

szinlőjénél magasabb helyzetű (1. ábra). A domború falon a szinlő növekedése eredményeként járat képződik, a felépítő kőzet egy része lefűződik. A barlang mélyülése során ez többször megismétlődhet, ezáltal több, inaktív szinlőből kialakult inaktív járat is kifejlődhet.

6. Következtetések

Vizsgált barlangszakaszokon elkülönítettünk tükörszinlőt mely létrejöhet egyenes lefutású barlangszakaszon valamint meanderező barlangi folyosóban egyaránt. Elkülönítettünk továbbá kanyarulat szinlőt, mely létrejöhet egyenes lefutású szakaszon ahol egyszerű szinlő jön létre. Meanderező barlangszakaszon, egyaránt kialakulhat egyszerű és összetett szinlő is.

Tükörszinlők létrejöhetnek vízhozam növekedés során, a kialakuló barlangi tavak vízszintjénél, a barlangi kitöltések szintjénél, és a gyorsabb vízáramlás szintjénél.

A különböző kialakulású szinlők felismerése lehetővé teszi annak a barlangi a környezetnek a rekonstruálását, melynél létrejöttek.

IRODALOM

- BALÁZS D. (1971): A barlangi meander képződése – Karszt és Barlang II. pp.75-80
- FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. (1989): Karst Geomorphology and Hidrology – Unwin Hyman, London. 601 p.
- FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. (2007): Karst Geomorphology and Hidrology – John Wiley and sons, Chichester. 561 p.
- GEBHARDT A. (1931): Az Abaligeti-Barlang Élővilága – A természet 15-16 pp.188-190
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája.— Akadémia Kiadó, Budapest 310 p.
- JAKUCS L. (2000): A hordalékeróziós barlangfolyosók öblösségének kérdése – Karsztfejlődés III. pp.223-241
- JAKUCS L. (2005): Néhány szó a patakbarlangokról. – Karszt-és Barlang 2000-2001 évf. pp.3-15
- JENNINGS, J.N. (1985): Karszt Geomorphology. – Basil Blackwell, Oxford. 293p.
- KINYO ZS. (2014): A Retek-ág (Baradla-barlang) és felszíni vízgyűjtőjének morfológiája – Karsztfejlődés XIX. pp.213-223
- LOVÁSZ GY. (1971): Adatok az Abaligeti-karszt geomorfológiai és hidrológiai jellemzéséhez. – Földrajzi Értesítő 20 (3) pp. 283–296.

- SZABÓ P. G.* (1961): Mecsek és Villányi hegység barlangjai – Karszt-és Barlangkutató I pp. 3-21
- SZUNYOGH G.* (1993): Comparative analysis of the meanders in caves in the vicinity of Aggtelek – In: Zábó L. Veress M. (szerk) Conference on the karst and cave research activities of educational and research institutions in Hungary, pp.55-58
- VASS B.* (1960): Legújabb kutatások az Abaligeti-barlangban – Karszt -és Barlangkutatói tájékoztató, Budapest.
- VERESS M.* (2004): A karszt. – BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 215p.
- VERESS M. – TÓTH G.* (2004): Types of meandering karren – Zeits. f. Geomorph. 48(1) pp.53-77

MEGVÁLTOZOTT VAGY CSAK VISSZAVÁLTOZOTT A BÉKE-BARLANG KLÍMÁJA?

CHANGED OR BACK INTO THE CLIMATE OF PEACE CAVE?

STIEBER JÓZSEF¹ – LEÉL-ŐSSY SZABOLCS²

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

stieber@stieber.hu

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

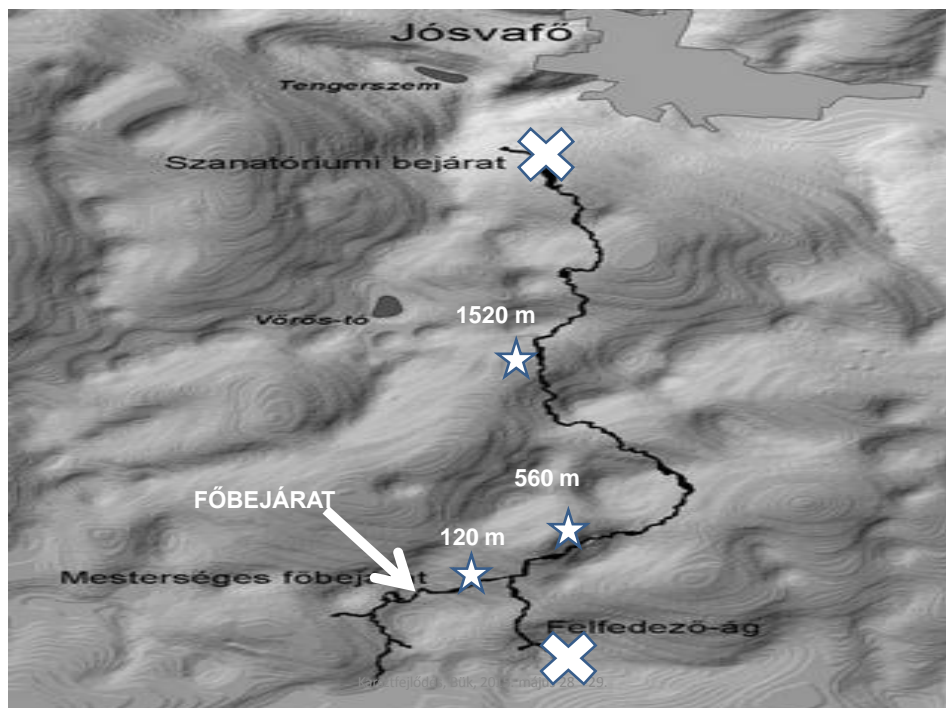
losz@geology.elte.hu

Abstract: The researchers OTKA -101,664 no. Since January 2013 scope of the project is carried out on a monthly basis climatic and water chemistry studies the Peace Cave. In the summer of 2010 collapsed the cave, "Discovery-arm" of the entrance to the cave is blocked in February 2013 and end-siphon so that the three known entrance May 2015 air traffic was only through the "front door ". After the "Discovery-arm" in the spring of 2015 cleansed noticeable drafts appeared, and has been the equalization of air pressure differences and drafts shut down within a few hours. Given the "Discovery-the-stage-door" entrance and about the same height above sea-level, can not develop as much air traffic, which air-ventill the cave. The temperatures and humidity values over the last 50 years have not changed, but the infiltration accessing carbon dioxide can no longer air-ventill the cave, the concentration shows (closely correlated to the surface precipitation amount of) the seasonal change, since the content of the infiltrating water with carbon dioxide determines the degree of enrichment. The concentration of the "Main-branch" to inside steadily increasing and is more than ten times the previous value, which results in bat mortality in a drastic decrease in bat populations, the process of stalactite formation slowdown, the stalactite degradation is accelerated and the cave visit and restricting their utilization of medical use. Due to the temperature difference between the start break of the limestone also some air exchange, but typically the concentration of carbon dioxide in the monthly rainfall, daily shows a close correlation with the air pressure. Compared with earlier data we determine that the Peace Cave status changed back to the discovery of the year of the state, but the concentration of carbon dioxide would be much higher. As the siphon clogged and the water level is sustained over time evolved, so accustomed over the last 50 years, climate conditions can only return an artificial intervention (drain piping, channel-deepening, drainage) as a result

1. Bevezetés

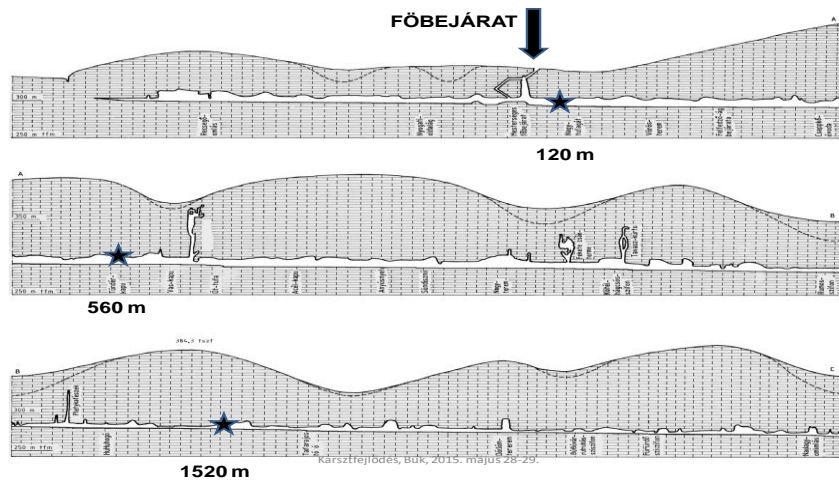
2013 januárja óta havi rendszerességgel végzünk vízkémiai és klimatológiai vizsgálatokat 2 napon keresztül a Béke-barlangban, melynek keretében 1520 m-nél („Buzogány”) szén-dioxid loggert helyezünk el 24 órára. Munkánkat az elnyert OTKA- 101 664 sz. „Hazai szárazföldi karbonátképződmények komplex geokémiai, paleoklimatológiai és tektonikai vizsgálata” pályázat (témafelelős: Demény Attila) keretében, az ÉMIKTF 5232-10/2012 sz. kutatási engedélye alapján az ANPI, mint vagyonkezelő hozzájárulásával és útmutatása alapján végezzük. A 2013. év első felében lezajlott olvadás,

majd eső következtében a barlangban árvizek uralkodtak, a Jósvafői „Margitics-szifon” vízzel elzáródott, ezt megelőzően a „Felfedező-ág” felszínre nyíló aknája is beomlott. Az „MKBT-terem” teljes egészében víz alá került, a túlfolyó víz pedig a „Zoltán-terem” vízgyűjtő-csővéen keresztül talált utat a szabadba (3, 4, 5. ábra). Az árvizekkel együtt kritikus szén-dioxid emelkedés mutatkozott, mely több órás barlangtúrák alatt akár mérgezést is okozhat. A kockázat miatt az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatósága a barlang látogatását 2013 májusától felfüggesztette. A probléma jelenleg is fenn áll.



1. ábra: A Béke-barlang ma ismert bejáratainak és barlangjáratainak ábrázolása a vizsgálati helyszínek megjelölésével.

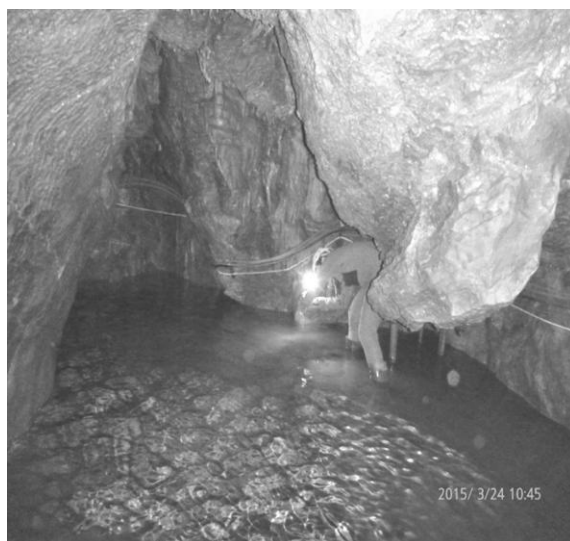
Fig. 1. The Peace Cave now known cave entrance and flights representation of the test sites is acknowledged.



2. ábra: A Béke-bg. hossz-szelvénye, a felszíni domborzat ábrázolásával és a mintavételi helyszínek megjelölésével (SZUNYOGH-KISBÁN, 2004)
 Fig. 2. The Peace Cave longitudinal section, surface topography and the depiction of the sampling sites identified.



3. ábra: A sötétített terület a „Margitics-szifon” környékén a Komlós-patak visszaduzzadt szintjét mutatja, melyben az „MKBT-terem” és a „Margitics-szifon” víz alá került. A jobb oldali nyilak az elfolyás irányát mutatják a „Zoltán-terem” gyűjtő csövében keresztül a szabadba.
 Fig. 3. The shaded area around the "Margitics-trap" shows the level of Komlós stream, in which the "MKBT room" and under "Margitics-siphon" has been water. The right arrow shows the direction of the run-off through a "Zoltán room" manifold to the outside.



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



1, 2. kép: Víz alatt az „MKBT-terem” és a túlfolyó víz 30 cm-el lepi el a „Zoltán-terem” padlószintjét, mely a terem sarkában kialakított túlfolyó-csővön keresztül távozik.
Picture. 1. 2. Under the Water "MKBT room" and the overflow water 30 cm swarming the "Zoltán room" floor level, which is expelled through a corner of the room with overflow pipe.

A barlang ma ismert bejáratai és a vizsgálati helyszínek bemutatása

A barlangot 1952. augusztus 4.-én az Aggteleki „Bibic-töbörben”, 321 m tszf. magasságban, a „Felfedező-ágon” keresztül nyitotta meg Jakucs László, mely korábban el volt zárva a külvilágtól (JAKUCS 1959). Jakucs Lászlótól (szóbeli közlés, 2015) tudjuk, hogy a napjainkban használt, az aggte-

leki „Szomor-hegy” oldalában, 338 m tszf.- nyíló „Lépcsős-bejárat” elődje a „Pokol-szakadékára” vezető létra volt, mely 1953-ban lett kibontva. Az 1954-ben kiépített „Lépcsős-bejárat” mai napig megőrizte formáját és zárt állapotban rajta 10 x 10 cm-es denevér-röptetőnyíláson keresztül történik a légcseré. 2015 májusában a denevér-röptető nyílást a kétszeresére tágították. A Jósvalői „Kő-horog” oldali, 271 m tszf. magasságban nyíló „Terápiás-bejáratot” 1964-ben építették ki (KERÉNYI *et al.*, 1966). Az ajtó tömör, de környezetében több nyíláson keresztül is biztosítva van a légforgalom. Boldogh Sándortól (ANPI) tudjuk (szóbeli közlés, 2015), hogy a „Felfedező-ág” felső szakasza 2010-ben omlott be, így azon levegő attól kezdve már nem áramlott át. A bejárat kitisztítása csak 2015 tavaszán történt meg. A „Margitics-szifon” eltömődésével a „Terápiás-bejárat” légforgalma is megszűnt, mindkettőt kereszttel jelöltük az *1. ábrán*. Vizsgálatunk időszakában a barlangot a „Lépcsős-bejáraton” keresztül értük el, vizsgálati helyszíneinket pedig a „Lépcsős-bejárat” alatti lépcsőház „Fő-ágba” csatlakozásától számított távolságok szerint azonosítottuk: 120 m-nél, 560 m-nél és 1520 m-nél (*1, 2. ábra*).

2. Alkalmazott vizsgálati módszer bemutatása

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

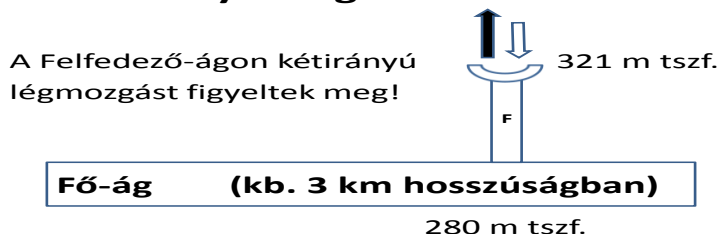
3. Eredmények

3.1. Tények a barlang légkörzésével kapcsolatban

A Béke-barlang 1952. augusztus 4.-éig el volt zárva a külvilágtól. 1952-1953 között csak a „Felfedező-ágat” ismerték, ezen keresztül a levegő kétirányú mozgását tapasztalták (JAKUCS 1953, 1959). 1953-ban megnyílt a jelenleg használt „Lépcsős-bejárat” (a mai főbejárat), így a levegő már a két bejárat között is áramolhatott. 1964-től nyílt meg a „Terápiás-bejárat”, így

a barlangi levegő a „Fő-ágon” keresztül is mozoghatott (KERÉNYI *et al.* 1966). A 4. ábrán a barlang áramlási modelljét mutatjuk be, 1952-1953 között, téli-nyári légkörczés alatt.

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



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

Fig. 4. Between 1952-1953 the winter and cold air flowed into the "Explorer-side" and then warmed up in a cave in the upper third of the front section left out. In summer the hot air in the upper third of the front section came in and then getting cold in the lower third, it went out.

3.2. Klíma-adatok az 1952-1953 közötti időszakból

Jakucs László több művében említi, hogy a barlangi patak hőmérséklete 9 °C volt (JAKUCS 1953, 1959). A léghőmérsékletet 10 – 12 °C között, a relatív nedvességet 95 - 100% között észlelte (KERÉNYI *et al.* 1966). A barlangi levegő szén-dioxid tartalmára ebből az időszakból sajnos semmilyen adat nem áll rendelkezésre. A Felfedező-ág kibontásakor 4 m/s huzatot mértek egy pihe és egy stopperóra segítségével (JAKUCS 1953).

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

3.3. Klíma-adatok az 1953-1964 közötti időszakból

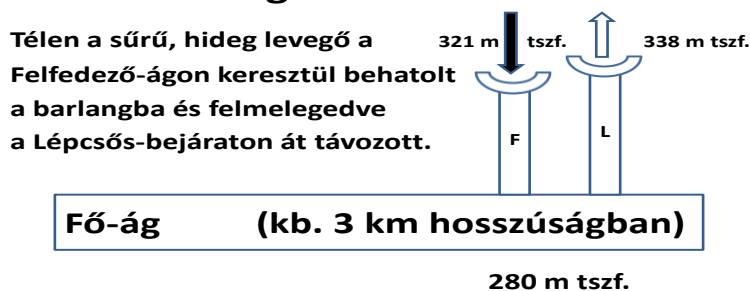
A Béke-barlang gyógyhatásának hasznosítása című kéziratban olvashatjuk, hogy a kutatók a léghőmérséklet éves átlagát 10,44 °C-ra, a relatív nedvesség éves átlagát 99,9 %-ra mérték. A barlangi levegő szén-dioxid tartalmá-

nak éves átlagértékét 1959-ben 0,3 tf. % (3000 ppm), 1961-ben 0,08 tf. % (800 ppm), 1962-ben 0,06 tf. % (600 ppm)-ben határozták meg (KERÉNYI *et al.* 1966).

Fontos itt megemlíteni Jakucs László észrevételeit a barlangi széndioxiddal kapcsolatban: „Megjegyezzük, hogy 1961 és 1962 száraz időjárású években találtunk alacsonyabb széndioxid-tartalmat, amikor a barlangban nem folyt a patak, mintegy igazolva Cauer vizsgálatát, mely szerint a barlangban döntően a patak vize a széndioxid-szállító.”

Az 1953-1964 közötti téli rekonstruált áramlási modellt a 5. ábrán mutatjuk be. Ezen időszakban, nyári légkörzés esetén a légáramlás iránya fordított volt. Meg kell említenünk, hogy a „Fő-ág” és a felszín között kb. 40 m a szintkülönbség, mely a „Felfedező-ág” és a „Lépcsős-bejárat” esetében is jelentős ún. kéményhatást eredményez. Az áramlás alapja a két bejárat közötti 17 m szintkülönbség, mely jelentős nyomás és sűrűségkülönbséggel jár együtt.

Áramlási modell 1953-1964-között, téli légkörzés esetén



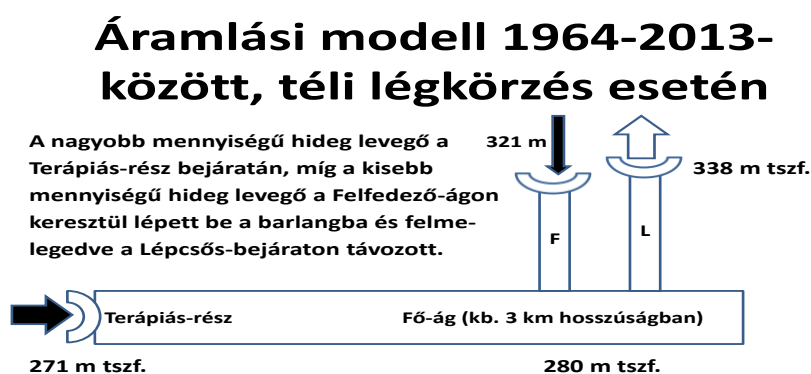
5. ábra: 1953-1964 közötti téli rekonstruált áramlási modell bemutatása.
Fig.5. Presentation of winter flow model reconstructed from 1953 to 1964.

3.4. Klíma adatok az 1964-2013 közötti időszakból

Jakucs László mérései alapján (1965) tudjuk, hogy a léghőmérséklet a „Lépcsős-bejárat” alatt a „Fő-ágban” 10,4 °C, míg a „terápiás-részben” 10,9 °C volt. A relatív nedvességet a barlang teljes területén 95 - 100 % között észlelte. A szén-dioxid tartalmat a „Lépcsős-bejárat” alatt a „Fő-ágban” 0,12 tf. % (1200 ppm), míg a „terápiás-részben” 0,14 - 0,38 tf. % (1400-3800 ppm) mérte (KERÉNYI *et al.* 1966).

Stieber József a fokozottan védett barlangok állapot-felvételezése kapcsán a Béke-barlang klímaadatait 2000-ben és 2010-ben újra megmérte és átszámolta. A barlangi levegő hőmérsékletét 9,4 - 10,2 °C között mérte, a relatív nedvesség-tartalmat 98 %-os átlagértékben határozta meg. A barlangi szén-dioxid tartalmat több ponton történő mérés alapján 0,2 tf. % (2000 ppm) átlagértékben rögzítette (a „terápiás-részben” 0,3 tf. % (3000 ppm)-et mutatott ki).

Az 1964-2013 közötti téli rekonstruált áramlási modellt a 6. ábrán mutatjuk be. Ezen időszakban, nyári légkörzés esetén a légáramlás iránya fordított volt.

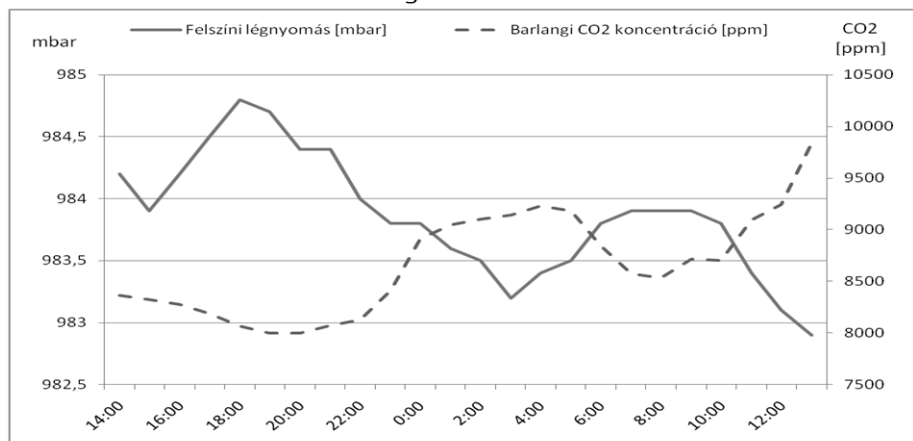


6. ábra: 1964-2013 közötti téli rekonstruált áramlási modell bemutatása.
Fig. 6. Presentation of winter flow model reconstructed between 1964-2013.

3.5. A barlang légkörzésének megváltozása

2013 januárjában még száraz időszakban kezdtük meg vizsgálatainkat, a 2012 őszén 2 alkalommal elvégzett elővizsgálatok eredményeire támaszkodva. Az elővizsgálatokon kiválasztott helyszíneken a barlang klímájában (különösen szén-dioxid viszonyaiban) a korábbi évtizedek eredményeit tapasztaltuk. Változás az eredményekben a nagymennyiségű csapadék lehullásával párhuzamosan volt tapasztalható, amikor 2013 februárjában elvégzett vizsgálatunk alkalmával a „Buzogánynál” (1520 m-nél) 8000 – 10000 ppm (0,8 - 1,0 tf. %) körüli értékeket regisztráltunk, melyek ötszörösen meghaladták a korábban itt mért adatokat. Ekkor még bizonyosan nyitva lehetett a „Margitics-szifon”, mert a felszíni légnyomás változásait 3 órás késéssel követte a szén-dioxid koncentráció változása (7. ábra).

2013.02.25-26.-án 24 óra alatt rögzített CO_2 értékek, melyek 3 órás késleltetéssel követik a felszíni légnyomás ingadozásait. A CO_2 maximuma ötszöröse a barlangban általában mérhető átlagértékeknek.

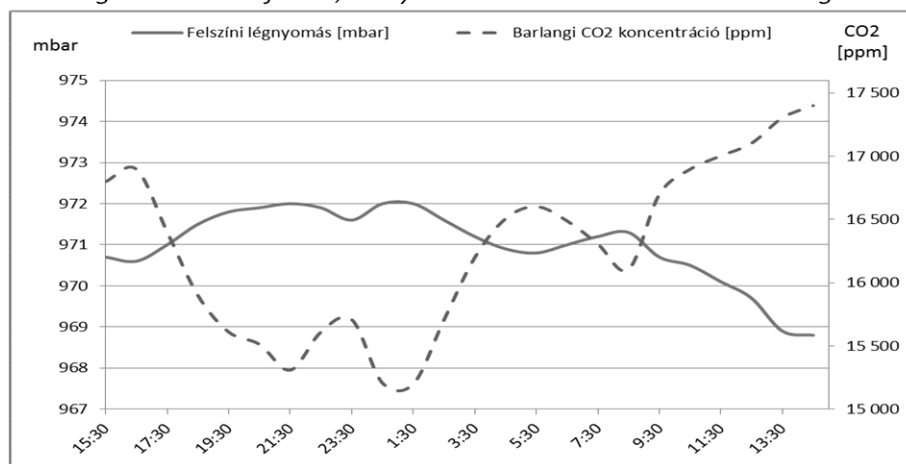


7. ábra: A barlangi levegő szén-dioxid értékeinek változására a felszíni légnyomás-változása még közvetlen hatással bírt 2013 februárjában a „Buzogánynál” (1520 m-nél).

Fig. 7. The cave air of carbon dioxide changes in the values of surface air pressure changes have had a direct effect in February 2013, "Buzogány" (1520 m).

2013 márciusában elvégzett vizsgálatunk alkalmával tapasztaltuk először, hogy a „Buzogánynál” (1520 m-nél) a felszíni légnyomás változása már csak 12 órás késéssel fejtette ki hatását a regisztrált szén-dioxid koncentrációra. Mindkét oldalon nyitott barlang esetében ez nem, – vagy max. 1-2 órás késleltetéssel - tapasztalható. A barlangban mért téli szén-dioxid-koncentráció értékei sokszorosára emelkedtek a korábban mért értékeknek (8. ábra). Ebben az időszakban a 120 m-nél és az 560 m-nél mért szén-dioxid koncentrációkban nem mutattunk ki jelentős emelkedést, vagyis a lejtésviszonyoknak megfelelően a szén-dioxid a végpont felé vándorolt, légmozgás hiányában ott gyűlt össze és ott koncentrált. A szén-dioxid értékek a „Buzogánynál” (1520 m-nél) meghaladták a 20000 ppm-et (2,0 tf. %-ot), a végpont felé haladva valószínűleg ennél jóval magasabb értékeket mérhettünk volna. Az eredmények bebizonyították számunkra, hogy a „Margitics-szifon” eltömődött, az emelkedő vízszint pedig feltöltötte az „MKBT-terem” felé vezető átjárót, elzárva a levegő útját. A barlang zsákszerűvé változott, ahol a szén-dioxid fokozatos emelkedésére lehet számítanunk.

2013.03.20-21.-én 24 óra alatt rögzített CO_2 értékek, melyek már nem követik a felszíni légnyomás ingadozásait. A CO_2 maximuma megközelíti a 2 tf%-ot, melyben lehült testtel kritikus a mozgás.



8. ábra: 2013 márciusában a barlangi levegő szén-dioxid értékeinek változása 12 óra késleltetéssel követte a felszíni légnyomás-változását a „Buzogánynál” (1520 m-nél)
 Fig. 8. In March 2013 the change in the cave air of carbon dioxide values 12 hours delay following the change in surface air pressure "Buzogány" (1520 m)

Új áramlási modellt kellett felállítanunk, mivel a 3 bejáratból ismét csak 1, a „Lépcsős-bejárat” maradt nyitva. A vízszint és a beszivárgás mennyisége is fokozatosan emelkedett, akárcsak az általuk bejuttatott szén-dioxid mennyisége a barlangban. Az új áramlási modellt a téli légközrésre éppen úgy, mint a várható nyári légközrésre is megszerkesztettük (9. ábra).

2013 nyarán a tartósan barlangi levegő hőmérséklete fölött maradó felszíni hőmérséklet hatására a „Lépcsős-bejáraton” kifelé áramlott a barlangi levegő, melynek mennyiségét a felszíni légnyomás is erőteljesen szabályozta. A beszivárgó és a bent rekedt víz mennyisége egyaránt elérte a maximumot, akárcsak a szén-dioxid értéke (10. ábra). Már 120 m-nél és 560 m-nél is jelentős emelkedés mutatkozott a szén-dioxid koncentrációkban, vagyis a lejtésviszonyoknak megfelelően a szén-dioxid a végponton gyülemllett fel. Mivel a „Felfedező-ág” bejárata már 2010-ben beomlott, ezért a barlang légközrése kizárólag a „Lépcsős-bejáratra” korlátozódott. A hatalmas szén-dioxid tömegre ismételen a felszíni légnyomás gyakorolt hatást, annak parciális nyomását emelve a koncentrációja is emelkedett, mely szoros korrelációt mutatott.

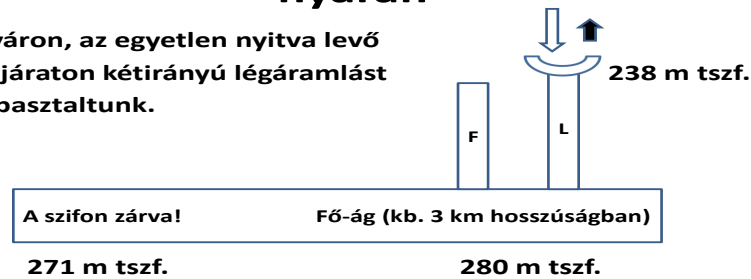
Új áramlási modell jelent meg 2013 telén

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



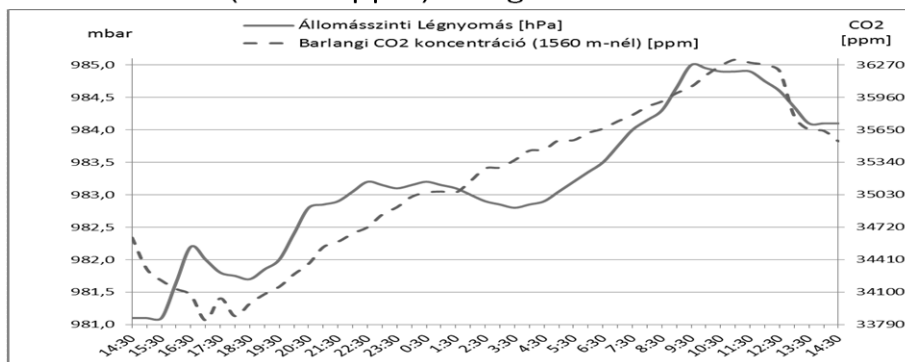
Új áramlási modell jelent meg 2013 nyarán

Nyáron, az egyetlen nyitva levő bejáraton kétirányú légáramlást tapasztaltunk.



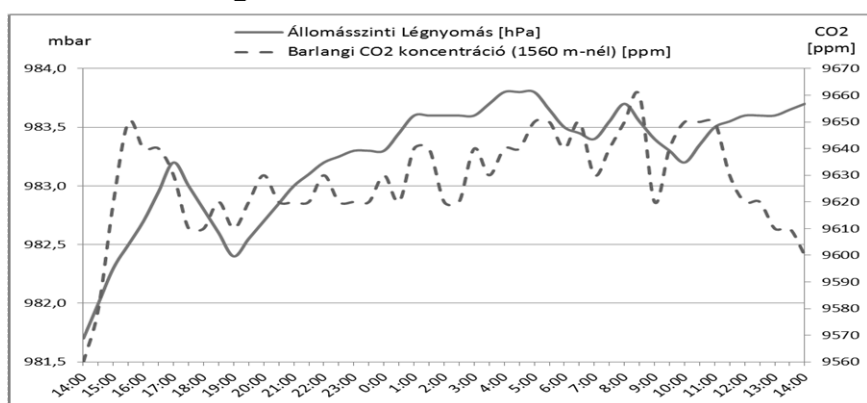
9. ábra: A 2013 márciusában felállított új téli légkörzési modell és az abból levezetett nyári légkörzési modell bemutatása
Fig. 9. The new winter atmosphere-life model set up in March 2013 and the summer atmosphere derived from life models Presentation

2013.07.04-05. között regisztrált adatok ismételten jól korrelálnak a légnyomással, de a **CO₂** értéke eléri a 3,6 tf%-os (36 000 ppm) eddig mért maximumot



10. ábra: Az eddig mért legmagasabb szén-dioxid koncentráció napi menete a „Buzogánynál” (1520 m-nél).
Fig. 10. The highest measured carbon dioxide concentration in the daily course rated "Buzogány" (1520 m).

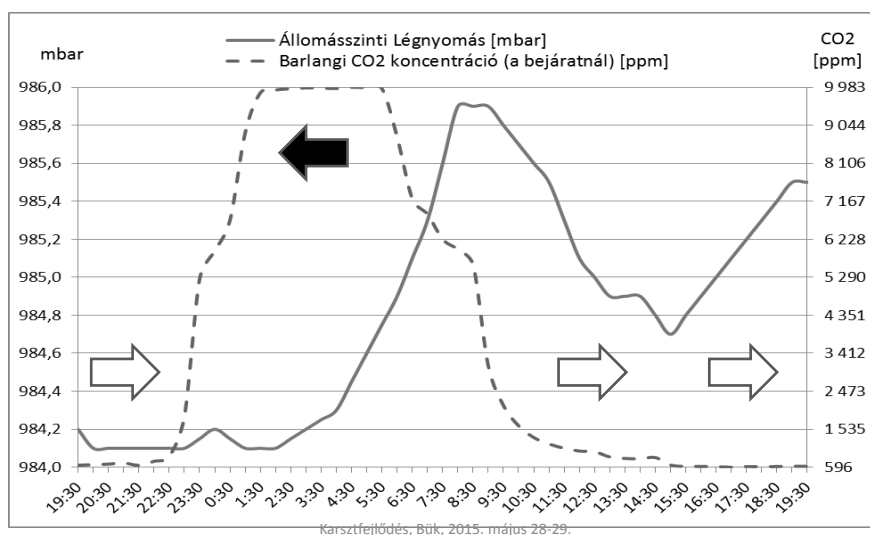
2014.01.03-04.-én 1 tf%-ra (10 000 ppm) esett vissza a **CO₂** értéke, de ez sem tartott sokáig...



11. ábra: 2014 januárjában a téli szén-dioxid értékek és a felszíni légnyomás szoros korrelációt mutattak a „Buzogánynál” (1520 m-nél).

Fig. 11. In January 2014 in the winter of carbon dioxide and surface air pressure values showed a strong correlation with "Buzogány" (1520 m).

A bejáraton átáramló levegő irányváltása korrelál a felszíni levegő hőmérsékletével és légnyomásával, azonban ez a légkörzés nem érinti a belső járatrészeket.



12. ábra: A bejáratnál mérhető szén-dioxid koncentráció jól mutatja a bejáraton létrejött légáramlás irányváltását, mely a hőmérséklet-különbség és a légnyomás-különbség hatására jön létre. A fehér színű nyilak a felszíni levegő beáramlását, a fekete színű nyilak a barlangi levegő kiáramlását szemléltetik.

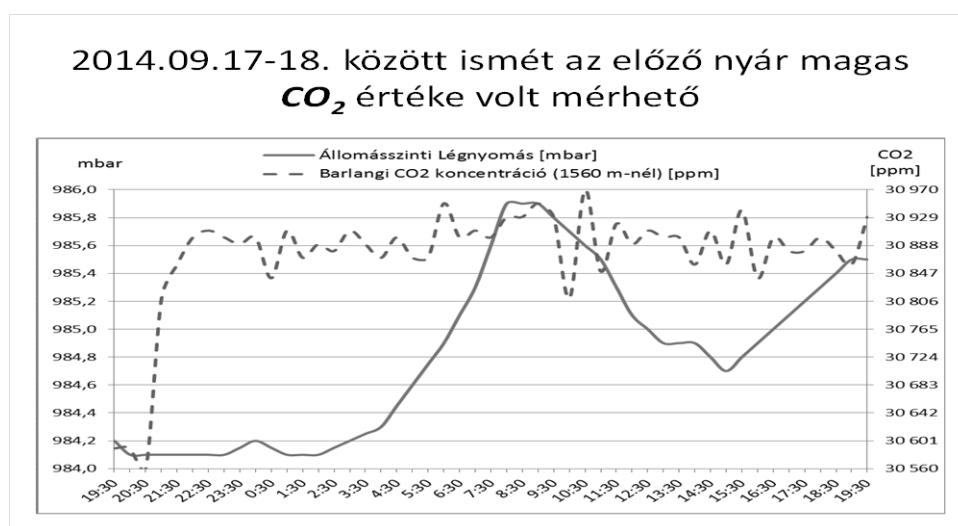
Fig. 12. The entrance can be measured carbon dioxide concentration shows the entrance to the establishment airflow direction change, which is created by the temperature difference and the difference in air pressure causes. The white arrows on the air intake surface, the black arrows illustrate airflow out of the cave.

2014 januárjában ismét „*alacsony*” értékeket észleltünk, melyek így is ötszörösen haladták meg a korábbi évtizedekben rögzített adatokat, és megegyeztek a 2013 januárjában rögzített értékekkel. A 11. ábrán látható, hogy a „*Buzogánynál*” (1520 m-nél) rögzített szén-dioxid koncentráció értékei jól korrelálnak a felszíni légnyomás-változással, vagyis még mindig zárva van a „*Margitics-szifon*”, csak a téli intenzív felszíni levegő beáramlás és a további szén-dioxid bejutásának hiánya hígítja a felgyülemlt szén-dioxid tömeget.

A nagyon meleg nyári napokat kivéve tavasztól-őszig kétirányú légáramlás tapasztalható a „*Lépcsős-bejáraton*”, mely 24 órán belül többször vált irányt (12. ábra). Az irányváltást a hőmérséklet-különbség és a légnyomás-változás befolyásolja. Amikor éjszaka a felszíni hőmérséklet 10 °C alá csökken, megindul a barlangi levegő kiáramlása a szabadba, mely a bejáraton a szén-dioxid növekedését okozza. Az ábrán látható, hogy most a hőmérséklet-különbség okozza az irányváltást, a légnyomás még nyugalmi

helyzetben van. A hirtelen és meredeken emelkedő felszíni légnyomás még napkelte előtt megfordítja a légáramlás irányát, és megindul a felszíni levegő beáramlása, mely a bejárat térség szén-dioxid koncentrációját csökkenti. A nap további részében a 10 °C feletti felszíni levegő hőmérséklete okozza a légáramlást, mely napnyugtáig befelé áramló marad. Ez az állapot azonban nem teszi lehetővé a belső járatrészek leszellőzését, ezért ott a szén-dioxid koncentrációja továbbra is magas marad.

2014 szeptemberében nyári légkörzés mellett ismét a 2013-as nyár magas szén-dioxid értékeit észleltük, melyben életveszélyes lett volna tovább mennünk a barlangban (13. ábra).



13. ábra: A „Buzogánynál” (1520 m-nél) mérhető szén-dioxid koncentráció nyáron meghaladja a 3 tf. %-ot.
Fig. 13. The “Buzogány”(1520 m) to measure carbon dioxide concentration in the summer exceeds 3 vol. % respectively.

Tudnunk kellett, hogy milyen szén-dioxid koncentráció értékek várhatóak a „Margitics-szifon” környékén, ezért megvártuk 2015 februárjának azon időszakát, amikor a barlangban a legalacsonyabb szén-dioxid értékek uralkodtak, és ekkor bejártuk a belső részeket is. Az az alábbiakban közöljük a mérési eredményeket a távolság függvényében:

- a. CO₂ koncentráció 540 m-nél (Tündér-kapu előtt) 0,5 tf. %
292 m tszf. m.
- b. CO₂ koncentráció 1520 m-nél (Buzogány) 1,6 tf. %
285 m tszf. m.
- c. CO₂ koncentráció 2700 m-nél (Nagy-omlás lába) 3,3 tf. %
268 m tszf. m.

- d. CO_2 koncentráció hányados: $c/b = 2,062$
 $b/a = 3,2$
- e. Távolság hányados: $c/b = 1,73$
 $b/a = 2,88$
- f. Magasság hányados: $c/b = 1,063$
 $b/a = 1,024$
- g. Távolság-magasság szorzat: $e \times f = 1,839$ $e \times f = 2,95$
- h. Kapott eredmény: $a/g = 1,121$
 $a/g = 1,084$
 Konstans átlagértéke: $(h_1 + h_2) / 2 = 1,103$
- i. Ismeretlen koncentráció meghatározása ismert mérési eredmény felhasználásával:

$$i \text{ CO}_2 \text{ (tf. \%)} = \text{CO}_2 \times \left(\frac{\text{Távolság2}}{\text{Távolság1}} \times \frac{\text{Magasság2}}{\text{Magasság1}} \right) \times 1,103$$

A fenti számítással a bejáratától mért távolság és a tengerszint feletti magasság ismeretében a kapott eredményre vonatkoztatott ± 10 %-os hibával megállapítható egy barlangrész várható szén-dioxid koncentrációja, ha 560 m után ismert távolságban és tengerszint feletti magasságon rendelkezünk pontos mérési eredménnyel. Mindez csak a zsákszerű állapot fenn állása alatt és kizárólag a Béke-barlangra érvényes, de nagy segítséget nyújthat a vagyonekezelő ANPI túraszervezői számára.

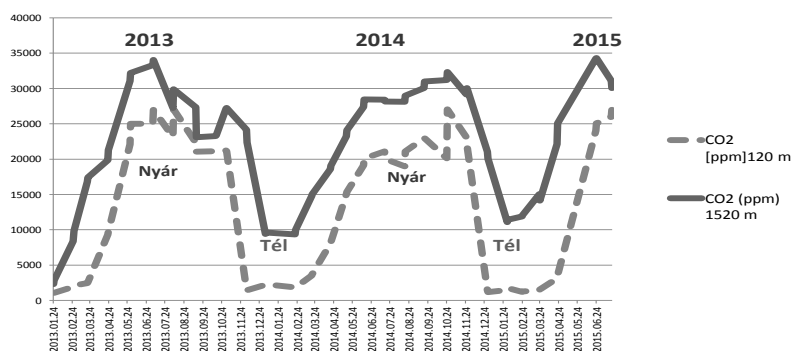
A Nagy-omlás után már nem folytattuk tovább utunkat, hiszen a barlangban eltöltött hosszú expozíciós idő a magas koncentráció értékekkel veszélyes feldúsulást okozhat vérünkben, ezért megelégedtünk az itt kapott mérési eredménnyel. Abban viszont biztosak vagyunk, hogy nyári légkörzés esetén ugyanezen aránypár mellett a belső részek szén-dioxid koncentrációi meghaladják a 5 - 7 tf. %-ot, mely súlyos oxigén-hiányos állapotot okoz, tehát az ott történő barlanglátogatás egészségre ártalmas (HERCZEG L. 2008), akár halálos is lehet!

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

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

Berczik Pál (NOVA-ALPIN Kft.) megerősítette (szóbeli közlés, 2015), hogy a „Felfedező-ágon” mért kezdeti légáramlás 12 órán belül kiegyenlítődt, leállt. A „Felfedező-ág” és a „Lépcsős-bejárat” közötti 17 méteres szintkülönbség kéményhatása jelentősebb helyi légkörczés kialakulását nem teszi lehetővé. Jelen állapotban a „Lépcsős-bejáraton” keresztül 10°C-os hőmérsékletkülönbség esetén 130 Nm³/h légforgalom mérhető, aminek csak elenyésző része áramlik át a „Felfedező-ágon”, 90%-a a „Fő-ágban” közlekedik, kevesebb mint 1 cm/s áramlási sebességgel. 1450 m-nél érezhető a felszint megközelítő felső járatok felé áramló intenzív légáramlat, ha azonban a két pont közötti útra számolunk, akkor kiderül, hogy a levegő ezt az utat több mint 40 óra alatt teszi meg és a közte lévő 2 méter vastag, átlagosan 2 tf% koncentrációjú, 12 000 m³ térfogatú, 470 kg tömegű szén-dioxid réteget 100 óra alatt szellőztetné át. Mindez akkor teljesülne, ha feltételezzük, hogy az átáramló levegő csak a járatszelvény alsó 2 méterét használja és a barlang légterébe további szén-dioxid nem jut be. Az eredmények azonban ezt megcáfolják, vagyis a felszabaduló szén-dioxid és az áramlási viszonyok meghaladják a jelenlegi térfogatáram által kifejtett szellőzés hatékonyságát, így a szén-dioxid koncentráció csökkenésében érezhető változás nem történik. Utolsó mérésünkre 2015 júniusában került sor, mely alkalmalmmal a felszínen tartósan rossz idő, hűvös, szeles, csapadékos időjárás volt tapasztalható. Ekkor, a felszín és a barlang közötti kis hőmérsékletkülönbségnek köszönhetően a „Felfedező-ágban” fóliával elszűkített szelvénnyen, mérőperem beiktatása mellett sem sikerült légforgalmat kimutatnunk. A barlang jelenlegi állapota tehát 2013 tavasza óta változatlan, melyet a 14. ábrán látható szén-dioxid diagramok is szemléltetnek.

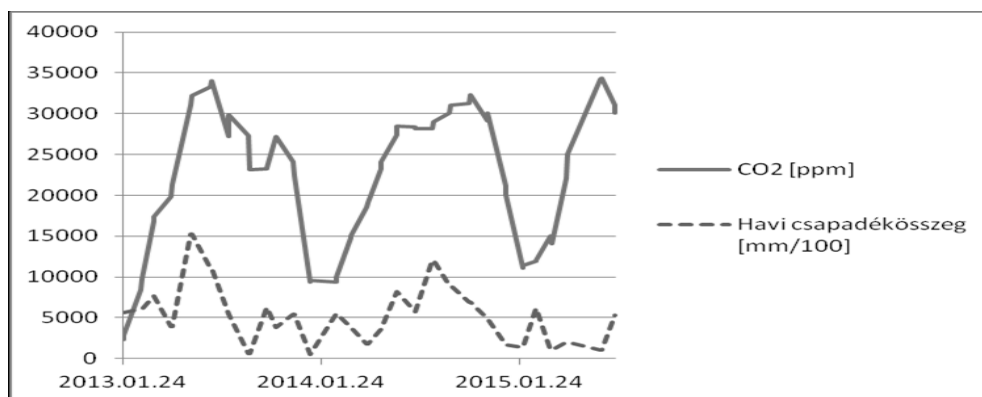
A barlangi CO2 koncentrációk évszakos változása 2 ponton regisztrálva, 3 éves időszakra kivetítve



14. ábra: A „Lépcsős-bejárat” közelében és a „Buzogánynál” rögzített szén-dioxid értékek egymással jól korrelálnak és évi menetük prognosztizálható.

Fig. 14. The "Step-entrance" near and recorded "Buzogány" carbon values correlate well with each other and projected annual procession.

Ismeretes, hogy a barlangokba beszivárgó vizek oldott szén-dioxid tartalma elsősorban a talajréteg mikrobiológiai aktivitásától függ, mely szoros összefüggést mutat a környezeti hőmérséklettel. Télen minimális a talaj mikrobiológiai aktivitása és a hóréteg alatt csekély a beszivárgás mennyisége (JAKUCS 1971). A felszíni csapadék havi összesített adatait a barlangi szén-dioxid koncentrációjának változásával összehasonlítva azt tapasztaljuk, hogy szoros korreláció mutatható ki a kettő között, vagyis az elmúlt 3 évben a szén-dioxid koncentráció elsősorban a lehullott csapadék és csak másodszorban a hőmérséklet-különbség mértékében változik, ami egy mindkét oldalon nyitott barlang esetében fordítottan lenne érvényes (15. ábra). 2013-óta télen $70 \text{ Nm}^3/\text{h}$, nyáron $130 \text{ Nm}^3/\text{h}$ a „Lépcsős-bejárat” denevér-röptető nyílásán átáramló levegő mennyisége, mely a fentiekben levezetett összefüggések miatt nem szállítja ki megfelelő mértékben a szén-dioxidot a barlangból. 1964 és 2013 között a levegő akadálytalanul áramolhatott a „Főágbán,” télen és nyáron $500 \text{ Nm}^3/\text{h}$ maximummal. Ezen értékek mellett is megfigyelhető volt évszakos változás, csak a hígulás mértéke volt lényegesen nagyobb, így a szén-dioxid koncentrációk kisebb határok között, lényegesen alacsonyabb amplitúdóval változtak.



15. ábra: A felszíni csapadék havi összesített értéke szoros összefüggést mutat a barlangi szén-dioxid (1520 méternél) koncentráció-változásával.

Fig. 15. The total amount of monthly rainfall is closely related to the surface of the cave of carbon dioxide (1,520 meters) concentration changes.

4. Összefoglalás

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

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

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

Boldogh Sándor (ANPI) tájékoztatott bennünket (szóbeli közlés, 2015), hogy a jelentősen megnövekedett szén-dioxid koncentráció és a „*Felfedező-ág*” elzáródásának következtében a barlang több pontján a denevér populáció egyedszáma a tizedére csökkent és a „*Felfedező-ágból*” 30 elpusztult egyed tetemét gyűjtötték be. Biztonsági okokból korlátozni kellett a barlang látogatását, ami évente több száz barlangászt és turistát érint. A barlang gyógytermei jelen állapotban teljesen alkalmatlanok mindenfajta hasznosításra, hiszen a korábban kimutatott gyógyhatású levegő nem tud áthatolni a víz alatt lévő szifonon a gyógytermekbe. A „*Zoltán-teremben*” 30 cm-es vízben kell járnunk, míg az „*MKBT-terem*” elzáródott a külvilágtól. A villamos berendezések teljes cserére szorulnak! Lelassult a cseppkőképződés folyamata, mivel a kőzetnyomás alól kikerülő telített oldat szén-dioxid leadó képessége is lecsökken, így az telítetlen oldatként tovább oldja a már kirakódott cseppkőképződményeket. Csepegővíz-kémiai vizsgálataink az oldatban maradó kalcium-ionok kb. 25%-os növekedését mutatják, mely nem válik ki a cseppkőképződés során. A lecsöppenéskor képződő aeroszol is jelentős szénsavat tartalmaz, így részt vesz a felgyorsult cseppkődegradációban, mely néhány évtized alatt a barlang képződményeinek visszaoldódásához vezet (hasonló jelenséget figyelhetünk meg az Esztarmosi Földvári Aladár barlangban).

Feltesszük a kérdést, hogy ha a jelenlegi állapotot vizsgáljuk, az vajon megegyezik az 1954 előtti állapottal? Válaszunkban határozottan állíthatjuk, hogy nem, mert a most mérhető barlangi szén-dioxid koncentráció megakadályozta volna a végponti kutatást.

Joggal kérdezhajjuk, hogy helyre áll vajon a barlang szellőzése műszaki beavatkozás (drain-cső behúzás, meder-mélyítés, vízelvezetés) nélkül? Mivel az állapot lassan 3 éve fenn áll, azt a határozott választ adhatjuk, hogy csak a műszaki beavatkozás segíthet a Béke-barlang klímájának helyreállításában.

Köszönetnyilvánítás

A barlangtérképek és hossz-szelvények rendelkezésre bocsátásáért szeretnénk köszönetet mondani Szunyogh Gábornak és Kisbán Juditnak, a vizsgálati eredmények feldolgozásában nyújtott segítségéért pedig Bukri Gergelynek és Gallasz Alexandrának. A vizsgálatok nem jöhettek volna létre Kiss Klaudia, Sztratiev Balázs, Leél-Őssy Zsolt és Stieber Bence aktív részvétele nélkül.

IRODALOM

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

**GRÁNITBARLANOK BEJÁRATI KÖRNYEZETÉNEK
LICHENOLÓGIAI, BRIOLÓGIAI ÉS PTERIDOLÓGIAI VIZSGÁ-
LATA A VELENCEI-HEGYSÉGBEN**

**LICHENOLOGICAL, BRYOLOGICAL AND PTERIDOLOGICAL
INVESTIGATION OF GRANITE CAVE ENTRANCES IN THE VE-
LENCE HILLS**

TARSOLY PÉTER

Óbudai Egyetem, Alba Regia Műszaki Kar, Geoinformatikai Intézet, 8000,
Székesfehérvár, Pirosalma u. 1-3., tarsoly.peter@amk.uni-obuda.hu

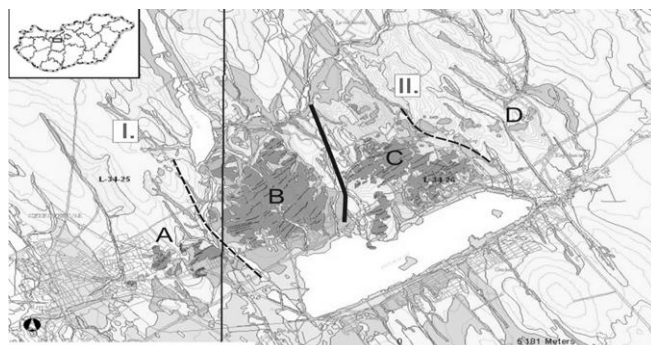
Abstract: This paper deals with the lichenological, bryological and pterydological investigation of granite caves in the Velence Hills. In the investigation I take into account altogether 22 granite caves in the area of the west-, and east-velencei region. The particular plant species belong to 14 species, 8 orders and 12 families. The 4 lichen species belong to the Lecanorales order, two species to the Parmeliaceae family, one species to the Rhizocarpaceae family and another to the Teloschistaceae family. The identified 8 mosses belong to 6 orders and 7 families. Four species belong to the Hypnales and Polytrichales orders, and one species to the Bartramiales, Dicranales, Grimmiiales and Pottiiales orders. Two species belong to the Polytrichaceae family, and one species to the Bartramiaceae, Dicranaceae, Grimmiaceae, Brachytheciaceae, Hypnaceae and Pottiaceae families. The identified two fern species belong to the Polypodiales order, one to the Aspleniaceae family and another to the Polypodiopsida family.

BEVEZETÉS

A Dunántúl középső részén, a Velencei-tó szomszédságában van Magyarország legkisebb, és egyik legöregebb középhegysége, a Velencei-hegység. Területe ~ 40 km², Székesfehérvár Öreghegyétől egészen Pázmándig nyúlik el ÉK – DNY-i csapásirányban. A vizsgálat munkaterülete a nyugat-velencei egységre és a kelet-velencei egységre terjedt ki (ÁDÁM 1993, HORVÁTH *et al.* 2004), amelyek jellemző alapköze a gránit (1. ábra).

A Velencei-hegység kistáj egy ópaleozoós kristályos tönkröghegység, karbon időszi gránitbatolit (ÁDÁM 1993). A többszörösen tönkösödött, gyengén tagolt középhegység geomorfológiai sajátosságai a gránit speciális lepusztulási formái és a kőzetminőségi különbözőségek következtében kialakult denudációs formák. A változó vastagságú málladéktakaróból kisebb-nagyobb csoportokat alkotó gránithátak, kőhalmok látszódnak ki. A kőhalmok lekerekített éllel és formákkal rendelkeznek, gyapjúszakokat és íngököveket alkotnak. Az egymással érintkező kőtömbök között járható

méretű üregeket is lehet találni, ezeket nevezzük gyapjúsákbarlangoknak. Morfológiai szempontból a gránit kibukkanások között még tömbközi álbarlangok fordulnak elő. A kutatás célja volt a gyapjúsákbarlangok és álbarlangok bejáratában található zuzmók, mohák és harasztok vizsgálata.



1. ábra A nyugat-, és kelet-velencei egység a Velencei-hegység kistájában (Forrás: www.mafi.hu),
 Jelmagyarázat: I – Nyugat-velencei-terület, II – Kelet-velencei-terület, A – Szekecsfehervári egység, B – Nyugat-velencei egység, C – Kelet-velencei egység, D – Nadap-pázmándi hegység
 Fig.1. The west-, and east-velencei region in the Velence Hills (Source: www.mafi.hu),
 Legend: I – West-Velence area, II – East-Velence area, A – Szekecsfehervar unit, B – West-Velence unit, C – East-Velence unit, D – Nadap-Pazmand mountain

Anyag és módszer

A nyugat-, és kelet-velencei egység területén összesen 22 darab gyapjúsákbarlang, gránit-álbarlang és barlangszerű objektum található. A vizsgálat során az üregeket földrajzi fekvés szerint csoportosítottam. Az eredmények megjelenítésekor igyekeztem az azonos földrajzi, edafikus és mikroklimatikus viszonyok között lévő üregek adatait együttesen kezelni, vizsgálni, és belőlük következtetéseket levonni. A vizsgálati területen található barlangokat és legfontosabb kataszteri adataikat az I. táblázat tartalmazza.

A növényfajok meghatározását terepen végeztem egy 6x nagyítású kézi nagyítóval. Engedélyköteles volta miatt gyűjtést nem végeztem, de hullott növényi részek esetében – amennyiben szükséges volt – laboratóriumi körülmények között további vizsgálatokat végeztem egy lengyel gyártmányú PZO fénymikroszkóppal 50-150x nagyítás mellett. A zuzmók, mohák és harasztok meghatározásához az alábbi szakirodalmi munkákat használtam: *ÁROKSZÁLLÁSY Z., BÁNHEGYI J., BOROS Á., GALLÉ L. (1968):* Növényhatározó I., Tankönyvkiadó Vállalat, Budapest, p. 626.; *KREMER B.P., MUHLE H. (2000):* Zuzmók, mohák, harasztok, Magyar Könyvklub,

Budapest, ISBN 963 548 784 3 / ISSN 1219-3178, p. 287; *LUETH M. (2004/2011): Bildatlaas der Moose, Freiburg, p. 818.*

I. táblázat

Table I.

*Gránitbarlangok és barlangszerű objektumok a nyugat-, és kelet-velencei egység területén
Granite caves in the area of the west-, and east-velencei region*

Név	Kőzet	Közigazgatási fekvés	Földrajzi fekvés	Kataszteri sorszám	B/BO ¹
Iker-kő-barlangja	gránitporfir	Pákozd	Pogány-kő	4510-505	BO
Gömb-kő-barlangja	gránitporfir	Pákozd	Pogány-kő	4510-503	BO
Oroszlán-kő-barlangja	gránitporfir	Pákozd	Pogány-kő	4510-511	BO
Rejtek-barlang	gránitporfir	Pákozd	Pogány-kő	4510-519	BO
Gomba-kő-barlangja	gránitporfir	Pákozd	Sár-hegy	4510-516	BO
Siklóbőrös-sziklaeresz	gránitporfir	Pátka	Király-berek	4510-532 v. 533	BO
Háromszájú-barlang	gránitporfir	Pákozd	Pandúr-kő	4510-504	BO
Osztott-barlang	gránitporfir	Pákozd	Pandúr-kő	4510-512	BO
Teraszos-barlang	gránitporfir	Pákozd	Pandúr-kő	4510-515	BO
Zsivány-barlang	gránitporfir	Pákozd	Pandúr-kő	4510-2	B
Kis-barlang	gránitporfir	Pákozd	Pandúr-kőtől ÉNY	4510-507	BO
Mohás-barlang	gránitporfir	Pákozd	Pandúr-kőtől ÉNY	4510-524	BO
Róka-lyuk-barlang	gránitporfir	Pákozd	Bodza-völgy	4510-520	BO
Cserkupacsos-barlang	gránitporfir	Pákozd	Bodza-völgy	4510-532 v. 4510-4	B
Szúnyogos-barlang	gránitporfir	Pákozd	Bodza-völgy	4510-523	BO
Bújdosó-barlang	gránitporfir	Pákozd	Bodza-völgy	4510-521	BO
Pókhálós-barlang	gránitporfir	Pákozd	Bodza-völgy	4510-522	BO
Likas-kő	kvarcit	Lovasberény	Meleg-hegy	4510-509	BO
Polák-hegyi-álbarlang	gránitporfir	Pákozd	Polák-hegy	4510-525	BO
Borjú-völgyi-álbarlang	gránitporfir	Sukoró	Borjú-völgy	4510-518	BO
Páfrányos-barlang	gránitporfir	Pákozd	Hurka-völgy	4510-528	BO
Kőrózsa-álbarlang	gránitporfir	Pákozd	Hurka-völgy	4510-529	BO

¹B= barlang, BO=barlangszerű objektum

A terepi jegyzőkönyvekben csak a biztosan azonosítható fajok kerültek feltüntetésre. A bizonytalanul azonosítható vagy nem azonosítható fajokat a jegyzőkönyvek nem tartalmazzák, ezért a bejáratok környezetében további, eddig nem azonosított fajok előfordulása valószínűsíthető. A fajok

rendszerinti besorolását rend és család szerint az ITIS (Integrated Taxonomic Information System, 2014) alapján végeztem. A vizsgálatokat összesen hét terepi napon végeztem 2013-ban és 2014-ben (2013.08.02., 2013.08.07., 2013.08.14., 2014.02.01., 2014.02.22., 2014.06.07., 2014.06.08.).

A vizsgálatok eredményei

A meghatározott növényfajok összesen 14 fajhoz, 8 rendbe és 12 családba tartoznak. A II. táblázat mutatja be a meghatározott zuzmófajokat. A meghatározott 4 faj mindegyike a *Lecanorales* rendbe tartozik, két faj a *Parmeliaceae* családba, egy-egy faj pedig a *Rhizocarpaceae* és a *Teloschistaceae* családokba.

II. táblázat
Table II.

A vizsgálatok során meghatározott zuzmófajok
The lichen species identified in the course of the examination.

	Faj	Rend	Család
1	<i>Hypogymnia physodes</i> (L.) Nyl.	Lecanorales	Parmeliaceae
2	<i>Parmelia saxatilis</i> (L.) Ach.	Lecanorales	Parmeliaceae
3	<i>Rhizocarpon geographicum</i> (L.) DC.	Lecanorales	Rhizocarpaceae
4	<i>Xanthoria parietina</i> (L.) Beltr.	Lecanorales	Teloschistaceae

A III. táblázat mutatja be a meghatározott mohafajokat. A meghatározott 8 mohafaj 6 rendbe és 7 családba tartozik. Két-két faj képviseli a *Hypnales* és *Polytrichales* rendeket, és egy-egy faj a *Bartramiales*, *Dicranales*, *Grimmiales* és *Pottiales* rendeket. Két faj képviseli a *Polytrichaceae* családot és egy-egy faj a *Bartramiaceae*, *Dicranaceae*, *Grimmiaceae*, *Brachytheriaceae*, *Hypnaceae* és *Pottiaceae* családokat.

III. táblázat
Table III.

A vizsgálat során meghatározott mohafajok
The moss species identified in the course of the examination.

	Faj	Rend	Család
1	<i>Bartramia pomiformis</i> Hedw.	Bartramiales	Bartramiaceae
2	<i>Dicranella heteromalla</i> (Hedw.) Schimp.	Dicranales	Dicranaceae
3	<i>Grimmia campestris</i> Burchell ex Hooker	Grimmiales	Grimmiaceae
4	<i>Homalothecium sericeum</i> (Hedw.) Bruch, Schimp. & W.Gümbel	Hypnales	Brachytheriaceae
5	<i>Hypnum cupressiforme</i> Hedw.	Hypnales	Hypnaceae
6	<i>Polytrichum formosum</i> Hedw.	Polytrichales	Polytrichaceae
7	<i>Polytrichum juniperinum</i> Hedw.	Polytrichales	Polytrichaceae
8	<i>Tortula ruralis</i> (Hedw.) Gartn. Meyer & Schreb.S.L.	Pottiales	Pottiaceae

A IV. táblázat mutatja be a meghatározott harasztfajokat. A meghatározott 2 harasztfaj egy rendbe (*Polypodiales*) és 2 családba (*Aspleniaceae*, *Polypodiopsida*) tartozik.

IV. táblázat
Table IV.

A vizsgálat során meghatározott harasztfajok
The fern species identified in the course of the examination.

	Faj	Rend	Család
1	<i>Asplenium septentrionale</i> (L.) Hoffm.	Polypodiales	Aspleniaceae
2	<i>Polypodium vulgare</i> L.	Polypodiales	Polypodiopsida

V. táblázat
Table V.

Zuzmók, mohák és harasztok a Pogány-kő, Sár-hegy és Király-berek barlangjainál
Lichens, mosses and ferns by the caves of the Pagan-stone, Mud-hill and King-grove

	Iker-kő barlangja	Gömb-kő barlangja	Oroszlán-kő barlangja	Rejtek-barlang	Gomba-kő barlangja	Siklóbőrös-sziklaeresz	
Xanthoria parietina							Grimmia campestris
Rhizocarpon geographicum							Tortula ruralis
Hypogymnia physodes							Hypnum cupressiforme
Parmelia saxatilis							Asplenium septentrionale
Homalothecium sericeum							
Jelmagyarázat:	Zuzmó	Moha	Haraszt				

Az V-VIII. táblázatok mutatják be az egyes barlangok és növényfajok összefüggéseit földrajzi fekvésenként. Minden táblázatban felül a barlangok nevei olvashatók, bal és jobb oldalon pedig a növényfajok megnevezései növénytorzsek szerinti különböző sötét árnyalatokat alkalmazva. Minden barlang neve alatt kettős osztású cella látható, amelynek bal oldali részébe világosabb jelölőnégyzet, jobb oldali részébe sötétebb színű jelölő-

négyzet került attól függően, hogy a bal vagy jobb oldali növényfaj listából sikerült a bejárat közelében fajt azonosítani.

Az V. táblázat mutatja be a meghatározott zuzmókat, mohákat és harasztokat a Pogány-kő, Sár-hegy és Király-berek barlangjainál. Zuzmók közül a leggyakrabban előforduló fajok a *Xanthoria parietina* és a *Rhizocarpon geographicum*, de több barlangnál előfordulnak a *Parmelia saxatilis* és a *Hypogymna physodes* is. Mohák közül a leggyakoribb faj a *Grimmia campestris*, de több barlangnál előfordulnak a *Tortula ruralis*, a *Homalothecium sericeum* és a *Hypnum cupressiforme* is. Harasztok közül az *Asplenium septentrionale* csak az Oroszlán-kő barlangjánál és a Rejtekek-barlangnál található meg.

VI. táblázat
Table VI.

Zuzmók, mohák és harasztok a Pandúr-kő barlangjainál
Lichens, mosses and ferns by the caves of the Pandour-stone

	Háromszáju-barlang	Osztott-barlang	Teraszos-barlang	Zsvány-barlang	Kis-barlang	Mohás-barlang	
Xanthoria parietina	■	■	■	■	■	■	Grimmia campestris
Rhizocarpon geographicum	■	■	■	■	■	■	Hypnum cupressiforme
Hypogymnia physodes	■	■	■	■	■	■	Polytrichum juniperinum
Tortula ruralis	■	■	■	■	■	■	Dicranella heteromalla
Homalothecium sericeum	■	■	■	■	■	■	
Jelmagyarázat:	Zuzmó	Moha	Haraszt				

A VI. táblázat mutatja be a meghatározott zuzmókat, mohákat és harasztokat a Pandúr-kő barlangjainál. Zuzmók közül a leggyakrabban előforduló fajok a *Xanthoria parietina* és a *Rhizocarpon geographicum*, ritkán

előforduló faj a *Hypogymnia physodes*. Mohák közül a leggyakrabban előforduló faj a *Grimmia campestris*, kevésbé gyakran előforduló fajok a *Tortula ruralis* és a *Homalothecium sericeum*, ritkán előforduló fajok a *Hypnum cupressiforme*, a *Polytrichum juniperinum* és a *Dicranella heteromalla*. Haraszt fajok a Pandúr-kő barlangjainak bejárati környezetében nem találhatók.

A VII. táblázat mutatja be a meghatározott mohákat és harasztokat a Bodza-völgy barlangjainál. Zuzmó fajokat nem sikerült fellelni a bejáratok közvetlen környezetében. Mohák közül a leggyakoribb faj a *Hypnum cupressiforme*, ritkán előforduló fajok a *Tortula ruralis*, *Bartramia pomiformis*, *Grimmia campestris* és a *Polytrichum formosum*. Haraszt fajok közül a *Polypodium vulgare* három barlang bejárati környezetében található meg.

VII. táblázat
Table VII

Mohák és harasztok a Bodza-völgy barlangjainál
Lichens, mosses and ferns by the caves of the Elder-valley

	Róka-lyuk barlang	Cserkupasos-barlang	Szűnyogos-barlang	Bujdosó-barlang	Pókhálós-barlang	
<i>Tortula ruralis</i>						<i>Polytrichum formosum</i>
<i>Hypnum cupressiforme</i>						<i>Grimmia campestris</i>
<i>Bartramia pomiformis</i>						<i>Polypodium vulgare</i>
Jelmagyarázat:	Moha	Haraszt				

A VIII. táblázat mutatja be a meghatározott zuzmókat, mohákat és harasztokat a Hurka-völgy, Borjú-völgy, Meleg-hegy és Polák-hegy barlangjainál. A leggyakrabban előforduló zuzmófajok a *Xanthoria parietina* és a *Rhizocarpon geographicum*, ritkán előforduló faj a *Parmelia saxatilis*. Mohafajok közül a leggyakoribb a *Hypnum cupressiforme*, ritkábban fordulnak elő a *Homalothecium sericeum* és a *Grimmia campestris*. Harasztfajok közül a *Polypodium vulgare* és az *Asplenium septentrionale* megtalálható egy-egy barlang bejárati környezetében.

VIII. táblázat
Table VIII.

Zuzmók, mohák és harasztok a Hurka-völgy, Borjú-völgy, Meleg-hegy és Polák-hegy barlangjainál
Lichens, mosses and ferns by the caves of the Calf-valley, Warm Hill and Polak Hill

	Likas-kő		Polák-hegyi- álbarlang		Borjú-völgyi- álbarlang		Páfrányos-barlang	Kőrözsa-álbarlang	
Xanthoria parietina									Hypnum cupressiforme
Rhizocarpon geographicum									Grimmia campestris
Parmelia saxatilis									Asplenium septentrionale
Homalothecium sericeum									Polypodium vulgare
Jelmagyarázat:	Zuzmó	Moha	Haraszt						

Összefoglalás

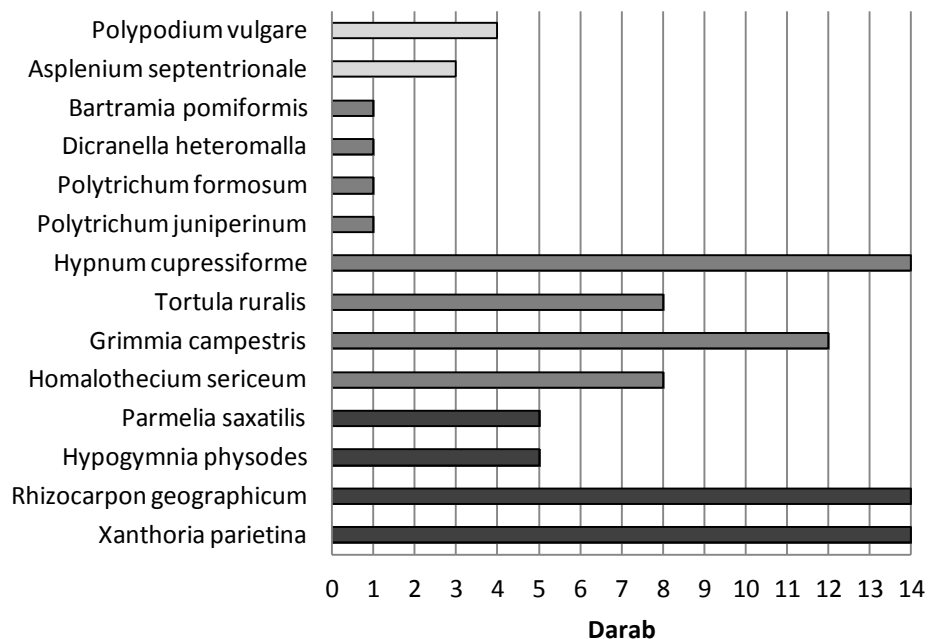
A nyugat-, és kelet-velencei egység területén összesen 22 darab gyapjúsákbarlang, gránit-álbarlang és barlangszerű objektum bejárati környezete került vizsgálatra zuzmók, mohák, harasztok tekintetében. A meghatározott növényfajok összesen 14 fajhoz, 8 rendbe és 12 családba tartoznak. A meghatározott növényfajok 29 %-a zuzmó, 57%-a moha, 14%-a haraszt.

A meghatározott 4 zuzmófaj mindegyike a *Lecanorales* rendbe tartozik, két faj a *Parmeliaceae* családba, egy-egy faj pedig a *Rhizocarpaceae* és a *Teloschistaceae* családokba.

A meghatározott 8 mohafaj 6 rendbe és 7 családba tartozik. Két-két faj képviseli a *Hypnales* és *Polytrichales* rendeket, és egy-egy faj a *Bartramiaceae*, *Dicranaceae*, *Grimmiaceae* és *Pottiaceae* rendeket. Két faj képviseli a *Polytrichaceae* családot és egy-egy faj a *Bartramiaceae*, *Dicranaceae*, *Grimmiaceae*, *Brachytheciaceae*, *Hypnaceae* és *Pottiaceae* családokat.

A meghatározott 2 harasztfaj egy rendbe (*Polypodiales*) és 2 családba (*Aspleniaceae*, *Polypodiopsida*) tartozik.

A leggyakrabban előforduló zuzmófajok a *Xanthoria parietina* és a *Rhizocarpon geographicum*, amelyek a barlangok 64%-nál fordulnak elő (2. ábra). A további két zuzmófaj – *Hypogymnia physodes* és *Parmelia saxatilis* – a barlangoknak mindössze 23%-nál találhatók meg. Mohák közül a két leggyakoribb faj a *Hypnum cupressiforme* és a *Grimmia campestris*, amelyek a barlangok 64%-nál és 55%-nál fordulnak elő. A barlangok 36%-nál találhatók meg a *Homalothecium sericeum* és a *Tortula ruralis*. Mindössze egy-egy barlangnál (5%) találhatók meg a *Polytrichum juniperinum*, *Polytrichum formosum*, *Dicranella heteromalla* és a *Bartramia pomiformis*. Harasztok közül a barlangok 18%-nál fordul elő a *Polypodium vulgare*, és 14%-nál az *Asplenium septentrionale*.



2. ábra Zuzmók, mohák és harasztok gyakorisága a Velencei-hegység gránitbarlangjainál
Fig.2. The rate of lichens, mosses and ferns by the granite caves of the Velence Hills

IRODALOM

- ÁDÁM L. (1993): A Velencei-hegység fejlődéstörténete és felszínalaktana – Földrajzi Értesítő XLII. (1-4) pp. 99-110
 ÁROKSZÁLLÁSY Z. – BÁNHEGYI J. – BOROS Á. – GALLÉ L. (1968): Növényhatározó I. – Tankönyvkiadó Vállalat, Budapest, 626 p.

BORHIDI A.(2003): Magyarország növénytársulásai – Akadémiai Kiadó, Budapest, 610 p.

HORVÁTH I. – DARIDÁNÉ TICHY M. – DUDKO A. – GYALOG L. – ÓDÓR L., (szerk) – GYALOG L. – HORVÁTH I. (2004): A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana, Magyarázó a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25 000) és a Balatonfő-Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000) – MÁFI, Magyarország tájegységi térképsorozata, Budapest, 316 p.

KREMER B.P. – MUHLE H. (2000): Zuzmók, mohák, harasztok – Magyar Könyvklub, Budapest, ISBN 963 548 784 3 / ISSN 1219-3178, 287 p.

LUETH M. (2004/2011): Bildatlaas der Moose – Freiburg, 818 p.

**A PÁKOZDVÁR ÉS A BÁRCAHÁZI-BARLANG
KAPCSOLATÁNAK ELEMZÉSE**

**INVESTIGATION OF THE RELATIONSHIP BETWEEN
THE PAKOZD-FORT AND THE BARCAHAZI-CAVE**

TARSOLY PÉTER

Óbudai Egyetem, Alba Regia Műszaki Kar, Geoinformatikai Intézet, 8000,
Székesfehérvár, Pirosalma u. 1-3., tarsoly.peter@amk.uni-obuda.hu

Abstract: This paper deals with the analysis of the relationship between the Bárcaházi-cave (Velencei-mountain) and the Fort Pákozd, which was built in the bronze age, in the vatyai-koszider culture. Using DGPS and total station measured data, the 3D modelling of the surface of the fort and the cave, the results showed that there was no relationship between the two features. The cave could not be the rescue way of the fort. The distance between them is much than two meters, and neither on the surface, nor in the cave could see a sign, which could mean a former connection.

Bevezetés

Az emberiség legnagyobb és egyben legizgalmasabb kalandja maga az emberré válás folyamata volt. Hogy pontosan mikor kezdődött ez a folyamat azt nem tudjuk behatárolni minden kétséget kizáróan, de a fejlődés nem volt lineáris, sok mellékág és zsákutca leküzdése vezetett a ma ismert emberig, a Homo sapiens sapiens-ig. Az őskor végén, a fémek megmunkálhatóságának és hasznosításának felismerésével az ember és társadalom rohamos fejlődésnek indult. A kezdeti rézkort hamarosan leváltotta a bronzkor, mert az emberek rájöttek, hogy a réz és ón ötvözetéből nyert bronz sokkal ellenállóbb és sokoldalúbban használható anyag. Ekkor már az emberek letelepülve éltek, földműveléssel is foglalkoztak és társadalmuk jól szervezett alapon működött, készen arra, hogy összehangolt stratégia alapján védje meg magát a külső világ fenyegetéseivel és támadásaival szemben.

A régészek által a bronzkor vatyai-koszider kultúrájának nevezett szakaszában, mintegy 3500-4000 évvel ezelőtt a Velencei-hegységben Pákozd határában állt a Dunántúl talán legnagyobb földvára, a Pákozdvár (HORVÁTH 2004). A vár három részből állt: a Bodza-völgy és a Hurka-völgy találkozásától északkeletre volt a Nagyvár; a Nagyvártól egy árokkel elválasztva szintén északkelet felé feküdt a fennsík felől kettős sánccal védett Kisvár, és még ettől is északabbra volt az urnatemető (MAROSI 1925,

HOLÉNYI 1969, *HORVÁTH et al.* 2004, *TEREI et al.* 2011). A Kisvár déli sáncának közelében nyílik a Bárcaházi-barlang nevű mesterséges üreg bejárata (szinonima-nevek még: Pákozvári-barlang, Pákozdvári-földodú, Báracházi-barlang, Barcaházi-barlang). Fekvését tekintve Pákozdi közigazgatási területéhez tartozik, az Országos Barlangnyilvántartásban a 4510-501-es kataszteri sorszámom szerepel. Óhatatlanul felmerül a kérdés, vajon a barlang kapcsolatban volt-e a várral?

Híres barlangi-ősemberkutatóink megállapítása szerint – mint amilyen Kadić Ottokár vagy Vértes László voltak – a bronzkor emberének emlékei és maradványai csak elvétve fordulnak elő barlangokban, hiszen ebben a korban az ember már nem barlangokban élt, és nem használta a barlangokat, mint kultikus helyeket (*JAKUCS – KESSLER* 1962).

A Bárcaházi-barlang részletes kutatását Kocsis Antal gyógyszerész, székesfehérvári természetjáró, barlangkutató végezte el 1970-ben. Kocsis az általa mélyített próbagödörben, a lejárattól kb. 10 méterre az ismert pákozdvári ásatásokéhoz (Marosi Arnold nevéhez köthető az 1920-as évek végén) hasonló mázatlan cserepeket talált (*KOCSIS* 1970). Ez a rendkívül érdekes lelet valószínűsíti, hogy a barlang a bronzkori földvárral azonos korú, tehát nem a tatár és török dúlások idején, a kuruc korban vagy még később, betyárbarlangként létesítették, mint azt régebben hitték (ez sem elképzelhetetlen, hiszen a hegység északi részén lévő Ördögházat is zsványok lakták). Ugyancsak érdekes kutatásának másik megállapítása: a főág folytatása alaprajzilag metszi a felszínen lévő bronzkori sáncokat, és a metszés helyén a sánc mélyebben behorpadt (*KOCSIS* 1970). E megfigyelésekből arra lehet következtetni, hogy a barlang, amely a hegy meredek, nehezen megközelíthető oldalán vezetett ki, esetleg a földvár menekülésre, átcsoportosításra használt védőberendezése lehetett.

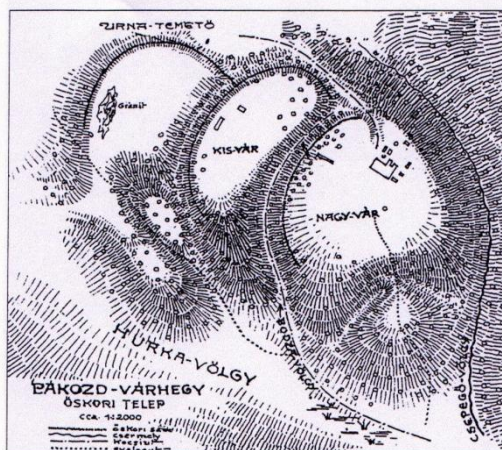
Helytállóak-e Kocsis megfigyelései? Felmérése szerint ugyanis a barlang főága kb. 16 méter, a három, már kúszva is alig járható mellékág összes hossza alig 20 méter (azaz a barlang összhosszúsága kb. 36 méter), a többi mellékág pedig nem járható. Ezzel szemben a barlang ma ismert hossza 60.3 méter (2012-ben mérte a Jantsky Béla Barlangtérképészeti és Barlangvédelmi Szakkör), amelyből kb. 20 méter jut a főágra és további 40 méter a barlang összesen öt mellékágára, amiből kettő továbbra sem járható. A történelmi források a kérdés megválaszolásában semmit nem segítenek, ugyanis a Bárcaházi-barlangot írásban először csak 1925-ben említik meg Marosi Arnold régész ásatásaival összefüggésben. Ebből a korból származik egy névbeli keveredés is, mert egy 1926-os közlemény azt írja, hogy ásatásokat végeznek a Pákozdvári-barlangnál, amelyeket Kadić Ottokár is megtekintett (*TURISTÁK LAPJA* 1926). Valójában Kadić a Bárcaházi-barlang

(Vértes) ásatását tekintette meg és a Pákozdvári-barlangban komolyabb ásatás soha nem volt. Marosi ugyanis a Pákozdvár területén ásatott, és annak is csak a Nagyvár része lett komolyabban átkutatva.

Összefoglalva tehát van-e valamilyen kapcsolat a Pákozdvár és a Bárcaházi-barlang között? Ha van, hogyan lehetne ezt a kapcsolatot jellemezni? Lehetett-e a barlang valóban a vár menekülő útvonala? A sánc berogyását egyszerű omlás is okozhatta, egyáltalán megközelíti-e a barlang járata annyira a felszínt, hogy ésszerűen kapcsolat lehetett volna a kettő között? Készíthette-e a barlangoktól idegenkedő bronzkori ember egy jelentéktelen természetes üreg kitágításával a ma ismert hosszúságú üreget? Egyáltalán mikor keletkezhetett a barlang? Az igaz, hogy Kocsis Antal a próbaásatás során bronzkori cserepeket talált a barlangban és 2012-ben a Jantsky Béla Barlangtérképészeti és Barlangvédelmi Szakkör tagjai a barlang feltérképezése során ugyancsak találtak mázas és mázatlan cserépdarabokat, de ez még nem bizonyítja kétséget kizáróan a barlang bronzkori eredetét. Ettől még a barlang keletkezhetett korábban, de akár később is.

A rendelkezésre álló térképanyag elemzése

A Pákozdvár első térképét Philip Zoltán készítette Marosi Arnold régészeti kutatási helyszínének a bemutatásához 1930-ban (1. ábra). A térkép tájolási hibákkal is rendelkezik, valamint a feltüntetett földrajzi objektumok sem fedik a valóságot teljes mértékben.

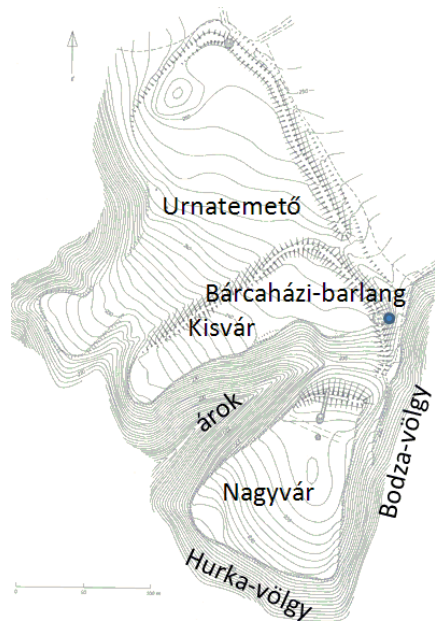


1. ábra Philip Zoltán Pákozdvárat ábrázoló rajza 1930-ból
Fig.1. The map of the Fort Pakozd, made by Zoltan Philip in 1930

A térkép szerint a Nagyvár a Csöpögő-völgy és a Bodza-völgy között helyezkedik el, a Kisvárat ettől a Bodza-völgy választja el, majd a Kis-

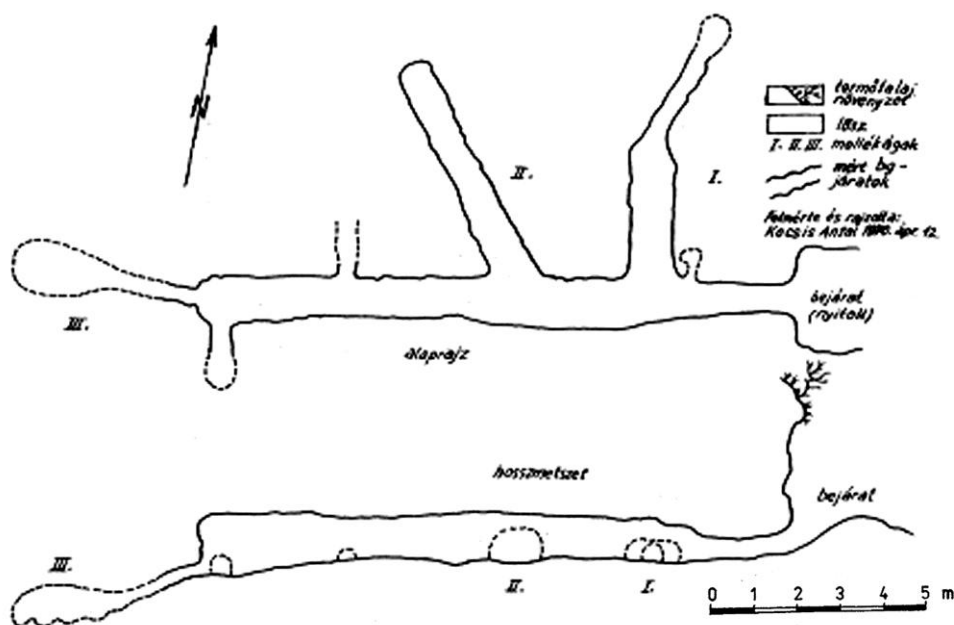
vártól északra található az urnatemető, amelynek az északi végében egy jellegzetesen kiemelkedő gránitszikla található. A szerkesztő talán itt a Meleg-hegyi Likas-követ akarta feltüntetni, ez azonban több mint 2 kilométerre fekszik a Pákozdvártól, valójában az urnatemető területén nem található a környezetéből ilyen jellegzetesen kiemelkedő sziklaformáció. A völgyek elhelyezkedése a térképen tájolás tekintetében többé-kevésbé helyes, azonban a vár alkotóelemei el vannak fordulva hibásan az óramutató járásával ellentétesen $\sim 90^\circ$ -al, ráadásul földrajzi elhelyezkedésük sem ilyen.

Helyesen mutatja be a várat és annak topográfiai környezetét Terei György térképe (TEREI *et al.* 2011), amelyet egy 2002-es, Nováki Gyulával közösen végzett terepi felmérés alapján szerkesztett (2. ábra). A Nagyvár a Hurka-völgy és a Bodza-völgy kiszögellésében található, ettől északra egy árokkal elválasztva található a Kisvár. A Kisvár északkeleti oldalán nyílik a Bárcaházi-barlang bejárata. A Kisvártól északra található az urnatemető, amelynek területén nem található kiemelkedő sziklaalakzat. Az urnatemetőt és a Kisvárat észak felől sáncok védik, a Nagyvárat egy árok és egy sánc védi a Kisvár irányából. A Nagyvár és Kisvár természetes védelmi vonala dél és kelet felől a Hurka-völgy és a Bodza-völgy.

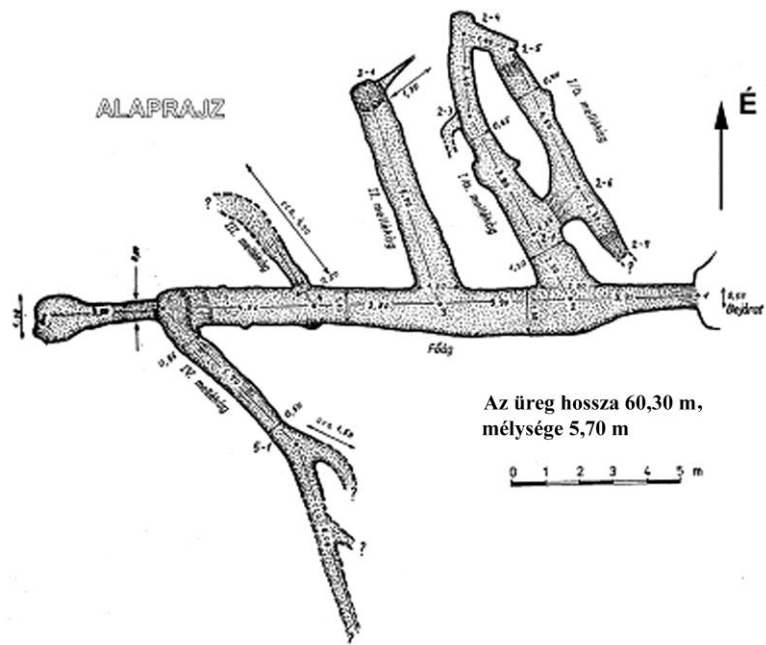


2. ábra Terei György térképe a Pákozdvárról 2002-ből (Terei *et al.* 2011)
Fig.2. The map of the Fort Pakozd, made by György Terei in 2002

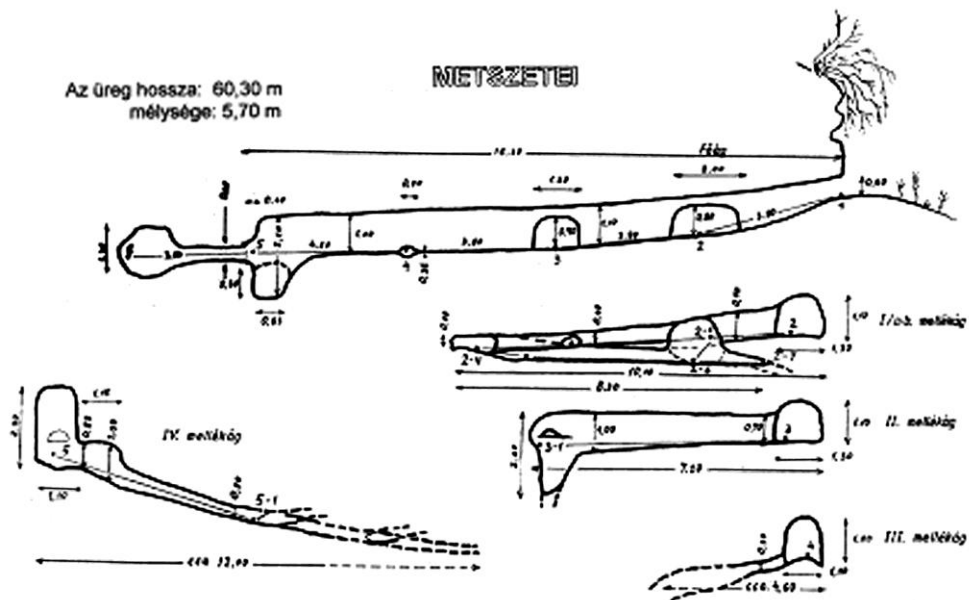
A Bárcaházi-barlang térképét először 1970-ben Kocsis Antal rajzolta meg (3. ábra). Térképe 1:100-as méretarányban egy kézzel készített rajz, amely csak elnagyolva mutatja be az üreg mellékágait és a főág folytatását, amelyet a térkép III-as számmal jelöl. A mellékágak számozása nem teljes és nem következetes, a barlang ma ismert méretei ennél nagyobbak. A következő felmérést a Vulkánszpeleológiai Kollektíva készítette 1994-ben, majd 2012-ben a Jantsky Béla Barlangtérképészeti és Barlangvédelmi Szakcsoport mérte újra. A felméréshez hagyományos eszközöket használtunk fel (mérőszalag, tájoló, lejtmérő), a barlang bejáratának koordinátáit egy EGNOS-korrekciók vételére alkalmas DGPS-vevővel határoztuk meg valós időben. A felmérés során a főág végén sikerült további 3.5 métert továbbhaladni egy kis fülkébe, így az üreg hossza 60.3 méterre növekedett. A barlangról hagyományos térképi munkarészeket (alaprész, hosszmetesz és keresztmetesz) és térmodellt is készítettünk (4-6. ábrák).



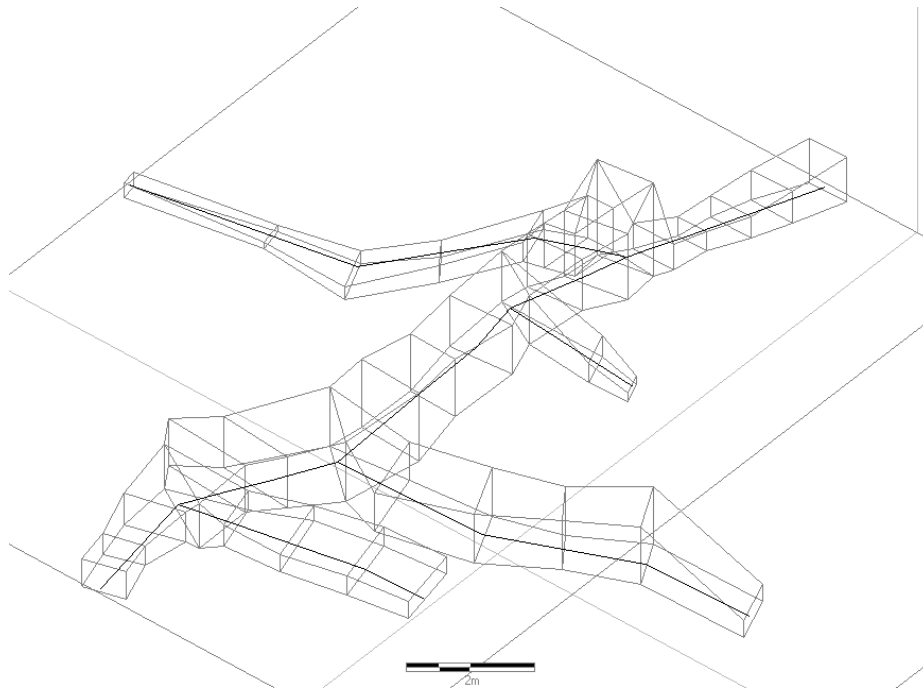
3. ábra Kocsis Antal 1970-ben rajzolt térképe
 Fig.3. The map of the Bárcaházi-cave, made by Antal Kocsis in 1970



4. ábra A Bárcaházi-barlang alaprajza a 2012-es felmérés alapján
 Fig.4. The ground-plan of the Bárcaházi-cave, made in 2012



5. ábra A Bárcaházi-barlang metszetei a 2012-es felmérés alapján
 Fig.5. The cross-sections of the Bárcaházi-cave, made in 2012



6. ábra A barlang térmodellje a Polygon v. 2 szoftverrel készítve
Fig.6. The 3D-model of the Bárcaházi-cave, made by the Polygon v. 2 software

A Kisvár területének domborzatmodellézése

A Bárcaházi-barlang és a vár kapcsolatának elemzéséhez szükséges volt elkészíteni a Kisvár digitális domborzatmodelljét. A terepi felmérést egy *DigiTerra Explorer* terepi adatgyűjtő szoftverrel vezérelt *Ashtech GPS* vevővel végeztem EGNOS-korrekciók vétele mellett távolság intervallum szerinti (1 méter) adatrögzítéssel. Az alappontok mérését 30 epochás méréssel végeztem, minden alapponton különböző műhold konfiguráció mellett 2-3 alkalommal visszatérve és az eredményeket átlagolva. Kutatásaim igazolták, hogy a CMAS-módszer alapján minősítve 90%-os valószínűségi szinten egy epocha eredményét tárolva az abszolút pontosság vízszintes értelemben jobb, mint 2.8 méter, és 39%-os valószínűségi szinten jobb, mint 1.2 méter EGNOS-korrekciók vétele mellett (*TARSOLY* 2013). Magassági értelemben, geoid modell használata nélkül az abszolút pontosság 90%-os valószínűségi szinten jobb, mint 5.1 méter, és 39%-os valószínűségi szinten jobb, mint 2.4 méter. A fenti módszerrel történő alappontok meghatározása esetén a hibaterjedés törvényét felhasználva a vízszintes pontosság 90%-os valószínűségi szinten jobb, mint 1.6 méter, és 39%-os valószínűségi szinten jobb, mint 75 centiméter. Magassági értelemben, geoid modell használata nélkül a pontos-

ság 90%-os valószínűségi szinten jobb, mint 2.9 méter, és 39%-os valószínűségi szinten jobb, mint 1.4 méter.

Azokon a helyeken, ahol nem volt lehetőség a fedettség miatt a műholdak jelvételezésére, illetve a déli oldalon lévő régészeti feltárásnál, a barlang feletti sáncon és a környezetében lévő régészeti feltárások esetében kiegészítő méréseket végeztem egy *Sokkia SET 630RK* jelű mérőállomással, hagyományos poláris pontmeghatározással, utófeldolgozással. Mivel az erdőben tájékozódó pontokat nem találtam, ezért a mágneses északi irányt vettem adottnak, melyet egy csőbusszola segítségével jelöltem ki. A csőbusszola megbízhatósága 3-5' közé tehető. Mérlegelve, hogy a mérőállomással mért egyes részletpontokra 10 cm-es helyzeti pontosságot vártunk el, és a poláris irányok hossza a növényzet miatt maximum 50 méter volt, a lineáris eltérések a csőbusszola irányba állási hibájából következően a mágneses azimut és irányszög különbségének esetére az *I. táblázatban* látható módon alakultak.

I. táblázat
Table I.

A mágneses azimut és az irányszög eltérése a csőbusszola hibája miatt
The distinction between the magnetic azimuth and the bearing because of the mistake of the busssole

	3'	4'	5'
10 m	0.8 cm	1.2 cm	1.5 cm
20 m	1.7 cm	2.3 cm	2.9 cm
30 m	2.6 cm	3.5 cm	4.4 cm
40 m	3.5 cm	4.7 cm	5.8 cm
50 m	4.4 cm	5.8 cm	7.3 cm

A DGPS-EGNOS technológiával meghatározott részletpontok pontossága ideális esetben szubméteres. A mérőállomáson használt csőbusszola pontatlanságából fellépő hiba hatása 50 méteren maximálisan 7.3 cm (5' északba állási hibát feltételezve), így lényegesen jobb, mint a DGPS-vevővel meghatározott pontok pontossága, tehát a csőbusszola használata megengedhető közelítést jelentett.

A mérőállomással mért adatokat a *GeoCalc 3.5* szoftverrel dolgoztam fel, a domborzatmodell elkészítéséhez a *Surfer8* és a *DigiTerra Map 3.6* szoftver használtam. A felületmodell elkészítéséhez öt interpolációs módszert vizsgáltam meg: a távolság négyzetével fordított arányú súlyozást (T), a krieging interpolációs módszert (K), a háromszög interpolációt (H), a minimum görbület módszerét (M), és a természetes szomszéd (SZ) módszerét. A különböző módszerek összehasonlítását a *II. táblázatban* végeztem el. A minimális és maximális magasság értékek, továbbá a terjedelem, szórás és Z-átlag vizsgálata egyértelműen kizárja a minimum görbület módszerét.

II. táblázat
Table II.

A különböző interpolációs módszerek összehasonlítása
The comparison of the different interpolation methods

Módszer	Z-min [m]	Z-max [m]	Terjedelem [m]	Z-átlag [m]	Szórás [m]
T	237.37	265.94	28.57	252.68	3.85
K	236.01	268.66	32.65	253.73	4.58
H	236.22	267.45	31.23	252.46	4.36
M	225.65	277.40	51.75	251.75	8.30
SZ	236.34	267.41	31.07	252.39	4.36

A további négy interpolációs módszert összehasonlítva a minimális, maximális és átlagos magasság értékek jó egyezést mutatnak, továbbá a terjedelem értékei sem különböznek egymástól lényegesen. A szórás értékeket összehasonlítva a távolság négyzetével fordított arányú súlyozást tekinthetjük a legjobb megoldásnak, valamivel rosszabb, de egyaránt alkalmazható megoldást jelentenek a krieging, a háromszög interpoláció és a természetes szomszéd interpolációs megoldása.

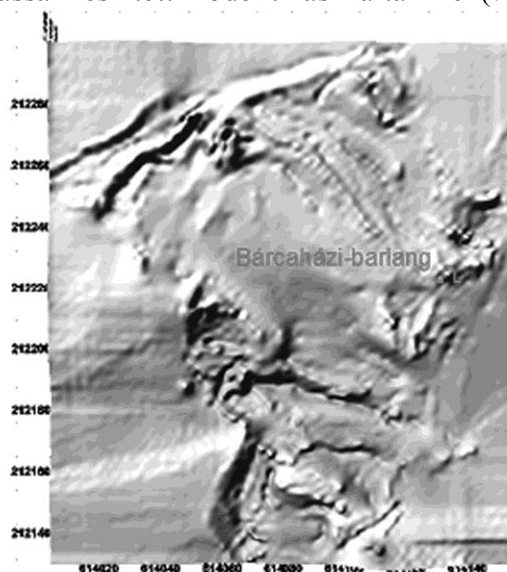
III. táblázat
Table III.

A különböző interpolációs megoldások különbségéből számított modellek összehasonlítása
The comparison of the different distinction-models, using different interpolation methods

Módszer	Z-min [m]	Z-max [m]	Terjedelem [m]	Z-átlag [m]	Szórás [m]
H-K	-8.42	5.62	14.04	-0.11	1.10
H-M	-6.63	10.85	17.48	0.15	1.66
H-SZ	-3.69	4.98	8.67	0.02	0.33
T-H	-7.67	6.01	13.68	-0.08	1.24
T-K	-9.48	6.57	16.05	-1.04	2.29
T-M	-22.92	31.20	54.12	0.93	6.55
T-SZ	-6.67	5.49	12.16	-0.04	1.08
K-M	-24.41	33.84	58.25	1.97	7.18
K-SZ	-4.73	8.07	12.80	0.13	0.96
M-SZ	-10.36	7.27	17.63	-0.09	1.46

A III. táblázatban az egyes interpolációs megoldásokkal kapott felületmodellek különbségmodelljeit hasonlítottam össze. A III. táblázatban lévő mutatószámokat összehasonlítva megerősíthetjük a II. táblázat értékei alapján levont következtetéseket. A Z-átlag és a szórás értékek összevetéséből kitűnik, hogy a legjobban egyező megoldást a háromszög módszer és a természetes szomszéd módszere mutatja. Ezekkel egyenrangú megoldásnak lehet tekinteni a távolság négyzetével fordított arányú súlyozást, és a legrosszabb egyezést a többi módszerrel a krieging módszere mutatja. A minimum görbület módszerével kapott felületmodell egyértelműen nem jelent jó megoldást. Összefoglalva az I-es és II-es táblázatok eredményeit azt mond-

hatjuk el, hogy a későbbi vizsgálatokhoz a távolság négyzetével fordított arányú súlyozás alapján készített modellt, a háromszög módszerrel készített modellt vagy a természetes szomszéd módszerével készített modellt lehet felhasználni. A további gyakorlati vizsgálathoz a távolság négyzetével fordított arányú súlyozással készített modellt használtam fel (7. ábra).



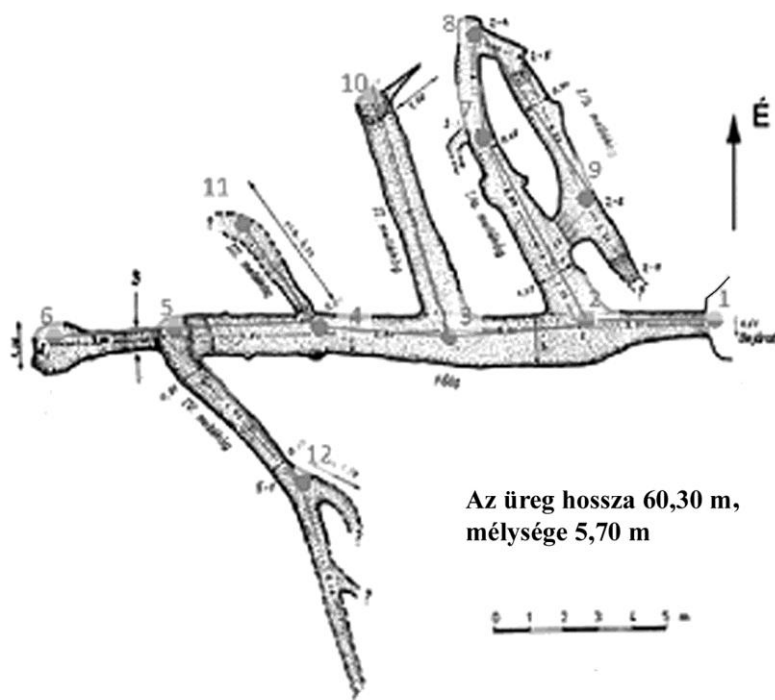
7. ábra A Kisvár területének digitális domborzatmodellje
Fig.7. The 3D-model of the Kisvár (part of the Fort Pakozd)

Az 7. ábrát szemlélve egyértelműen jól látszik a Kisvár déli részén az árok, ettől még délebbre a Nagyvár felé vezető sáncot átvágó régészeti feltárás; a Kisvár sík területét észak felől lezáró sánc, továbbá a barlang bejárata, amely az északi sánc délkeleti tövében található.

A Kisvár és a Bárcaházi-barlang kapcsolatának elemzése

A Bárcaházi-barlang bejárati talpszintjének magassága a Balti-tenger szintje felett a DGPS-mérés és a mérőállomásos mérés eredményeit átlagolva 249.70 méter; figyelembe véve a bejárat 0.60 méteres magasságát, a bejárat főtőpontjának magassága 250.30 méter. A barlang mélysége 5.70 méter, azonban ez a mélypont a V-ös mellékágban van, és a főág végéig az üreg lényegében enyhe lejtés mellett vízszintesnek tekinthető. A főágból kiágazó mellékágak mindegyike enyhe lejtés mellett lefelé tart, majd járhatatlanná szűkül így kapcsolatuk a felszínnel kizárható. Amennyiben a barlang kapcsolatban volt a Kisvár területével, az csak a főágon keresztül volt elképzel-

hető. A további vizsgálatokhoz a barlangot egy drótmoddellel helyettesítetem, amelyet a 8. ábra mutat be.



8. ábra A Bárcaházi-barlang drótmoddelleje
Fig.8. The wire-model of the Bárcaházi-cave

IV. táblázat
Table IV.

A barlang főága főtepontjainak és a terepfelszín azonos vízszintes koordinátájú pontjainak magassági értékei és eltérései

The elevation and distinction between the identical points (same horizontal coordinates) of the surface and the main branch of the cave (points located on the top of the branch)

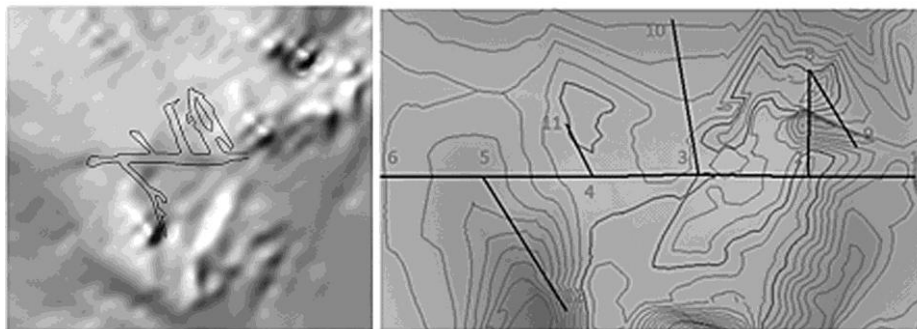
Pontszám	Főte magasság [m]	Terepfelszín magassága [m]	Különbség [m]
1	250.30	251.73	1.43
2	249.70	251.13	1.43
3	249.16	250.65	1.49
4	249.03	250.68	1.65
5	249.03	253.72	4.69
6	248.66	251.75	3.09
7	249.18	252.84	3.66
8	249.05	250.45	1.40
9	248.59	252.70	4.11
10	248.84	254.24	5.40
11	248.17	250.27	2.10
12	246.66	255.24	8.58

Az üreg tengelyében felvett pontok főtemagasságai, az azonos vízszintes koordinátaéhoz tartozó felületmagasságok és ezek eltérései a *IV. táblázatban* láthatók. Az 1-es és 2-es számú pontok közelítik meg a legjobban a felszínt, itt a távolság mindösszesen 1.43 méter. Hasonló nagyságrendű távolságértékek tapasztalhatók az 3,4,8 pontok esetében (1.49 m, 1.65 m, 1.40 m) is. Mindezt jelenti, hogy a barlang a főág vonalában az 1-es és a 4-es pontok között közelíti meg a legjobban a felszínt, továbbá a I-es mellékág iránya is a felszín felé irányul. Az üreg ezen része felett gödrök találhatók, amelyek származhatnak ugyan egy korábbi omlásból is, de sokkal valószínűbb, hogy emberi tevékenység (ásás) nyomai. Feltételezhetően a Marosi Arnold-féle régészeti feltárás során készítették ezeket a gödröket az 1920-as években. A többi pont esetében jelentősen vastagabb az üreget fedő réteg; a legkevésbé vastag a 11-es pont fölött (2.10 m), és a legvastagabb pedig a 12-es pont fölött (8.58 m). A barlang V-ös mellékágának folytatása felett egy mély gödör látható, azonban a 12-es ponttól a végpont felé ez a járat meredeken lejt, és a felszíntől számított távolsága meghaladja a 8.5 métert is. A végpont beomlott, talán ennek a következménye a felette lévő süllyedési horpa. A finomabb szemcsék oldódásával és elszállítódásával kialakuló anyagihiányos területek besüllyedésével (szuffózió) löszkutak alakulhatnak ki, amelyek mélysége elérheti, akár meg is haladhatja a 10-15 métert, azonban ezekhez minden esetben eróziós szakadékok és teknőszerű löszvölgyek kapcsolódnak. Ilyen geomorfológiai formák a Kisvár területén nincsenek (*7. ábra*), így az V-ös mellékág feletti beszakadás sem lehet löszkút. Nem lehet tekinteni ezt a negatív formát a pincék esetében gyakori, koporsófedél alakú felszakadásnak sem, mert az V-ös mellékág nagyon szerény keresztmetszetű, kúszva is csak alig járható, és felette ~8.5 méter lösz található. A felszakadáshoz szükséges, felszín közelébe jutott nagyobb méretű térrész tehát hiányzik. Az emberi tényezőt és logikát figyelembe véve sem valószínű, hogy ott létesítettek volna a vár és az üreg között kapcsolatot, ahol a kettő távolsága a legnagyobb (> 9 méter), hiszen a kapcsolatot egy lényegesen kisebb elválasztó rész (<1.5 méter) kiásával is meg lehetett volna teremteni. Különösen igaz ez, ha feltételezzük, hogy az üreg a vár menekülésre, vagy emberek átcsoportosítására szolgáló része lehetett.

Összefoglalva az elemzések eredményeit elmondhatjuk, hogy a barlang sehol sem közelíti meg annyira a felszínt, hogy közte és a vár között kapcsolatot lehetne feltételezni; egykori járatra utaló nyomokat sem a felszínen, sem a barlangban nem találtam.

A *9. ábra* mutatja a barlang alaprajzát, drótmodelljét és a domborzatmodellét együttesen. Szemrevételezéssel is látható, hogy a barlang 1-4 pontok közötti szakasza közelíti meg a legjobban a felszínt az üreg felett

található kisebb-nagyobb gödrök miatt; a főág vége, illetve a mellékágak mindegyike benyúlik a sánc alá, és így távolságuk a felszíntől növekedik.



9. ábra A Bárcaházi-barlang a Kisvár sánca alatt
Fig.9. The Bárcaházi-cave under the Kisvár

Összefoglalás

A régészek által a bronzkor Vatyai-Koszider kultúrájának nevezett szakaszában, mintegy 3500-4000 évvel ezelőtt a Velencei-hegységben Pákozd határában állt a Dunántúl talán legnagyobb földvára, a Pákozdvár. A Kisvár déli sáncának közelében nyílik a Bárcaházi-barlang nevű mesterséges üreg bejárata, amely várral való feltételezett kapcsolatát vizsgáltam meg terepi felmérések és a domborzatmodellezés segítségével. Az eredmények azt mutatják, hogy a vár és a barlang között nem lehetett kapcsolat, így a barlang nem lehetett a vár menekülő útvonala sem. A sánc berogyása valójában régészeti feltárásnak a kutatógödre, nem pedig föld alatti mozgásnak az eredménye. A vár és a barlang között a legkisebb távolság 1.43 méter; a barlang főága az 1-4 pontok között közelíti meg a legjobban a felszínt. A főág további pontjai és a mellékágak a sánc alá nyúlnak be és járhatatlanná szűkülnek, így felszínnel való kapcsolatuk kizárható. Véleményem szerint az üreget nem a bronzkori emberek készítették, hanem a tatár és török dúlások idején, a kuruc korban vagy még később, betyárbarlangként létesítették.

IRODALOM

HOLÉNYI L.(1969): Velencei-tó, Velencei-hegység útikalauz – Sport Kiadó, Budapest, 118 p.

HORVÁTH T.(2004): A vatyai kultúra településeinek kőanyaga – Komplex régészeti és petrográfiai feldolgozás. Ph.D. disszertáció, I. kötet, ELTE, Régészeti Intézet, Budapest, 336 p.

- HORVÁTH I., DARIDÁNÉ TICHY M., DUDKO A., GYALOG L., ÓDÓR L., (szerk), GYALOG L. – HORVÁTH I. (2004): A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana, Magyarázó a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25 000) és a Balatonfő-Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000) – MÁFI, Magyarország tájegységi térképsorozata, Budapest, 316 p.*
- JAKUCS L. – KESSLER H. (1962): A barlangok világa. Barlangjárók zsebkönyve. A szerzői munkaközösség tagjai: Balázs Dénes, Bertalan Károly dr., Bogsch László dr., Dénes György dr., Dudich Endre dr., Jakucs László dr., Kessler Hubert dr., Kuchta Gyula, Leél Össy Sándor dr., Maucha László, Radó Denise, Szabó Pál Zoltán dr., Vértes László dr.. Sport Kiadó, Budapest, 280 p.*
- MAROSI A. (1925): Óskori földvár Pákozdon – Magyarság, 1925. (VI. évf.), szept.2., 4 p.*
- TARSOLY P.(2013): A térinformatikai célú adatgyűjtés minősítése, fejlesztése és módszertani alkalmazása a gyapjúzsákbarlangok kutatásában – Doktori (Phd) értekezés – Kézirat, 129 p.*
- TEREI GY. – NOVÁK GY. – MRÁV ZS. – FELD I. – SÁRKÖZY S.(2011): Fejér megye várai az őskortól a kuruc korig – Castrum Bene Egyesület/Civertan, ISBN: 978-963-0824-86-6, Budapest, 250 p.*
- TURISTÁK LAPJA (1926) – 38 (1-2) 36 p.*

A VAJDAVÁR-VIDÉK BARLANGJAI

CAVES OF THE VAJDAVÁR REGION (HUNGARY)

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.

eszterhas.istvan@gmail.com

Abstract: The 570 km² large Vajdavár Region is a characteristic landscape between the northern border of Hungary and the Mátra Mountains. The area is referred as the Ózd-Pétervásárai Hills in most of the maps and school-books and it is considered as a hill landscape. The relief difference is 391 m, and the average slope inclination is 38 degree. Twelve peaks exceed the 500 m above the sea level. The highest peak is the Mount Ökör 541 m above the sea. Taking into consideration the above mentioned data the region is obviously a typical medium relief mountains. The mountains are the only sandstone region in Hungary, the surface is mainly composed of sandstone of the Eggenburgian stage of the Lower Miocene. The cave exploration in the region has began relatively late in the year of 1975. Most of the cave surveys have been carried out by the Vulcanspeleological Collective. Recently (in 2015) 27 natural caves and 12 artificial cavities have been listed. All the caves of the Vajdavár Region were formed in sandstone. They were developed by mass movement, by corrosion and by physical and chemical weathering. The majority of the caves are wide-open rock shelters, but also can be found some niches, crevices and tubes. The largest objects are the 6 x 29 m Szederkényi Rock Shelter, the 4 x 22 m Farkas-lyuki Rock Hole and the 3 x 21 m Nagy-lyukas-kői Rock Shelter. Some rock shelters are decorated with plants, while in other cavities bats are roosting. Outlaw legends are connected to the bigger caves and legends and sagas are attached to the artificial cavities.

Bevezetés

A hozzávetőleg 570 km² területű Vajdavár-vidék az Észak-magyarországi-középhegységben, a Mátra és a Bükk, valamint Magyarország északi határa között helyezkedik el. (Egy kicsiny, 30 km²-es része Szlovákiába is átnyúlik.) Hazánknak az a tája, amelynek nincs általánosan elfogadott neve. A különböző geográfiai munkákban és a térképeken 22 elnevezéssel találkozhatunk, úgymint:

Bolhád (keleti része),	Óbükk,
Borsod-Gömöri-medence,	Ózdi-dombság,
Erdőhát,	Ózdi-hegység,
Gömör-Hevesi-dombság,	Ózd-Pétervásárai-dombság,
Gömöri-hegyhát,	Ózd-Pétervásárai-hegység,
Gömöri-medence,	Ózd-Pétervására közti vonulat,
Heves-Borsodi-dombság,	Pétervásárai-dombság,
Heves-Borsodi-hegyhát	Vajdavár-dombvidék,

Heves–Gömöri-dombság,
Kelet-Nógrádi-medence,
Kis-Bükk,

Vajdavár-hegység,
Vajdavár-homokkővidék,
Vajdavár-vidék.

Sokadmagammal a Vajdavár-vidék elnevezést (*HEVESI* 2002) használom és támogatom. Ezt azzal indoklom, hogy a Vajdavár-vidék elnevezés *önálló* tájat jelöl, nem mutat függőséget a szomszédos tájak és térségek felé (Bükk, Nógrád, Gömör, Heves, Borsod), másrészt nem utal a vitatott domborzati formákra (hegység, dombság, medence).



1. kép: A hegység névadója a Vajdavár keletről nézve
Picture 1: The easterly side of the Vajdavár, which lend his name to the region

A különböző elnevezések sugallta probléma továbbá, hogy dombságnak vagy hegységnek tekintsük-e a tájat. A legtöbb geomorfológiai munka egyetért abban, hogy a dombság és a hegység között nincs alapvető különbség. A két domborzati megnevezés között az abszolút vagy a relatív magasságuk szerint, illetve lejtőszögük meredeksége alapján vonják meg a határt. Ez a határ persze a különböző irányt adó szerzők meglátása szerint sem azonos. *BULLA* (1964) a tengerszint feletti 300 m-t tekinti határnak, az ez alatti, 6 %-osnál nagyobb átlagos lejtésű területeket dombságnak, az ezen felülieket hegységnek tartja. *GHEYSELINCK* (1941) közphegységnek írta le az 500-1500 m tengerszint feletti csúcsokkal rendelkező felszínformákat. *PÉCSI* (1967) a 25 és 200 m szintkülönbségű területeket tartja dombságnak, a 200 m-nél magasabb reliefűeket pedig hegységnek. *HAMMOND* (1964) a 90 és 300 m szintkülönbségű, a 20-50 %-ban lejtős tájakat mondja domb-

ságnak, az ezen felülieket pedig hegységnek.

Nézzük, milyen szintkülönbségek fordulnak elő vidékünkön. A vidék központi részén 12 hegyrom magassága haladja meg a tengerszint feletti 500 métert (*1. kép*). Az egész tájra vonatkozó relief 391 m (a Hangony-patak 150 m tengerszint feletti magasságban hagyja el a tájat, a legkiemelkedőbb pedig az Ökör-hegy 541 méterével). A geomorfológiai relief meghatározásához általánosan elterjedt az 1:25000-es térképlap által határolt terület (88 km^2) szintkülönbsége. Ez a mi esetünkben átlagosan 250 m (184 m és 278 m között). Az egy km^2 -es átlagszintkülönbség 120 m. A vidék lejtőviszonyai átlagosan 30-40 %-osak (17-22 °-osak). Ezek az adatok a tájnak inkább hegyvidéki jellegét támasztják alá. Amit megerősít az is, hogy a Cserhát, a Velencei-hegység, a Villányi-hegység a Vajdavár-vidéktől szerényebb relieffel és lejtőviszonyokkal rendelkezik, mégis hegységnek nevezük.

Földtani felépítés

A miocén kor kezdetét, az eggenburgi korszak a tenger mélyülése és ennek velejárójaként, az üledék-felhalmozódás jellemezte. A korszak végére ismét kiemelkedés kezdődött, de az ottngi korszakban még csak egy sekélyedő szigettengerré változott vidékünk, és még a kárpáti korszakban is jelentős volt a vízborítás. Teljes szárazulatot csak a középső miocén bádeni korszakának a végére feltételeznek a Vajdavár-vidéken (*HÁMOR-JÁMBOR* 1998).

A Vajdavár-vidéket felépítő rétegek döntő többsége a kora-miocén eggenburgi korszakából valók. Ez időben területünkön jelentős vastagságú, egymástól az összefogazódás miatt nehezen elhatárolható homokkő és slír képződött.

A Vajdavár-vidék ekkor aktív üledékgyűjtő medencéjében lényegében kétféle üledék rakódott le. Az áramlásoktól elkerült helyeken a Szécsényi Slír Formáció alig rétegzett, finomhomokos-agyagos kőzetlisztből álló rétegei telepedtek le (*BÁLDI* 1971). Ezek a rétegek szeszélyes elrendezésben fogazódnak össze az áramlási zónákban lerakódott homokkővel. Szép feltárásaik vannak Pétervására keleti szélén az útbevágásban, az arlói Csahó-hegyen, stb.

A vidék tájképileg is legjellemzőbb képződménye a Pétervásárai Homokkő Formációt alkotó glakonitos homokkő. Ez jól mozgatott, sekély tengervízben ülepedett le. Jellemző szerkezeti eleme a keresztarétegzettség, amit az ár-apály mozgások produktumának tartanak (*PRAKFALVI* 2000). Másik jellegzetessége a hol dúsabban, hol ritkábban előforduló glaukonittartalma. A homokkővet többnyire karbonátos, alárendelten már-

gás kötőanyag cementezi össze. A kötőanyag aránya változó, helyenként 20-22 %-ot is meghaladja. Egyes helyeken jobban összecementált, keményebb rétegek váltakoznak a morzsalékonyabb rétegekkel, illetve vékony agyag-, vagy márgapadokkal, másutt pedig az erózió sorokba rendezett, kemény kőcipókat preparált ki a sziklafalak kevésbé ellenálló anyagából. A glaukonitos homokkő alkalmasint látványos sziklafalakat, zömök tornyokat alkot, mint Istenmezején a „Noé szőlője”, Bükkszenterzsébeten a Nagy-kő (2. kép), stb.



2. kép: A Nagy-kő a legszebb magyar homokkőhegy
 Picture 2: The Nagy-kő is the most attractive sandstone hill in Hungary

Az eggenburgi koirszak végén, a partmenti zónákban képződött a Zagyvapálfalvi Tarkaagyag Formációba tartozó rétegsor (SCHRETER 1940). Anyagát váltakozva adják a finomabb és durvább szemcsékből álló, kovás kötésű, szürke és vöröses árnyalatú homokkövek. A különböző szemcsenagyságú homokkőrétegek közé helyenként (ritmikusan) kagylók és csigák váztöredékéből álló, ún. lumasellarétegek települtek. A lumasellás padokban feltűnő a nagyobb (olykor babszemnyi) kavics jelenléte. Pl: a Nagy-kő tetőrégiója, Borsodnádason a Balatoni úti (vagy Lemezgyári) temető.

Az ottngi korszakot az ún. alsó riolittufa-szórás vezette be. A távolabbi vulkánok robbanásos kitörése során jelentős mennyiségű piroklasztikum került mind a szárazföldi felszínre, mind a maradványtengerek medencéibe. Ezek alkotják a Gyulakeszi Riolittufa Formációt. A Vajdavár-vidék szomszédságában meglehetősen elterjedt ez a réteg. Valószínűleg a mi területünkön is általános volt, de a táj nagyobb (központi) része sásbér-

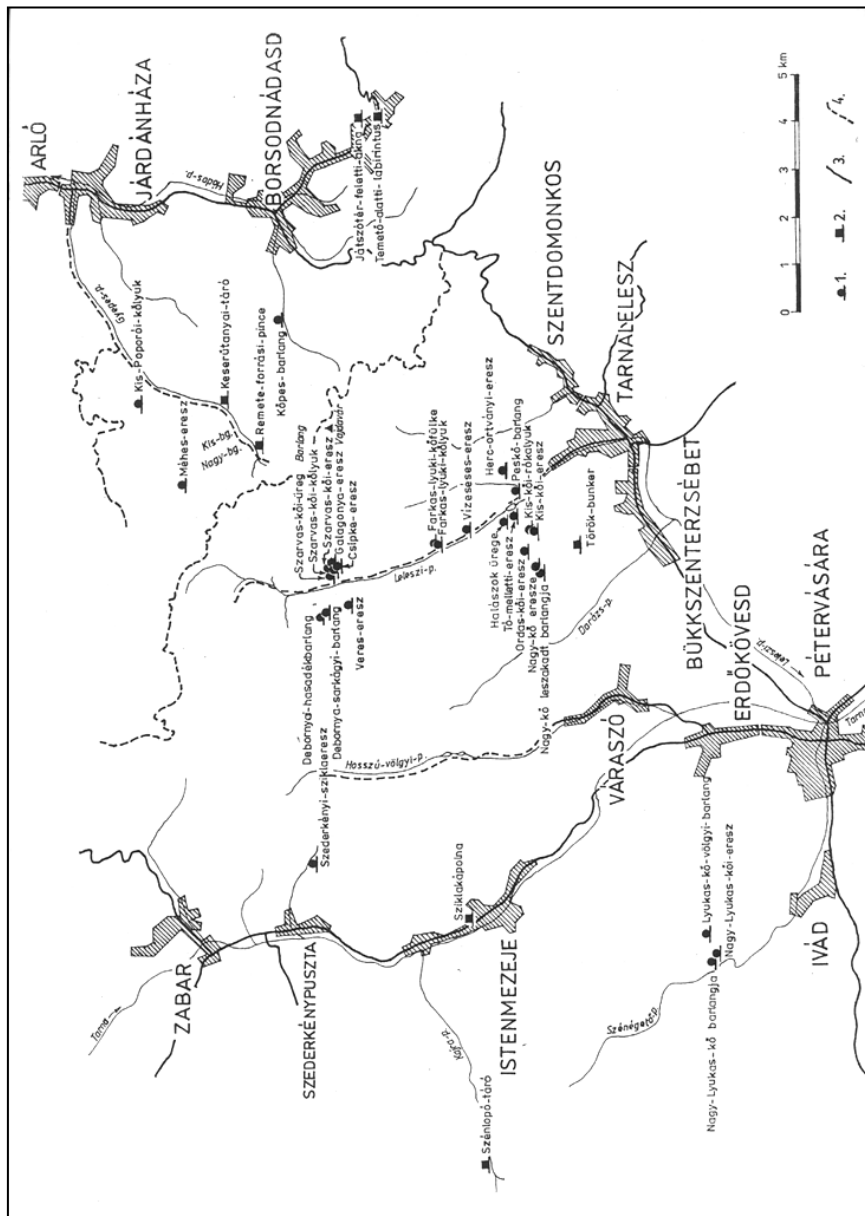
cesen kiemelkedett, és így ott a fokozott denudáció következtében mára lepusztultak e rétegek, csak a peremvidék alacsonyabban maradt rögeinek tetőrégiójában található belőlük néhány szerényebb kiterjedésű folt, mint pl. az Istenmezejei Fehér-hegyen, vagy a szentdomonkosi Nagy-berken.

A riolit jelenlétére, illetve egykor volt jelenlétére utal a bentonit előfordulása. A bentonit ugyanis a finomszemű riolittufa mállásából képződött nemes agyag. Ennek fő alkotórésze a montmorillonit nevű rétegszilikát, amely akár 50-80 %-át adja a bentonitnak. Istenmezeje déli, délkeleti szomszédságában, a Hangyabolyoson és a Rosszkút-tetőn, valamint Pétervására körül jelentős bentonittelepek alakultak ki (JUHÁSZ 1984).

A völgyekben és a medencékben korráziós lejtőtörmelék és a vízfolyások által szállított alluviális üledék települt.

A barlangok kutatástörténete

1975 előtt csak néhány mesterséges üregről volt szószavú említés. A Vajdavár-vidék barlangkutatása csak 1975-ben kezdődött. Ez időben DÉNES György (1975) egy a térképen olvasott helynév – a *Peskő sző* – etimológiai tisztázása céljából tett helyszíni bejárást a Leleszi-völgy környékén. Ennek során beigazolódott, hogy a „*Peskő*” szó ezen a homokkővidéken is barlangos helyet jelent, és ennek bizonyosságként két nagyobb és két kisebb barlangot ismertetett a vidékről. A vidéket ábrázoló 1986-os turistatérkép (CARTOGRAPHIA 1986) szintén négy itteni barlangot jelölt. Majd 1996-ban BOZÓ László, tarnaleleszi amatőr helytörténész a faluról írt monográfiájában három barlangot, illetve ezek legendáit ismertette. 1997-ben KATONA Csaba ózdi természetjáró ad egy fényképpel illusztrált rövid leírást a Keserútanyai-táróról. Az említések és a turistatérkép adatai szerint 1997-re már tizenegy Vajdavár-vidéki barlangról volt hosszabb-rövidebb írásos anyag. A nemkarsztos barlangokat kutató, tanulmányozó Vulkanoszpeleológiai Kollektíva négy nyári táborot szervezett a vidék barlangjainak megismerésére és kataszterezésére.



1. ábra: A Vajdavár-vidék barlangjai
 Jelmagyarázat: 1. Természetes barlang, 2. Mesterséges üreg, 3. Közút, 4. Fontosabb erdei út
 Figure 1: The caves of the Vajdavár Region
 Legend: 1. Natural cave, 2. Artificial cavity, 3. Road, 4. Important track

A Vulkánspeleológiai Kollektíva táborain kívül néhány egyéni kutató is tevékenykedett az 1998-2014 közti időben a Vajdavár-vidék barlangjai-

nak megismerésén, kik többnyire a kollektíva által is vizsgált barlangokat írták le, de Bartha Csaba tájvédelmi felügyelő két újabb barlangot is talált. *KATONA* Csaba 2006-ban megjelent, hiánypótló turistakalauza minden érdeme mellett csak két ismert barlangot említ. *HEGEDŰS* András (2001, 2005) morfológiai tanulmányaiban öt barlangról ad rövid említést

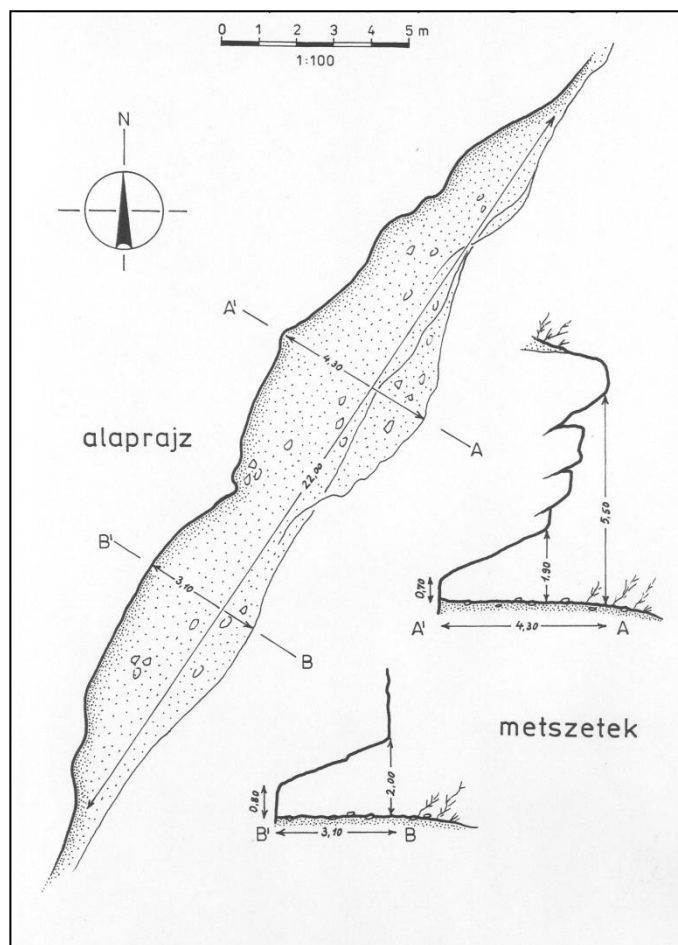
Ilyenféleképpen 2015-ben már 39 Vajdavár-vidéki barlangot ismerünk. Ezek közül 27 természetes barlang, 7 barlangszerű mesterséges üreg, 5 pedig megsemmisült objektum (*1. ábra*).

A hegység barlangképző folyamatai

A Vajdavár-vidék valamennyi természetes barlangja miocén korú glaukonitos homokkőben (Pétervásárai Homokkő Formáció) képződött. E homokkő összetétele változó. A változatos összetételű és megjelenésű homokkőfalakban többféle lepusztító hatás érvényesül. Ha a lepusztító hatások a kőzetfal egy-egy részén egymást követően vagy koncentráltan jelentkeznek, úgy ott üregképződés indul, amely előbb-utóbb barlang keletkezéséhez vezet (*OZORAY* 1962, *ESZTERHÁS* 2003). A vajdavár-vidéki homokkőfalakban eddig a következő lepusztító – barlangképző hatásokat figyeltük meg: szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgás, koptatás, aprózódás, mállás, illetve ezek kombinációjával összetett barlangképződés, valamint az emberi tevékenység során alakult mesterséges üregek.

Szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgásnak a gravitáció hatására történő kőzetmozgásokat nevezzük. Ily módon tektonikus, atektonikus, felszakadásos és álbarlangok jöhetnek létre. A Vajdavár-vidéken egyetlen tektonikus barlangot, a Szarvas-kői-üreget és szintén egyetlen felszakadásos üreget, a Halászkői-üreget ismerjük.

Koptatásnak a víz, a szél, a jég által mozgatott szemcsék kőzetpusztító hatását nevezzük. A Vajdavár-vidéken leginkább az áramló víz szállította szemcsék koptató tevékenysége, az erózió alkot barlangokat. Az oldalazó erózió alkotta pl. a Farkas-lyuki-kőlyukat (*2. ábra*), mélyítő erózió a Szarvas-kői-kőlyukat (*4. ábra*) és örvénylő erózió a Vizeséses-ereszt (*9. kép*). A szél által mozgatott szemcsék koptató hatása, a defláció csak alárendelten vesz részt néhány itteni barlang alakításában. A defláció hozzájárult pl. az Ordas-kői-eresz, és a Peskői-barlang alakításához.



2. ábra: A Farkas-lyuki-kölyukat oldalazó erózió alkotta
 Figure 2: The Farkas-lyuki Rock Hole was developed by the lateral erosion

Az aprózódás az a lepusztulási forma, amely esetben a kőzetek kémiai átalakulás nélkül esnek kisebb részekre. A kőzetfalak kialakulása után megszűnik a korábbi oldalnyomás, így a kőzetek fellazulnak, előbb kisebb, majd egyre nagyobb repedések alakulnak bennük. A nyomáscsökkenés okozta aprózódás jól észlelhető az Ordas-kői-eresz esetében. Aprózódást okoz a hőingadozás és a nedvesség-ingadozás is. Ez inkább a különböző cementáltságú részek határán látszik, ahol a lazább rétegek erőteljesebben peregnek ki. A hő- és nedvesség-ingadozási aprózódás inkább csak módosítja a barlangeresz falfelületét, mint pl. a Lyukas-kő-völgyi-barlangnál is.

A mállás a kőzetek víz jelenlétében való vegyi bomlása. Vidékünkön az oldódásnak, az elbomlásnak és a biológiai mállásnak is csak mérsékelt

hatása van. Ha a homokkőben szivárgó víz egy-egy márgás réteg felett felgyülemlik, ott csekély oldódást tud végezni. Ilyen oldásos tevékenységet észlelhetünk a Nagy-Lyukas-kő barlangjánál. A hidratáció, hidrolízis, oxidáció egymást követő folyamatai kis anyagvesztéssel járó elbomlást okoznak. Inkább csak elvi lehetőséget jelentenek, de határozott nyomait nem találjuk. A biológiai mállás nyomait a Vajdavár-vidéki barlangok nagy részében felismerhetjük. Főként a telepes növények (zuzmók) savai okoznak felületi, ún. pikkelyes mállást pl. a Kis-kői-ereszben, a Herc-ortványi-ereszben.

Olyan esetekben, amikor a többféle egymást melletti vagy egymás utáni barlangképző hatás közül nem igazán lehet domináns hatást megállapítani beszélünk összetett üregképződésről. Szemléletes példa erre a Nagy-Lyukas-kő barlangja, ahol első mozzanatként az oldalnyomás megszűntével jelentkező fellazulásos aprózódást tapasztalunk, amit egy lazább homokkő-réteg is felerősít, de jelen van a hő- és nedvesség-ingadozás okozta szemcsekipergés és az itt 15 % meszet tartalmazó kőzet oldódása is, de még a defláció is segíti az üreg alakulását.

Meg kell említeni az emberek által készített, mára már funkciójukat veszített mesterséges üregeket is (melyet a helyi lakosság barlangoknak nevez). A mesterséges üregeket többféle céllal alakították, vannak lakóhelyek, búvóhelyek, pincék, bányatárók, víznyerő alagutak, de ismert még sziklakápolna is.

A barlangok rövid leírása

A Vajdavár-vidéken három barlangkataszteri terület osztozik. Az 5230-as (Mátrai) terület a Tarnától nyugatra van, itt három természetes barlangot ismerünk. Az 5310-es (Demjén – Domaházi) terület pedig a Tarnától keletre esik, ahol húsz négy természetes barlangot (ezen belül négy barlangméreten aluli barlangkezdeményt, illetve barlangtorzót) tartunk nyilván. Az 5320-as (Upponyi) terület vidékünkre eső, a Hódos-pataktól keletre levő részén csak mesterséges üregeket ismerünk (*DÉNES-ESZTERHÁS-GÖNCZÖL-TINN* 1998, *ESZTERHÁS* 2003, 2013, 2014). A következőkben a barlangokat beürendezés szerint ismertetem

1. Csipke-eresz (Tarnalelesz, Szarvas-kő)

Mintegy 20 m magasan a sziklafalban szelektív mállással és aprózódással képződött kis barlangeresz, melyet csak felülről kötéllal lehet megközelíteni. A nagyjából keletre néző, napfényes ereszben egy vadrózsabokor található. Az eresz szélessége 8,2 m, beöblösödése 2,5 m, magassága 3 m.

2. Debornyai-hasadékbarlang (Tarnalelesz, Debornya-sarkágy)

A „sarkágy” szó a helyi nyelvhasználatban völgyet jelent. A völgytalptól vagy 50 m-rel magasabban egy kisebb (1,2 m beöblösödésű) ereszből nyíló 2,3 m hosszú, de csak 30 cm széles ferde üreg, amely közetszétrnyílással, aprózódással keletkezett.

3. Debornya-sarkágyi-barlang (Tarnalelesz, Debornya-sarkágy)

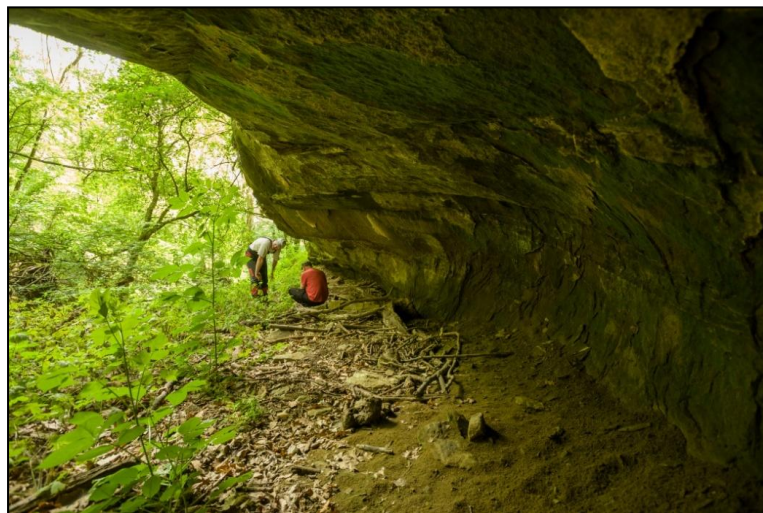
Kb. 20 méterrel magasabban a völgytalptól egy 7,2 m széles, 3,3 m beöblösödésű, 3 m magas, délre néző, negyedgömb formájú fülke. Feltehetően a völgyecskét létrehozó időszakos patak oldalazó eróziójával, majd mállással alakult.

4. Farkas-lyuki-kőfülke (Tarnalelesz, Leleszi-völgy)

A Leleszi-völgybe a falutól kb. 5 km-re balról torkollik egy kis katlanvölgy. Ebben a torkolattól számítva a második (a kisebbik) üreg a kőfülke. Szélessége 4,2 m, magassága 2,2 m, beöblösödése viszont csak 1,6 m. Dénes György a barlangok közé vette fel, mert 10 évenként 15-20 cm növekszik, így 2040-re biztosan meghaladja a barlangméretet.

5. Farkas-lyuki-kőlyuk (Tarnalelesz, Leleszi-völgy)

A Leleszi-völgybe a falutól 5 km-re balról torkollik a Farkas-lyuk nevű kis katlanvölgy. Ebben a torkolattól mintegy 80 m-re található a 22 m széles, 2 m magas, 4,3 m beöblösödésű, így a második legnagyobb vajdavár-vidéki barlangeresz (3. kép). Az ereszt egykoron alkalmi birkahodályként is hasznosították, sőt elbeszélések arra is utalnak, hogy Vidróczki betyárvezér is használta.



3. kép: A Farkas-lyuki-kőlyuk egy széles barlangeresz
Picture 3: The Farkas-lyuki Rock Hole is a wide rock shelter

6. Galagonya-eresz (Tarnalelesz, Szarvas-kő)

A Szarvas-kő-verő délkeletre néző oldalában található a nagyobb, 12,9 m széles, 2,8 m beöblösödésű, 4 m magas eresz. Szelektív mállással és aprózódással keletkezett. Régebben ezt az ereszt is alkalmi birkahodályként hasznosították, de akkor állítólag nagyobb volt.

7. Halászok ürege (Tarnalelesz, Leleszi-völgy)

A Leleszi-tó felső végénél, a Szénégető-oldal felől kisebb, névtelen völgy torkollik a Leleszi-völgybe. E völgyecske alsó szakaszába mélyítettek egy pincét a tavon rendszeresen halászó fedémesi bányászok. A halászó időtöltés megszűnte után a magára hagyott pince beomlott, felszakadozott és egy 3,64 m hosszú, 3,85 m széles, 1,55 m mély konzekvenciabarlanggá alakult.

8. Herc-ortványi-eresz (Tarnalelesz, Vermes-völgy)

A Vermes-völgy alsó szakaszának bal oldalába torkollik a Herc-ortvány zezgugos horhoshálózata. Ennek főágában oldalazó erózióval mélyített az időszakos vízfolyás egy 13 m széles, 2,4 m beöblösödésű, 3 m magas ereszt.

9. Kis-kői-eresz (Tarnalelesz, Kis-kő)

A Mocsolyás-pataktól északra, a Kis-kő napverte oldalában több kisebb-nagyobb eresz, fülke található. Ezek közül a legjelentősebb, 11 m széles, 2,2 m beöblösödésű, 2,1 m magas Kis-kői-eresz. Szelektív mállással, aprózódással alakult. Falának réseiben növények telepedtek meg.



4. kép: A Kis-kői-rókalyuk mennyezetén páfrányok élnek
Picture 4: Ferns live in the roof of the Kis-kői Fox Hole

10. Kis-kői-rókalyuk (Tarnalelesz, Kis-kő)

Az előbb leírt eresztől 20 méterrel északkeletre és 2 méterrel alacsonyabban

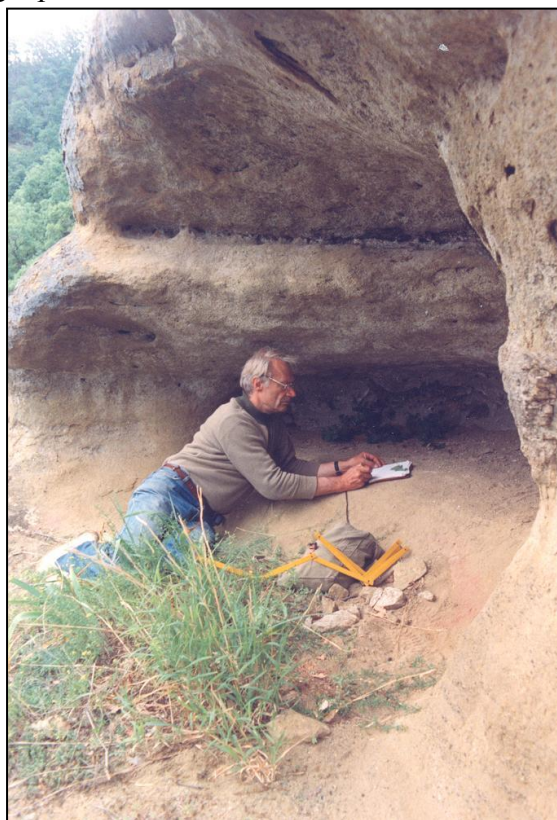
van a Kis-kői-rókalyuk. 30 cm magas, 90 cm széles bejárata keletre néz a sziklafalból. A 2,6 m hosszú barlang csak kúszva járható. A bejáratot követően a mennyezetről lefelé növvő páfrányok díszlenek (4. kép).

11. Kis-Poporói-kőlyuk (Arló, Kis-Poporó)

A Gyepes-völgytől északra levő Kis-Poporó oldalában levő egyik sziklatömbben szelektív mállással alakult az egyfülkés barlang. Bejárata délkelet felé néz, melynek magassága 2,7 m, szélessége 5,6 m. A vízszintes aljú barlang hossza 4,6 m.

12. Kőpes-barlang romja (Borsodnádásd, Remete-völgy)

Borsodnádásdtól mintegy 2 km-rel nyugatra, a Remete-völgybe északról torkolló kis névtelen völgyben található a Kőpes-barlang, amely az omlásos leszakadások miatt egyre rövidül. 2013 nyarán a szája 135 cm széles és 60 cm magas volt, hossza pedig csak 70 cm. Az oldalazó erózió alakította egykori barlang a partfal leszakadásával fokozatosan megszűnőben van.



5. kép: A Lyukas-kő-völgyi-barlang felmérése
Picture 5: Surveying in the Lyukas-kő-völgyi Cave

13. Lyukas-kő-völgyi-barlang (Pétervására, Lyukas-kő-völgy)

A területileg Pétervásárához tartozó barlangot Ivádról lehet a legpraktikusabban megközelíteni. Ivádtól kb. 3 km-rel északnyugatra torkollik a Szénégető-völgybe balról a Lyukas-kő-völgy. Ennek völgyfőjében mintegy 20 m magasan található a szelektív mállással alakult és deflációval módosított 3 m hosszú, 3,8 m széles barlang (5. kép). Napverte előterében liliumok tenyésznek.

14. Méhes-eresz (Arló, Babos-völgy)

A Palina-völgybe délről torkollik a Babos-völgy. Ennek a torkolatától 1 km-re a jobb oldalban található a Méhes-eresz. A 9 m széles, 3,2 m magas eresz beöblösödése 3,5 m. Eleinte a Babos-patak oldalazó eróziója, aztán az aprózódás alakította.

15. Nagy-kő eresze (Bükkszenterzsébet, Nagy-kő)

Bükkszenterzsébettől 3 km-re északra található Magyarország legimpozánsabb homokkőhegye, a 60-80 m-es falakkal határolt Nagy-kő (2. kép). A déli fal jobb oldalának harmadában egy látványos tektonikai repedés alkot felfelé megnyúlt ereszt, melynek alapja 5 m kiterjedésű, magassága pedig meghaladja a 40 m-t.

16. Nagy-kő leszakadt barlangja (Bükkszenterzsébet, Nagy-kő)

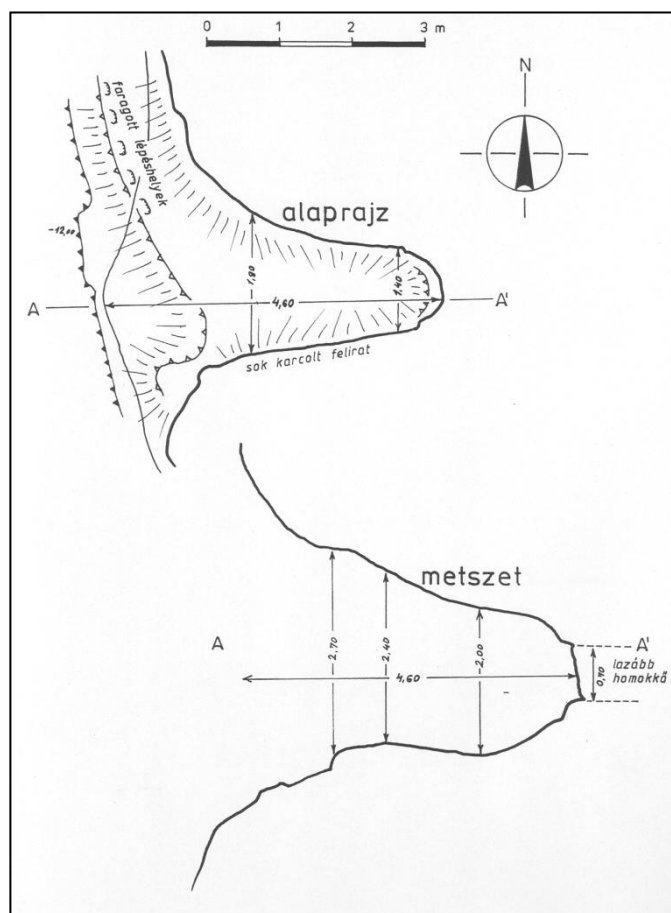
Mára már megsemmisült barlang. Az 1900-as évek elején még látható, bejárható volt a kis terasszal induló barlang, aztán leszakadt. Méretéről megbízható adat nem maradt. A szóbeszéd szerint betyárok, így többek közt Vidróczki Marci is használta.

17. Nagy-Lyukas-kő barlangja (Pétervására, Nagy-Lyukas-kő)

A területileg Pétervásárához tartozó barlangot Ivádról lehet a legpraktikusabban megközelíteni. Ivádtól 3 km-rel északnyugatra a Szénégető-völgy bal oldalában mintegy 30 m-es magasságban található. Bejárata egy nagyjából 3 m átmérőjű kör, mely aztán 4,6 m-t öblösödik be (3. ábra). A barlang középvonalában egy 70 cm vastag laza homokkőréteg van. Ennek aprózódása indította el a barlangkeletkezést, melyhez aztán hozzájárult még az oldódás, mállás és defláció is (6. kép). A régen ismert barlangban sok bekarcolt név, monogram, évszám van.

18. Nagy-Lyukas-kői-eresz (Pétervására, Nagy-Lyukas-kő)

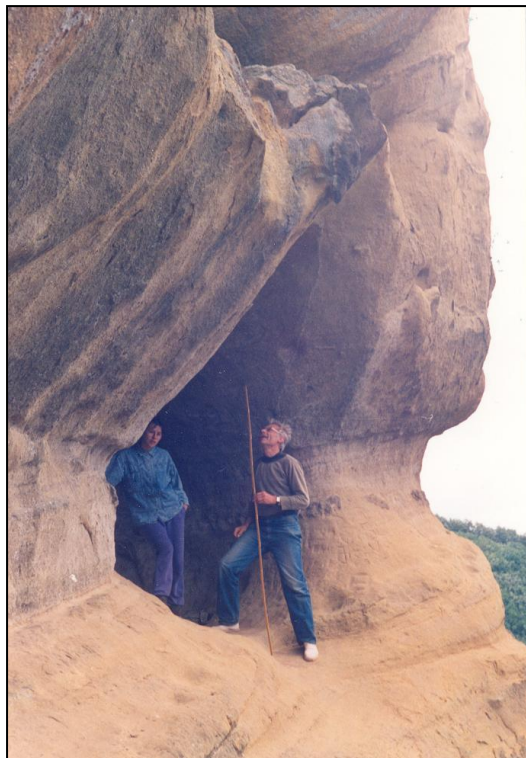
Az Ivádról egyszerűbben megközelíthető Nagy-Lyukas-kő déli oldalában, sziklalépcsőktől és fáktól takarva található a 21,5 m széles, 2,6 m magas és 3 m beöblösödésű barlangeresz. A tekintélyes méretű ereszt takartsága miatt alig ismerik. Szelektív mállással, aprózódással keletkezett.



3. ábra: Aprózódással és mállással keletkezett a Nagy-Lyukas-kő barlangja
 Figure 3: The Cave of the Nagy-Lyukas-kő was formed by fragmentation and chemical weathering

19. Ordas-kői-eresz (Tarnalelesz, Ordas-kő)

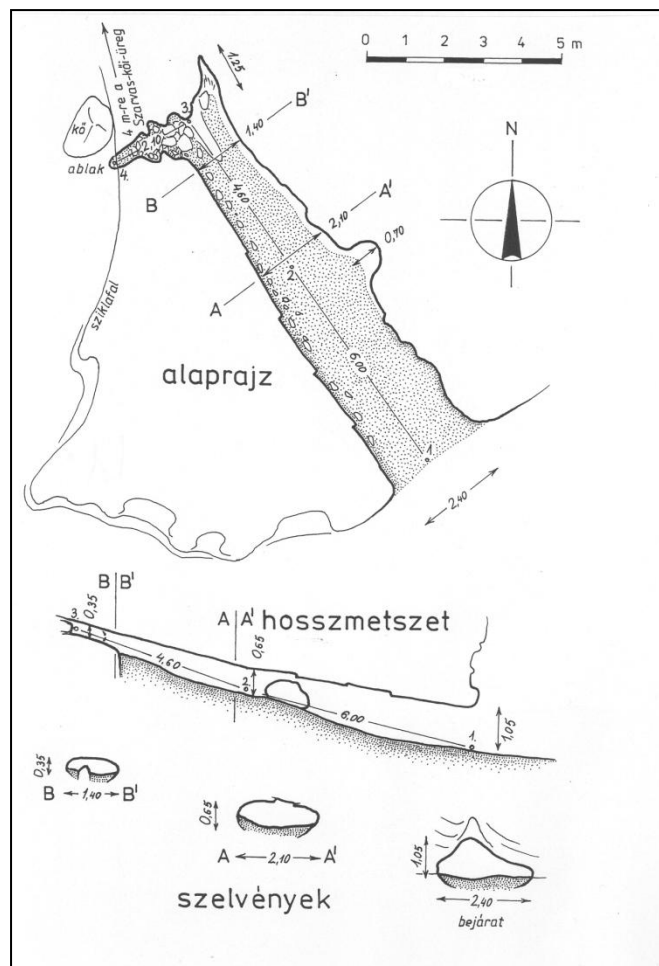
A Nagy-kő – Ordas-kő – Kis-kő alkotta hegység déli előterében levő dózerútról kapaszkodhatunk fel a barlangereszhez, ott ahol „csíkos” a felette levő fal (7. kép). A 16 m széles, 5,5 m magas, 3,5 m-t beöblösödő barlangereszt a mállás, az aprózódás képezte, de a defláció is módosította,



6. kép: A Nagy-Lyukas-kő barlangjának bejárata
Picture 6: Entrance to the Cave of Nagy-Lyukas-kő



7. kép: Az Ordas-kői-eresz
Picture 7: The Ordas-kői Rock Shelter



4. ábra: Főként lineáris erózió mélyítette a Szarvas-kői-kőlyukat
 Figure 4: The Szarvas-kői Rock Hole was deepened mainly by linear erosion

20. Peskő-barlang (Tarnalelesz, Peskő-tető)

A Leleszi-völgy és a Vermes-völgy torkolati villájában van a barlangot magába foglaló Peskő-tető. A Vermes-völgy felől lehet elérni a torkolattól mintegy 250 m-re és vagy 30 m magasan. A 4,5 m széles és ugyanekkor magas barlangbejáratot egy 2,6 m-es kifelé, lejtő fülke követi. Szelektív mállással, deflációval keletkezett. Benne több bekarcolt név, monogram látható.

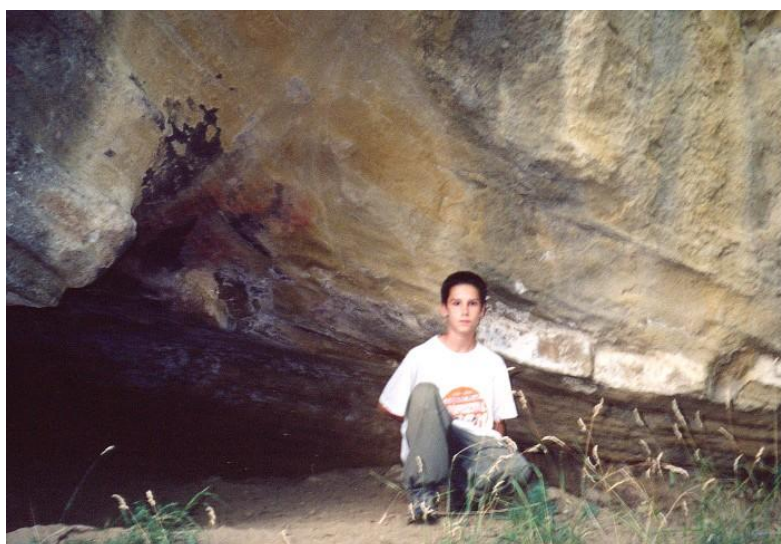
21. Szarvas-kői-eresz (Tarnalelesz, Szarvas-kő)

A legmagasabban levő Szarvas-kői üreg. A sziklafalból délre néz a 4,3 m

széles, 1,1 m magas , de csak 1,8 m beöblösödésű eresz. Üregesedése viszonylag gyors, ezért is vettük 1,8 m-es méretével a barlangok közé ezt a szelektív mállással alakuló üreget.

22. Szarvas-kői-kőlyuk (Tarnalelesz, Szarvas-kő)

Egy 14,65 m hosszú átmenőbarlang. Szélessége 2 m körüli, magassága nem éri el az 1 métert (4. ábra). Helyét egy tektonikai törés jelölte ki, melyet azután az alkalmi vízfolyások lineáris eróziója tágított, de még az oldódás is szerepet kapott kialakításában, hisz itt a homokkő mésztartalma 20 % körüli (8. kép).



8. kép: A Szarvas-kői-kőlyuk bejárata
Picture 8: Entrance to the Szarvas-kői Rock Hole

23. Szarvas-kői-üreg (Tarnalelesz, Szarvas-kő)

Tizenöt méterrel az előbb ismertetett barlangtól találjuk a Szarvas-kői-üreg 3,5 m hosszú, 2 – 2,5 m széles, 1,5 m magas tektonikus repedésbarlangját. Ez az üreg volt régen a pásztorok szállása, amíg a nyáj a közeli Galagonya-ereszben (akkori néven Köhodályban) pihent.

24. Szederkényi-sziklaeresz (Istenmezeje, Nagy-Szederjes-völgy)

A közigazgatásilag Istenmezejéhez tartozó Szederkénypusztától mintegy 1,5 km-rel keletre, a Nagy-Szederjes-völgyben található a Vajdavár-vidék legnagyobb barlangja, a 29 m széles, 3,5 m magas, 6,5 m beöblösödésű Szederkényi-sziklaeresz. Kialakulását főként a Szederjes-patak oldalazó eróziójának köszönheti, de a fellazult kőzet aprózódása is jelentős üregképződést

okozott.

25. Tó-melletti-eresz (Tarnalelesz, Leleszi-völgy)

A Leleszi-tó gátjától nyugatra egy kis mellékvölgy tart a Leleszi-völgy felé. E mellékvölgyben mintegy 50 m megtétele után érjük el az időszakos vízfolyás oldalazó eróziója által alakult Tó-melletti-ereszt. Az 5 m széles, 1,6 m magas, de csak 1,4 m beöblösödésű ereszt rohamosan növekszik.

26. Veres-eresz (Tarnalelesz, Debornya-fő)

A Leleszi-völgybe a Debornya-fő felől egy kis névtelen mellékvölgy tart. Ennek északi oldalában, 30 m magasan szelektív mállással, kőzetleszakadással alakult a Veres-eresz. Délre néző szája 6,5 m széles, 2,4 m magas, legnagyobb beöblösödése 2,3 m.

27. Vizeséses-eresz (Tarnalelesz, Leleszi-völgy)

Tarnalelesztől mintegy 4 km-rel északnyugatra a Leleszi-völgybe a Peskő Közép-oldalából kis katlanvölgy fut. A Leleszi-völgybe való betorkollásától vagy 100 m-re van egy 5-6 méteres mederlépcső. Itt alkalmi vizesés szokott kialakulni, amelynek örvénylő eróziója egy „U”-alakú ereszt, a Vizeséses-ereszt alakított (9. kép). Ennek délkeleti oldalán a beöblösödés már 2,6 m.



9. kép: A Vizeséses-ereszt egy időszakos vizesés alakította
Picture 9: The Vizeséses Rock Shelter was formed by an intermittent waterfall

A barlangszerű mesterséges üregek

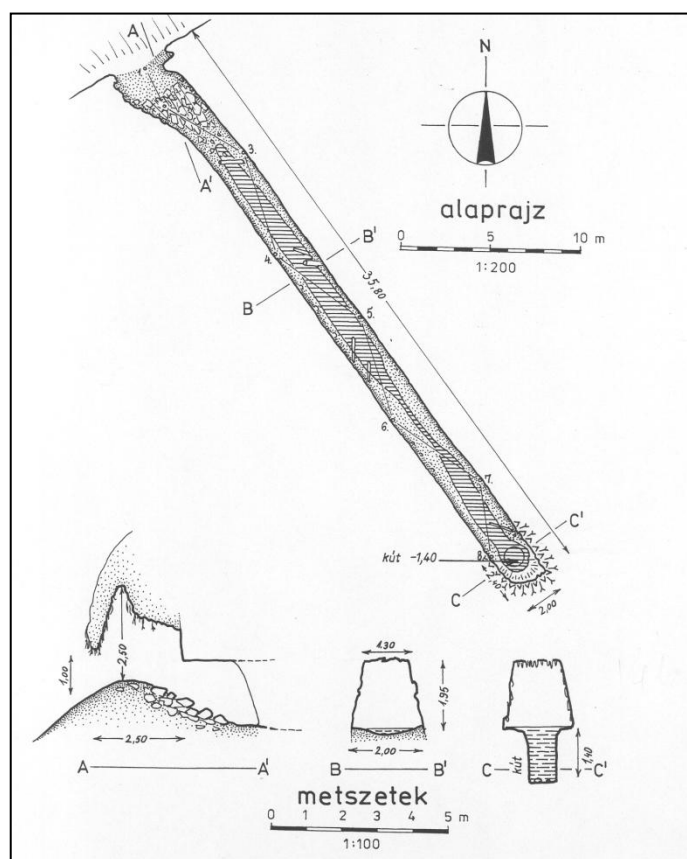
28. Barlang-pince (Arló, Barlang-hát)

A Gyepes-völgy fejtől délre, a Vajdavár felé eső lejtős hátat nevezik Barlangnak. Mindkét világháború vége felé itt több „barlangot”, bunkert ástak

a katonaszökevények. Jelenleg már egy sem áll közülük.

29. Játszótér-fölötti-akna (Borsodnádásd, Táncsics u.)

Borsodnádásd régi lemezgyári lakótelepén található egy leromlott játszótér. Az e fölött emelkedő erdős hegyoldalba nyílik egy ismeretlen céllal és ismeretlen időben készített akna, melyben felgyülemlt a széndioxid.



5. ábra: A Keszertanyai-tarót a vízszerezés miatt készítették
 Figure 5: The Keszertanyai Tunnel has been made for water supply

30. Keszertanyai-táró (Arló, Gyepes-völgy)

Arlótól 6,5 km-rel délnyugatra, a Gyepes-völgyben található a Keszertanya. Ennek kerítése mellett szájadzik a 35,8 m hosszú bányatáró-szerű folyosó, melynek végében egy 1,4 m mély aktív kút van (5. ábra). Egykoron ez biztosította a tanya vízellátását. Falait kalcitcseppkövek képezik. Benne denevérkolónia szaporodási helye van.

31. Kis-barlang (Arló, Kis-barlang-völgy)

Az arlói Gyepes-völgy felső szakaszába balról torkollik a Kis-barlang-völgy, mely a világháborúk idején katonaszökevények rejtekhelyeként szolgáló mesterséges „*barlangokat*” rejtett. Ezen üregek ma már nem láthatók.

32. Nagy-barlang (Arló, Nagy-barlang-völgy)

Az előbb említett kis völgygel párhuzamosan torkollik a Gyepes-völgy felső szakaszába. Ez a helynév már az 1858-ban felvett katonai térképen is szerepel. Szintén bujdosó katonaszökevények által készített bunkertábor volt itt. Az üregeket mára már visszahódította a természet.

33. Őr-hegyi pincék és istállók (Szajla, Őr-hegy)

Szajla peremén van a 28 m relatív magasságú (187,6 m tszf.) mesterséges halom (kunhalom?). A monda szerint ez Attila hun fejedelem sírhelye. Ennek oldalába mélyítették pincéket, istállókat.

34. Remete-forrási-pince (Arló, Gyepes-völgy)

Az arlói Gyepes-völgy felső részén adja vizét a Remete-forrás a közeli patakba. A forrástól 5 m-rel magasabban van egy az erdészet által használt, nyitott ajtajú, 8 m hosszú pince, melyet valószínűleg egy természetes barlangból alakítottak ki.

35. Szénlopó-táró (Istenmezeje, Rákos-völgy)

Istenmezeje északi részétől 7 km-rel nyugatra, a Rákos-patak völgyéből indul egy 15,6 m hosszú, vizes bányatáró. A magára hagyott üreg falai szépen cseppkövesek a homokkőből kioldott mésztartalom miatt.

36. Sziklakápolna (Istenmezeje, Noé szőlője)

Az ismeretlen időben készített, 1854-ig működő sziklakápolna sokáig elhanyagolt volt, mára szépen renovált bemutatóhely lett. Maga az üreg az egykori templomnak csak a 6 m hosszú, 5,7 m széles, 2,7 m magas szentélye volt. A hívők befogadására fából épített rész szolgált a jelenlegi előtér helyén, távolabb pedig volt egy ácsolt harangtorony is.

37. Temető-alatti-labirintus (Borsodnádasd, Táncsics u.)

Borsodnádasdön a Balatoni úti temetőhöz vezető Táncsics út melletti lejtőben nyílik az eddig mintegy 1 km-es terjedelemben bejárt, sok rövid (10-20 m) folyosóból és számos elágazásból álló üregrendszer. Az ácsolat nélküli bányatáró-szerű járatokat kovás kötésű durva homokkőben (Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció) hajtották ismeretlen időben és céllal (10. kép).

38. Török-bunker (Bükkszenterzslébet, Buknásza-dűlő)

A falutól mintegy 2 km-rel északra van az elvadult gyümölcsös alkotta Buknásza. Ennek egyik alacsony homokkőfalába készítették az 5,30 m hosszú, 3,10 m széles és 1,70 m magas, téglafarmájú bunkert. A monda szerint a török háború után itt maradt törökök laktak benne.

39. Vajdavár barlangja (Borsodnádasd és Szentdomonkos, Vajdavár)

Csak a számos mondában való említése után valószínűsített üregrendszer.

Járataira még nem sikerült rátalálni. Több folyosóból és teremből álló nagyobb erődített rendszernek mesélik el, mely a környék középkori és kora újkori urainak, a vajdáknak volt a központi helye. A Vajdavár és a Vermesfő közti nyeregben a két világháború idején kiterjedt bunkertelepet hoztak létre a katonaszökevények.



10. kép: Részlet az ismeretlen korú és célú Temető-alatti-labirintusból
Picture 10: A part of the Labyrinth Beneath Cemetery. The age and the purpose of the object is unknown.

Összegzés

A Vajdavár-vidék az Észak-magyarországi-középhegység 570 km²-es központja a Mátra és az északi államhatár között. Ez a hegység Magyarország egyetlen homokkővidéke, mert felszínének döntő többségét homokkövek alkotják. A hegység barlangjainak kutatása viszonylag későn, 1975-ben kezdődött, de a 2000-es évek elejére felgyorsult. Az ilyen irányú kutatásokat néhány egyéni kutató mellett többnyire a Vulkánszpeleológiai Kollektíva tagjai végzik. Jelenleg (2015-ben) már 27 természetes barlangot és 12 barlangszerű mesterséges üreget ismerünk, de még vannak át nem kutatott részei a hegységnek. Valamennyi vajdavár-vidéki természetes barlang glaukonitos homokkőben (Pétervásárai Homokkő Formáció) képződött. Ezek szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgással, koptatással, aprózódással és mállással alakultak. A barlangok többsége széles szájú ereszt, de bőven

vannak fülkék, valamint ismert néhány cső és hasadék is. Egy-két ereszen növények díszlenek, más üregekben denevérek laknak. A nagyobb barlangok és a mesterséges üregek némelyikéhez legendák, mondák fűződnek.

IRODALOM

- BÁLDI T.* (1971): A magyarországi alsó miocén – Földtani Közlöny 101. Budapest pp. 85-90.
- BOZÓ L.* (1996): Tarnalelesz község története – Tarnalelesz Önkormányzatának kiadványa, Tarnalelesz 120 p.
- BULLA B.* (1964): Magyarország természetföldrajza – Tankönyvkiadó, Budapest 424 p.
- CARTOGRAPHIA* (1986): A Karancs, a Medves és a Heves–Borsod-dombság turistatérképe – Cartographia Kft, Budapest
- DÉNES GY.* (1975): A Peskő helynév és a tarnaleleszi Peskő barlangjai – Karszt és Barlang I-II. pp. 25-28.
- DÉNES GY.- ESZTERHÁS I.- GÖNCZÖL I. – TINN J.* (1998): A Bükk-vidék nemkarsztos barlangjai – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 187-274.
- ESZTERHÁS I.* (2003): A Vajdavár-vidék barlangjai – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 71-151.
www.termeszetvedelem.hu/_user/browser/.../eszterhas_istvan_2003.pdf
- ESZTERHÁS I.* (2013): A Vajdavár-vidék újabb barlangjai – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 96-131.
- ESZTERHÁS I.* (2014): További barlangok a Vajdavár-vidéken – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 140-163.
- GHEYSELINCK, R.* (1941): A nyughatatlan föld –
www.mek.iif.hu/porta/termesz/foldtud/nyughat5/html
- HÁMOR-JÁMBOR* (1971): A magyarországi középmiocén – Földtani Közlöny 101. Budapest pp. 91-102.
- HAMMOND, E. H.* (1964): Analysis of properties in land from geography: application to broadscale land from mapping – Annals. Association of American geographers 54. New York pp. 11-18.
- HEGEDŰS A.* (2001): Az Ózd–Pétervásárai-dombság barlangjai – Karsztfejlődés VI. pp. 281-289
- HEGEDŰS A.* (2005): Az Ózd–Pétervásárai-dombság természeti és kulturális értékei – Holocén Természetvédelmi Egyesület kiadványa, Miskolc pp.

12-15.

HEVESI A. (2002): A Bükkhegység földrajzi helyzete, Felszínfejlődés – In *BARÁZ CS* (szerk.): A Bükki Nemzeti Park – a BNP Igazgatóságának kiadása, Eger pp. 84-85.

JUHÁSZ Á. (1987): Évmilliók emlékei – Gondolat Kiadó, Budapest 512 p.

KATONA CS. (1997): Homokkövek cseppkövei – Természet Világa pp. 336-337

KATONA CS. (2006): Vajdavár-homokkővidék – Kornétás Kiadó, Budapest pp. 100-124.

OZORAY GY. (1962): The genesis of non-karstic natural cavities as elucidated by Hungarian examples – Karszt- és Barlangkutatás, Budapest pp. 127-136.

PÉCSI M. (1967): Reliefenergia – In *RADÓ* (szerk.): Magyarország Nemzeti Atlasza – Kartográfiai Vállalat, Budapest pp. 5. és 20.

PRAKFALVI P. (2000): A Karancs-Medves Tájvédelmi Körzet földtani felépítése az újabb kutatások tükrében – Nógrádi Értékekért, Salgótarján pp.18-22.

SCHRÉTER Z. (1940): Borsodnádásd és Arló környékének földtani viszonyai – Kézirat a MÁFI adattárában, Budapest

A KARSZTVIDÉKEK JELENTŐSÉGE AZ ERDÉLYI-SZIGETHEGYSÉG TURISZTIKAI POTENCIÁLJÁBAN

THE IMPORTANCE OF KARSTIC REGIONS IN THE TOURISM POTENTIAL OF THE APUSENI MOUNTAINS (ROMANIA)

IMECS ZOLTÁN¹ – TELBISZ TAMÁS² – MARI LÁSZLÓ²

¹Babes-Bolyai Tudományegyetem, Földrajz Kar, Magyar Földrajzi Intézet

²ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C.

zimecs@yahoo.com

Abstract: The Apuseni Mountains is a very interesting unit among the mountains of Romania and South-Eastern Europe. Due to the variety of the geological structure its relief is diversified. Although the karstic rocks occupy only 6% of the whole region, and another 9% are occupied by partially karstifying rocks, we consider that the karst has an important role in these mountains. Based on touristic maps we created a database with almost all natural touristic attractions. We ranked these sights according to their importance from locally significant points to internationally well-known tourist targets. More than 80% of the almost 600 sights are situated on karst. This shows the potential importance of karst in tourism. We present the most important touristic maps of the region, mostly those presenting karstic regions. We compare the tourist potential of karst with statistic data regarding the overnight stays spent by tourists in different accommodations.

Bevezetés

Az Erdélyi-szigethegység igen érdekes színfolt Románia és Délkelet-Európa hegységei között. Sokarcú kőzettani felépítése igen változatos domborzatot eredményez. Ebben a változatosságban jelentős helyet foglalnak el a karsztos területek, bár a jól karsztosodó kőzettani formációk csupán a terület 6%-án vannak a felszínen, illetve további 9%-ot foglalnak el a részben karsztosodó kőzetek. Jelen kutatásunk egy tágabb, a földrajzi POSSZIBILIZMUST vizsgáló munka része (TELBISZ et al. 2014, 2015). Ebben a munkában a karszt és a turizmus kapcsolatát vizsgáljuk, mivel a turizmus számos karsztvidék esetében rendkívül fontos szerepet játszik (pl. DUVAL 2006; BARBOSA – TRAVASSOS 2008, KIERNAN 2011). A turizmus rendkívül összetett jelenség, még akkor is, ha csupán a természettel kapcsolatos vonatkozásait tekintjük (részletesen ld. SZILASSI 2003). Az Erdélyi-szigethegység társadalmi problémáinak (elváándorlás, bányászat/ipar okozta környezeti problémák; BUZA et al. 2001, COCEAN 2001) egy részére megoldást jelenthet a jó esetben fenntartható, turizmusra épülő gazdaság. Ennek a természeti adottságok mellett fontos az „örökség” dimenziója is (ABRUDAN – TUR-

NOCK 1999, SURD – TURNOCK 2000), ami közvetve egyébként szintén összefügg a természeti adottságokkal. Ezek mellett COZMA (2012) kimutatta, hogy egész Észak-Erdély vendégforgalmából 37,5%-os részarányt jelent a gyógyfürdőre, mint természeti adottságra, épült Váradszentmárton (Félixfürdő, Nagyvárad mellett). Fontos tény továbbá, hogy bár Románia óriási turisztikai potenciállal rendelkezik, nemzetközi szinten a turizmus szektor teljesítménye gyengének mondható.

Korántsem állítjuk azt, hogy a turizmus fő motorja a természet, de a jelen tanulmányban most az idegenforgalomnak ezt az összetevőjét vizsgáljuk. A természeti környezet kínálta sokoldalú lehetőségek közül a turisztikailag jól azonosítható természeti objektumokat választottuk ki, ezek alapján végeztük elemzésünket, de ez természetesen nem azt jelenti, hogy ezt tekintjük a kizárólagos, vagy akár legfőbb tényezőnek. Ugyanakkor ezek térségi elhelyezkedése kétségkívül fontos a természeti alapú turizmus szemszögéből. Célunk egyrészt az volt, hogy megállapítsuk, a karsztos látnivalók milyen arányban szerepelnek a természeti célpontok között, másrészt hogy föltárjuk, hogy a tényleges turizmusban tükröződik-e a karsztok jelentősége. Kétségkívül jelzésértékű, bár nem számszerű bizonyíték a karszt fontossága mellett, hogy az Erdélyi-szigethegység számos tematikus útja között szerepel egy „Mésző útja” is a Torockói-hegységben (CSÍKI 2008).

Adat és módszer

Céljainknak megfelelően a térség turista térképeit felhasználva létrehoztunk egy adatbázist, amelyben feltüntettük az összes, a térképeken névvel vagy külön szimbólummal feltüntetett természeti látnivalót. Munkánk kiinduló adatát a Szigethegységet lefedő turistatérképek képezték. Ezek listája megtekinthető a *I. táblázatban*.

I. táblázat
Table 1.

A kutatáshoz felhasznált turista térképek
The tourist maps used for the research

Ssz.	Hegység	Kiadó	Méretarány
1.	Erdélyi Szigethegység	Dimap-Erfatur	1:200 000
2.	Bihar-hegység	Erfatur-Dimap	1:60 000
3.	Erdélyi Érchegeység	Erfatur-Dimap	1:60 000
4.	Gyalui-havasok	Erfatur-Dimap	1:50 000
5.	Királyerdő-hegység	Erfatur-Dimap	1:50 000
6.	Pádis karsztvidéke	Dimap-Erfatur	1:30 000
7.	Torockói-hegység – dél	Erfatur-Dimap	1:50 000
8.	Torockói-hegység – észak	Carpatmap-Erfatur-Dimap	1:50 000
9.	Vlegyásza-hegység	Erfatur-Dimap	1:50 000
10.	Muntii Codru-Moma (Béli hegys.)		1:100 000

Azokon a területeken, amelyek két szomszédos turista térképen is megjelennek, mindkét helyen meg vannak jelölve az objektumok. Természetesen az adatbázisba csak egyszer kerültek be.

A karsztos területek lehatárolása Románia 1:200 000 méretarányú geológiai térképszelvényeinek egyszerűsített változata alapján történt (TELBIŞ et al. 2014). A statisztikai adatok, amelyek a vendégéjszakák számát tartalmazzák község szinten a 2011. és 2014. évre, a Román Nemzeti Statisztikai Hivatal honlapjáról származnak. COZMA (2012) szerint „a turizmusföldrajz számára rendelkezésre álló adatbázisok, különösen a romániai Nemzeti Statisztikai Hivatal által közzétett források megbízható információval szolgálnak a kereskedelmi szálláshelyekről és vendégforgalomról”. A térképek elemzése ArcMap 10.1 térinformatikai szoftverrel történt. A potenciális szálláshelyek számát és kapacitását az Interneten található szálláskereső honlapok segítségével határoztuk meg.

Eredmények

A munka során feltűnt, hogy a karsztos térségekben sokkal több névvel ellátott objektum található mint a nem karsztos térségekben. A továbbiakban szubjektív módon, terepi ismereteink és tapasztalataink alapján csoportosítottuk a látnivalókat kevésbé ismert (478), ismert (108), jelentős (10) és kiemelkedő (3) kategóriákba (ez utóbbiba tartoznak: a Pádis, a Székelykő és a Tordai-hasadék). Az így kapott, egy híján 600 objektumot a térképek alapján, most már objektív módon az objektum jellege alapján 23 csoportba lehet sorolni. Ez a csoportosítás látható a *II. táblázatban*.

II. táblázat
Table II.

A természeti turisztikai objektumok típusai és darabszáma
The types and number of natural tourist attractions

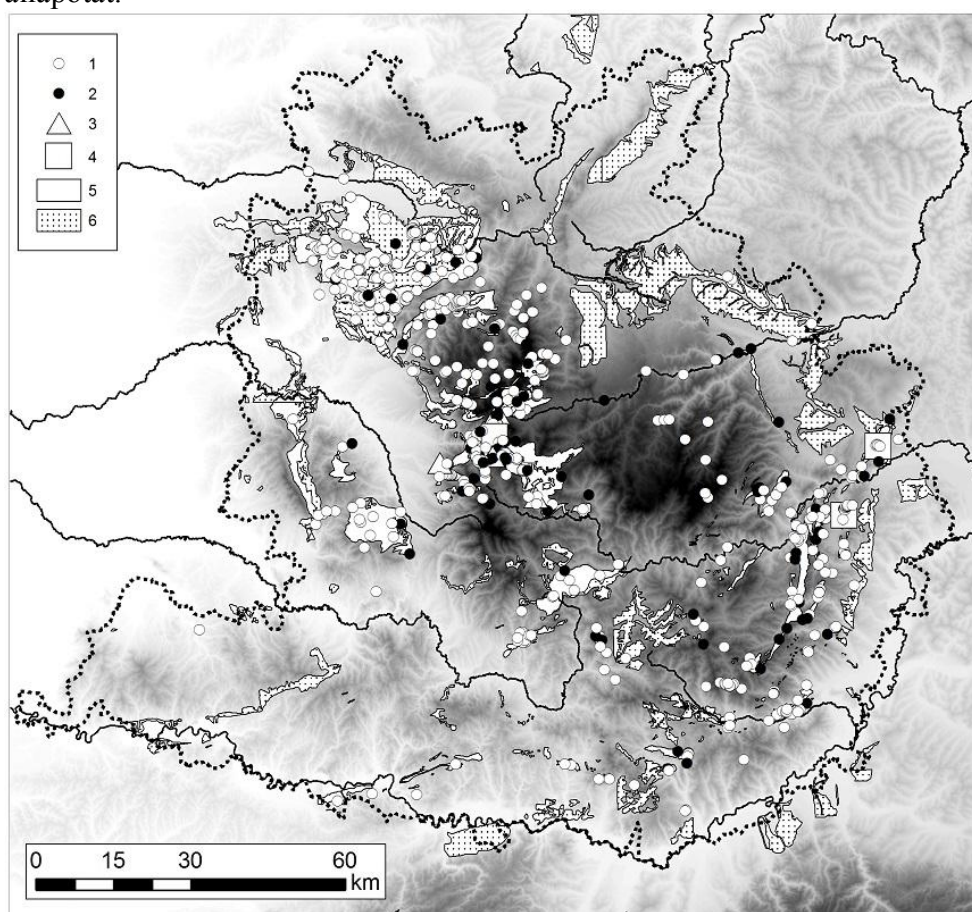
Típus	Darab	Típus	Darab	Típus	Darab
barlang	211	mésztofá domb	1	torrens	1
csúcs	3	szakadék	1	tőzegláp	1
dolina	2	szakadéktöbör	2	tó, tározó	38
forrás	2	szikla, sziklafal	162	védett erdő	1
karsztfennsík	2	sziklaív	2	víznyelő	11
karsztforrás	13	szurdok	45	vizesés	30
kilátó	30	természetvédelmi ter.	19	zsomboly	23

A természeti objektumok térbeli eloszlása valamint a csoportosításuk az első ábrán figyelhető meg (*1. ábra*).

Vizsgálataink során kiderült, hogy a közel 600 objektum közül 487 tekinthető karsztosnak. Ezek térbeli eloszlása, sűrűsége igen jól megfelel a közismert, turisztikailag is jelentős karsztos térségeknek. A rendelkezésre

álló statisztikai adatok segítségével, amelyek a vendégéjszakákra vonatkoznak, megvizsgáltuk a karsztos objektumok és a turisztikai forgalom közötti összefüggést.

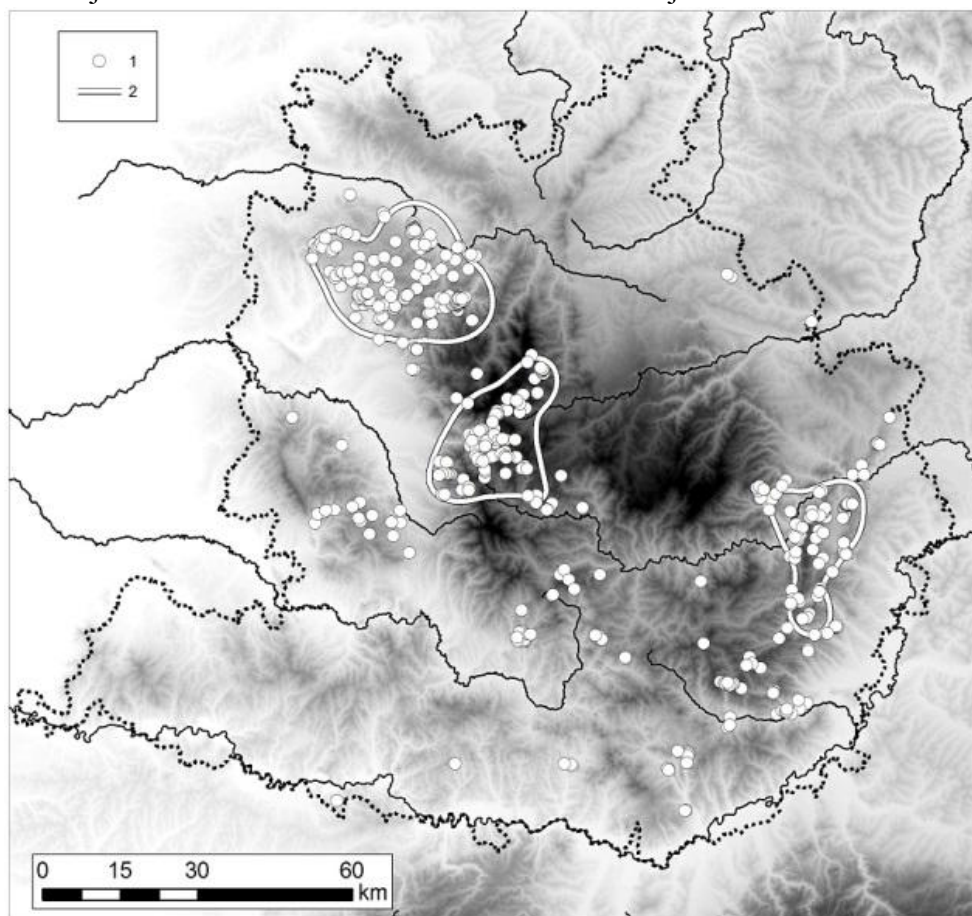
A statisztikai adatokat szemrevételezve arra a következtetésre jutottunk, hogy ezek nem minden esetben felelnek meg a valóságnak, mivel terepi ismereteink alapján több olyan helyszínről is tudunk, ahol vannak szálláshelyek, van turista forgalom, ám ez mégsem jelenik meg a statisztikai adatokban. Ezért kiválasztottunk néhány ismert karsztos térséget és megvizsgáltuk a turisztikai szálláshelyek jelenlegi, a valósághoz minél közelebbi állapotát.



1. ábra: A természeti objektumok térbeli eloszlása
 Jelmagyarázat: 1. kevésbé ismert, 2. ismert, 3. jelentős, 4. kiemelkedő, 5. karszt, 6. vegyes karszt
 Fig. 1. The spatial distribution of natural tourist attractions.
 Legend: 1. less known, 2. known, 3. important, 4. very important, 5. karst, 6. mixed karst

A karsztos objektumok aránya az összes természeti látnivalón belül

A turista térképről – ezek UTM koordinátába illesztése után – digitalizálással begyűjtött turisztikai objektumok karsztos vagy nem karsztos jellegét a geológiai térkép segítségével döntöttük el. A geológiai térkép kis méretaránya miatt a róla lehatárolt karsztos és vegyes karsztos területeket 200 méterrel kiterjesztettük, majd ezután kerestük meg azokat az objektumokat amelyek ezen a kiterjesztett területen vannak. Az elemzés alapján kiderült, hogy 487 objektum karsztos területen található. Bár az objektumok eloszlása



2. ábra: A karsztos objektumok területi eloszlása és a legnagyobb objektum-sűrűségű területek
Jelmagyarázat: 1. karsztos objektum, 2. 0,1 db/km²-nél nagyobb sűrűség
Fig. 2. The karstic attractions and the regions with highest object density
Legend: 1. karstic attractions, 2. density higher than 0,1 attraction/sqkm

elégé nyilvánvaló, mégis végeztünk egy sűrűség vizsgálatot az ArcMap – Spatial Analyst – *Kernel Density* eszközével. Ennek eredményeképpen na-

gyon szépen kirajzolódnak a turisztikai szempontból is legjelentősebb térségek: a Királyerdő-hegység, a Pádis vidéke és a Torockói-hegység (2. ábra).

Statisztikai adatok feldolgozása

A turisztikai forgalom becslésének egyik lehetősége a vendégéjszakák számának az elemzése. A Román Statisztikai Hivatal honlapján elérhetők ezek az adatok, de sajnos csak község szintre. A „község” romániai viszonylatban a legkisebb közigazgatási egység amely tartalmazhat több települést, de állhat akár egy településből is. A városok, megyei jogú városok (municipiumok) szintén ebbe a kategóriába tartoznak. A kutatás során vizsgált terület lehatárolása szintén a közigazgatási egységek segítségével történt. Összesen 181 ilyen közigazgatási egység található a tanulmányozott térségben, ezek 6 megyéhez tartoznak. Van köztük municipium, város és egy vagy több faluból álló község is. A továbbiakban csak azokkal a közigazgatási egységekkel foglalkoztunk, amelyekben van karsztos objektum. Ezeket egy térbeli lekérdezéssel válogattuk ki. Kiderült, hogy 62 olyan közigazgatási egység van, amelyben található karsztos objektumok. A vendéglátásra vonatkozó statisztikai adatokat megvizsgálva hamarosan kiderült, hogy ezek több ponton hiányosak. Sok olyan közigazgatási egység van, ahol nincs bejelentett vendégéjszaka. Ez elvileg azt jelenti, hogy ott nincsenek szálláshelyek. De a terepi tapasztalat ellentmond ennek. Feltételezésünk szerint inkább az a helyzet, hogy a vendégek, illetve a kisméretű vendéglátóhelyek nincsenek bejelentve (az 5 fő alatti szállásokat eleve nem tartalmazza ez a statisztika). A továbbiakban vizsgáljuk meg a rendelkezésünkre álló adatokat, elfogadva azok hiányosságát. Mivel két év (2011 és 2014) adatait vizsgáltuk, lehetőségünk nyílik nyomon követni a bekövetkezett változásokat.

Megvizsgálva mind a 181 közigazgatási egységet megállapítottuk, hogy 2011-ben 106 olyan egység volt ahol a vendégéjszakák száma 0 volt. 2014-ben ez a szám 101-re csökkent, ami elvileg enyhe javulást jelenthet. Csakhogy vannak olyan egységek, pontosabban 10 eset, ahol 2011-ben volt adat, 2014-ben pedig már nem. Tehát ezekben az esetekben az adatok nem a vendégéjszakák – és ennek megfelelően a turizmus – fejlődését mutatják, hanem a visszafejlődést. Ez valószínűleg nem felel meg a valóságnak. 15 olyan egység van ahol 2011-ben nem volt adat, de 2014-ben már igen. Ez egyértelműen fejlődésnek tekinthető. Ami a vendégéjszakák teljes számát illeti, 2011-ben ezek száma 469 470 volt. Ez a szám 2014-re 519 678-ra növekedett, ami az előző szám 110,7%-a, ez fejlődésnek tekinthető, de nehéz megmondani, hogy ebből mekkora rész jelenti a turizmus fejlődését, és mekkora az adatszolgáltatását.

Lássuk azonban mi a helyzet azokkal a területi egységekkel, amelyekben karsztos látnivalók vannak! Amint már elhangzott, ezek száma 62. Itt is találunk különbséget a két vizsgált év között. 2011-ben 31 egységben voltak adatok, 2014-ben ezek száma 36-ra növekedett. 5 esetben olyan egységekben jelentek meg adatok, ahol előzőleg nem voltak. Bár 14 egységben figyelhető meg csökkenés, összességében a vendégéjszakák száma a 2011-es 307 741-ről 2014-re 310 188-ra emelkedett. Vizsgáljuk meg egy kicsit alaposabban a konkrét számokat. A következő táblázatban feltüntetjük azt a 36 közigazgatási egységet, amelyben 2014-ben volt adat. Ugyanakkor látható az illető területen található karsztos objektumok száma is (Db.). A közigazgatási egységek az objektumok számának csökkenő sorrendje szerint vannak rendezve (III. táblázat). A karsztos objektumok és az adatokkal rendelkező közigazgatási egységek térbeli eloszlása a 4. ábrán látható (4. ábra).

III. táblázat

Table III.

Karsztos objektumok és vendégéjszakák száma 2011- és 2014-ben közigazgatási egységek szintjén
The number of karstic attractions and overnight stays in 2011 and 2014 at commune level

	Éjszakák				Éjszakák		
	Db.	2011	2014		Db.	2011	2014
Pietroasa (Vasaskőfalva)	64	979	1629	Moneasa (Menyháza)	5	95068	84770
Bulz (Csarnóháza)	48	1090	3537	Moldovenesti (Várfalva)	4	3721	240
Roşia (Bihárrósa)	28	0	471	Petreştii de Jos (Alsópeterd)	4	44	1243
Budureasa (Bondorasszó)	27	8648	5257	Sălcuia (Szolcsva)	4	4539	4383
Vadu Crişului (Rév)	21	0	512	Geoagiu (Algyógy)	4	131703	133658
Şuncuiuş (Vársonkolyos)	21	3585	2254	Almaşu Mare	3	273	428
Mărgău (Meregyó)	18	1599	1488	Aghireşu (Egeres)	2	0	1068
Rîmetea (Torockó)	18	2047	9282	Poieni (Sebes)	2	1120	1846
Bratca (Barátka)	14	583	848	Vidra	2	2299	3361
Metes (Metesd)	14	1469	1351	Remetea (Magyarremete)	1	360	277
Râmet (Remete)	12	0	569	Săcuieu (Székelyó)	1	66	600
Livezile	10	2	675	Tureni (Tordatúr)	1	4910	653
Galda de Jos (Alsógáld)	8	556	1073	Săvârşin (Soborsin)	1	855	750
Garda de Sus (Felsőgirda)	7	5155	4378	Lupşa (Lupsa)	1	0	979
Nucet (Diófás)	6	4216	1135	Mihai Viteazu (Szentmihály)	1	1724	2530
Arieşeni (Lepus)	6	18380	19107	Ighiu (Magyarigen)	1	4974	4657
Curăţele (Tisztásfalva)	5	633	498	Baciu (Kisbács)	1	2363	5708
Intregalde (Középgáld)	5	1114	1512	Albac (Fehérvölgy)	1	3666	7461

A továbbiakban csak a 2014-es adatokkal foglalkozunk. Ha arra vagyunk kíváncsiak, hogy van-e összefüggés a karsztos objektumok száma és a vendégéjszakák száma között, kiderül, hogy nincs, hiszen a korrelációs együttható értéke -0,103. Az egyik lehetséges magyarázat az, hogy az adatok részben hibásak. A másik azonban az, hogy a vendégéjszakák számában nem a

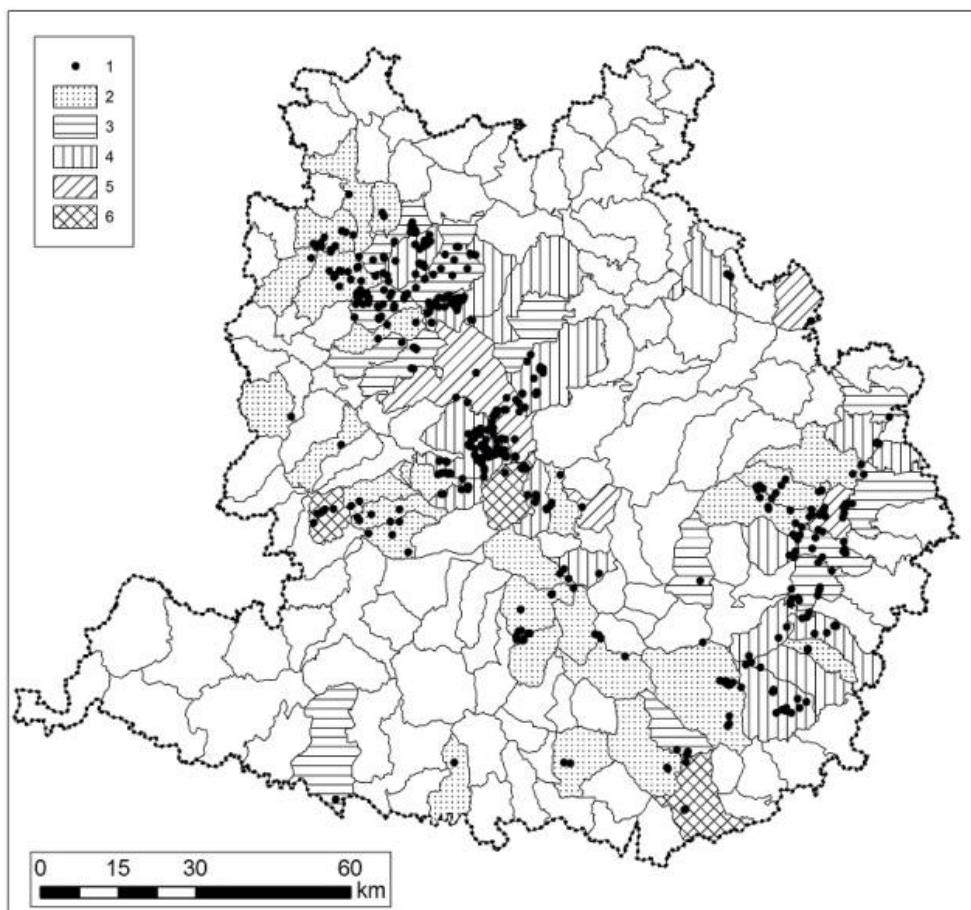
karszt a döntő. Valószínűleg mindkettő magyarázat igaz. Az, hogy a jelenlegi számok szerint a vendégéjszakák számában nem a karszt a meghatározó, nem zárja ki, hogy a turisztikai potenciálja, azaz lehetősége, nagy legyen. Másrészt, ha egyéb kedvező turisztikai adottságok is léteznek (mint ahogy léteznek is – örökségturizmus, ökológiai turizmus; városok turizmusa), az szintén hozzájárul ahhoz, hogy a karszt és a vendégéjszakák között nincs közvetlen korreláció. De a térkép (4. ábra) igazolja, hogy térbeli átfedés azért létezik.

A táblázatban van három olyan területi egység ahol a vendégéjszakák száma 2014-ben meghaladja a 10 000-et. Ezek – bár a területükön vannak karsztos látnivalók – jelentős látogatottságukat más tényezőknek köszönhetik.

Geoagiu (Algyógy, pontosabban Feredőgyógy) termálvizekkel rendelkező fürdőhely, itt a vendégéjszakák száma meghaladja a 130 ezret. A fürdő közelében van egy jelentős méretű, igen látványos édesvízi mészkő képződmény, amelyen még a római korban történt hasznosítás nyomai is látszanak (1. kép).



1. kép: Édesvízi mészkő lerakódás Feredőgyógyon
Picture.1. Travertin deposit in Geoagiu Bai



3. ábra: A karsztos objektumok és a közigazgatási egységek eloszlása.
 Jelmagyarázat: 1. objektumok; vendégéjszakák száma, 2. 0, 3. <1000, 4. 1000-5000, 5. 5000-10000, 6. >10000

Fig. 3. The spatial distribution of karstic attractions and communes.
 Legend: 1. attractions overnight stays, 2. 0, 3. <1000, 4. 1000-5000, 5. 5000-10000, 6. >10000

A fürdő néhány kilométeres körzetében található 5 igen látványos szurdokvölgy. Ezek azonban kevésbé ismertek, megközelítésük elég nehézkes.

Moneasa (Menyháza) szintén termálvizes fürdőhely. Itt is találunk kevésbé látványos karsztos objektumokat, de ezek szerepe a több mint 80 ezres vendégszámban elhanyagolható. Kissé meglepő a 2011-es évhez viszonyított csökkenés, ennek talán a válság lehet az oka.

A termálvizes fürdők léte egyébként közvetve szintén a karszthoz kötődik, csak ebben az esetben nem a formakincs, hanem a hidrogeológiai adottságok a lényegesek.

Arieşeni (Lepus) már igazi hegyvidéki település. A közel 20 ezres vendégszámot a téli sportok szerelmeseinek köszönheti. Az utóbbi években jelentős fejlesztések történtek a sípályák kiépítése tekintetében. Ugyanakkor a település kiindulópontként szolgálhat a közelben található Pádis térség jelentős objektumainak megközelítésére.

Ha ennek a három – elsősorban nem karsztos jelentőségű – egységnek az össz-vendégéjszaka számát kiszámítjuk (237 535), kiderül, hogy a 36 vizsgált közigazgatási egység össz-vendégéjszaka számának több mint 76%-át teszik ki. Ezek alapján úgy tűnik, hogy a karsztos formakincs vonzereje lényegesen kisebb. Az egyes egységeken belül a különböző objektumok hatásának kiderítéséhez további, sokkal részletesebb vizsgálatokra lenne szükség, de ez nem képezi a jelen tanulmány célját.

Most vizsgáljuk meg a „*maradék*” közigazgatási egységeket. A vendégéjszakák csökkenő sorrendjében Rimetea (Torockó) következik. A többségében magyarok lakta település épített örökségével, kulturális rendezvényeivel vonzza a turistákat, de elég nagy a valószínűsége, hogy az odalátogatók legalább megpróbálnak a Székelykőre felmászni. Ennek és a közelben lévő további karsztos látványosságoknak a szerepét kideríteni csak helyszíni kérdőívezéssel lehetne. Mindenképpen örömdetes a vendégéjszakák számának a növekedése, ami a már régóta működő és ismert szálláshelyek gazdasági „*kifehéredését*” jelzi, de újabb szálláshelyek létrejöttével is magyarázható.

Most vizsgáljuk meg a legnagyobb karsztos objektumszámmal rendelkező közigazgatási egységeket. Az első helyen 64 objektummal Pietroasa (Vasaskőfalva) áll. Valójában mellé kell sorolnunk Budureasa (Bondoraszó) községet is a maga 27 karsztos objektumával. Ennek azért van értelme, mert a közismert Pádis karsztfennsík legnagyobb része, legtöbb látnivalója ennek a két községnek a területén található. A két községben található 91 objektum az összes karsztos objektum közel 20%-át teszi ki, ami az adott térség jelentős vonzerejét igazolja. Valóban nincs értelme külön vizsgálni a két egységet, mert például a Pádis fennsík (Bondoraszóhoz tartozik) megszállt turisták biztosan meglátogatják például a Csodavárat amely már a szomszédos község területén van. Ugyanígy az Istállók (La Grajduri) térségben sátorozók biztosan felkeresik a Szamos-bazárt. A két község együttes vendégéjszaka száma megközelíti a 7000-et. Ez a szám szintén meglehetősen magas, ugyanis Bondoraszó területén van a közismert üdülőtelep, Biharfüred, ahol a szálláshelyek száma meghaladja a 150-et és ahova a turisták inkább gyógykezelésre járnak. A karsztos objektumok a teleptől távol helyezkednek el. Az említett, Pádishoz tartozó, 91 objektum inkább a Pádis fennsík területén található 292 szálláshely irányából közelíthető meg (www.turistinfo.ro). A forgalom

helyes becslését nehezíti, hogy nagyon sok turista sátorban lakik, az ő számuk nem kerül be a hivatalos statisztikába. A forgalom pontos értékeléséhez részletes terepi felmérésre lenne szükség. Így elmondhatjuk, hogy a Pádis térségében megforduló valódi turistaszám nagyobb, mint ami a hivatalos adatokból kiderül.

A sorrendben következő Bulz (Csarnóháza) község esetében 48 karsztos objektumra 3537 vendégéjszaka jut. A keresőkkel azonosítható szálláshelyek száma meghaladja a 200-at (www.plecat.ro). Úgy tűnik, hogy itt a számok közelebb állnak a lehetséges valósághoz.

A továbbiakban egyaránt 21 karsztos objektummal Vadu Crișului (Rév) és Șuncuiuș (Vársonkolyos) községek következnek. Réven az internet segítségével 50 férőhelyet találunk (www.turistinfo.ro), Sonkolyoson több mint 100 férőhelyet (<http://cazare-suncuius.viaromania.eu/>). Ebben a térségben is érvényes az előzőekben már bemutatott átjárás. Ugyanakkor talán itt a legegységesebb a karsztos objektumok hatása, hiszen ezek közel vannak egymáshoz és könnyen megközelíthetők. De mivel itt is van sátorozási lehetőség, a pontos vendégéjszaka szám becslése ez esetben is nehéz. Megjegyezzük azt is, hogy a vasúti megközelítés lehetősége miatt sok az egy napos turista, akiknek a száma nem jelenik meg vendégéjszaka formájában.

Tovább haladva a listában az objektumok számának csökkenő sorrendjében, egyre nehezebb kimutatni a karsztos objektumok hatását. Mindenképpen örvendetes a statisztikai adatok alapján kimutatható általános növekedés ami a turizmus jelentőségének fejlődését igazolja.

Most vizsgáljuk meg azokat a közigazgatási egységeket, amelyekben 2014-ben egyetlen vendégéjszakát sem jegyeztek. 26 ilyen közigazgatási egység van, ezek területén összesen 116 karsztos objektum található, ami a teljes objektumszám közel $\frac{1}{4}$ -e. Nem soroljuk fel őket külön táblázatban, hanem kiválasztjuk a 10-nél több objektummal rendelkező egységeket és egy kicsit részletesebben bemutatjuk őket.

Az első helyen 19 karsztos objektummal Dobrești (Bihardobrod) áll. Ez a térség a Királyerdő-hegység dél-nyugati oldalán található. A térképeken megjelölt objektumok kevésbé ismertek, inkább csak a barlangászok keresik fel őket. Turisztikai jelentőségük csekély. Az interneten keresve nem találtunk szálláshelyet a térségben.

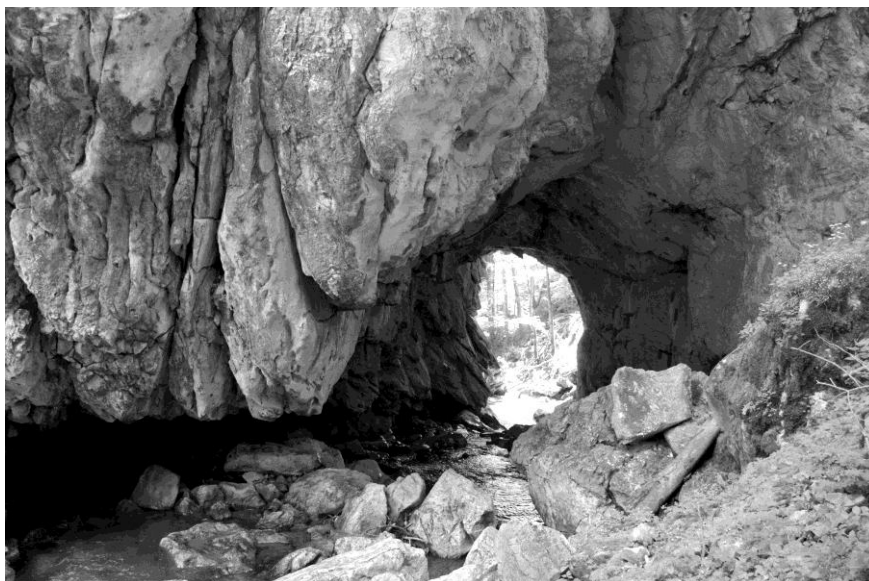
12 objektummal két közigazgatási egység rendelkezik Zlatna (Zalatna) és Posaga (Podsága). Előbbi tulajdonképpen a Torockói-hegység déli csücskében van, az itt található karsztos objektumok kevésbé ismertek, turisztikai jelentőségük elhanyagolható. Itt sem találunk szálláshelyet. Podsága a Gyulai-havasok déli oldalán található, legjelentősebb látnivalója a Bélavár (5. ábra). Ez is aránylag könnyen megközelíthető és bejárható egy napos túrá-

val, talán ez az oka a vendégéjszakák hiányának. Itt sem találunk szálláshelyet.

Végezetül 11 objektummal Bulzești de Sus (Felsőbulzesd) községet kell megemlítenünk. A Bihar-hegység déli oldalán található község területén van néhány szoros, a leglátványosabb objektum pedig egy sziklaív, ami tulajdonképpen egy beszakadt barlang maradványa (3. kép). Ezek az objektumok sajnos kevésbé ismertek, megközelítésük elég körülményes, távol vannak a közismert turista útvonalaktól. Itt sem találunk szálláshelyet. A mellékelt fényképekkel az említett objektumok látványosságát, potenciális vonzerjét szeretnénk szemléltetni.



2. kép – A Bélavár sziklaíva
Picture. 2. – Scarita Belioara



3. kép: A Grohoti kőhid
Picture. 3. Grohot natural bridge

Összefoglalás, következtetések

Eddigi vizsgálataink alapján megállapítható néhány konkrét tény. Egyértelműen látszik, hogy a karsztos térségekben a turistatérképeken sokkal több névvel ellátott objektum található, mint a nem karsztos területeken. Ez a tény akár alapját is képezheti egy karsztos területeket népszerűsítő turisztikai marketingnek.

A karsztos objektumok ismertsége és a vendégéjszakák száma között véleményünk szerint egyértelmű az összefüggés, még akkor is, ha az adatok részben hiányosak. Ez az összefüggés elsősorban a térképi elemzés alapján rajzolódik ki, konkrét korreláció nem mutatható ki a karsztos objektumok száma és a vendégéjszakák között, így további vizsgálatot igényel, hogy milyen módszerrel lehetne ezt jobban megközelíteni. A kapcsolatot gyengíti értelemszerűen az is, hogy a turizmust számos egyéb tényező is befolyásolja. A legnagyobb vendégforgalmat az adatok és a terepi tapasztalatok alapján az egészségturizmus, a gyógyfürdők generálják, de a síturizmus jelentősége is kimutatható. Emellett az örökségturizmus (pl. magyarlakta vidékek, pl. Torockó, Kalotaszeg; illetve a román Mócvidék), valamint az ökoturizmus is szerepet játszik. A természeti látnivalókra irányuló egy napos turizmus a felhasznált adatokban nem jelenik meg, közvetve nagyrészt a városok turizmusához kapcsolódik. Ez egy fontos, külön kérdéskör, mely meghalad-

ja a jelen tanulmány kereteit, és szintén további vizsgálatokkal (kérdőívezés, forgalom-számlálás) mérhető.

Módszertani jellegű következtetésünk, hogy a Román Nemzeti Statisztikai Hivatal turizmusra vonatkozó adatai nem teljes mértékig megbízhatók, de más átfogó adatbázis híján, a nagyobb területre (jelen esetben a Szigethegységre) kiterjedő vizsgálatok során mégis csak ezeket lehet használni, így az eredményeink ebből adódóan közelítő jellegűek. Ezzel a román turizmus más kutatóinak véleménye is egybecseng (pl. *CSÍKI L.T.* szóbeli közlése). Részletesebb kérdőívezéssel, kisebb mintaterületre vonatkozó vizsgálatok alapján lehetne pontosabb, de térben lehatároltabb eredményekre jutni.

A statisztikai hiányosságok egyik oka az, hogy sok vendéglátó nem jelenti be a vendégeket. Ez a tény nagyon jól tükröződik a fürdőhelyek esetében, ahol a nagyobb szállodák forgalma, a szigorúbb szállodai rendszernek köszönhetően jobban megjelenik az adatokban. Ahol csak panziók, magánkézben lévő szálláshelyek vannak, ott az adatok is hiányosabbak. Tehát valószínűleg az ágazat kifehérítésére, vagy legalábbis szürkítésére lenne szükség. De a teljes „kifehéredés” mellett sem fog csak az adatokból kiderülni, hogy a különböző típusú vonzó tényezők milyen mértékben járulnak hozzá a turisztikai forgalomhoz.

Külön nehézséget jelent a sátorozó turisták számának becslése, akik tulajdonképpen vadkempingezés formájában szállnak meg, és sajnos egy részük, a szemetelés révén komoly környezetkárosítást okoz. Ezen a szervezett, kiépített kempingek számának növelésével lehetne segíteni.

Az internetes szálláskereső is nehezen használható adatgyűjtésre. Az egy-egy településen található szálláshelyek gyakran különböző oldalakon jelennek meg. Továbbá szintén jellemző, hogy egy adott településhez tartozóként tüntetnek fel attól akár 30-40 km-re lévő szálláshelyeket is.

Összességében megfigyelhető egy örömdetes növekedés a vendégéjszakák számában, tehát elmondható, hogy a turizmus iparága jó úton jár. Ezt a fejlődést igazolják a terepi tapasztalatok is, az épülő panziók, a megújuló utak.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 104811 számú pályázata és az MTA Bolyai Ösztöndíj (TT) támogatta.

IRODALOM

- ABRUDAN I. – TURNOCK D.* (1999): A rural development strategy for the Apuseni Mountains, Romania. – *GeoJournal*, 46, pp. 319–336.
- BARBOSA, E. P. – TRAVASSOS, L. E. P.* (2008): Caves, Stories, History and Popular Traditions in the Semi-Desert (Sertão) of Bahia, Northeastern Brazil.- *Acta Carsologica*, 37 (2-3) pp. 331-338.
- BUZA M. – DIMEN L. – POP G. – TURNOCK D.* (2001): Environmental protection in the Apuseni Mountains: The role of Environmental Non-Governmental Organisations (ENGOS). – *GeoJournal* 54, pp. 631-653.
- COCEAN P.* (2001): Environment Threats in Romanian Karst. – 13th International Congress of Speleology, Brasilia DF, pp. 613-617.
- COZMA L. T.* (2012): Északnyugat-Erdély helye és szerepe Románia turizmusában – realitások és kihívások. – VI. Magyar Földrajzi Konferencia, Szeged, pp. 92-107.
- CSÍKI L. T.* (2008): Tematikus utak Romániában. – ETDK dolgozat, Kolozsvár, Kézirat, 41 p.
- DUVAL, M.* (2006): Tourism And Preservation Policies In Karst Areas: Comparison Between The Škocjan Caves (Slovenija) And The Ardèche Gorge (France).- *Acta Carsologica*, 35 (2) pp. 23-35.
- KIERNAN, K.* (2011): Challenges For Environmentally Sustainable Development Of Natural Resources In The Nam Ou Karst, Northern Laos.- *Acta Carsologica*, 40, 2, pp. 341-355.
- SURD V., TURNOCK D.* (2000): Romania's Apuseni Mountains: safeguarding a cultural heritage. – *GeoJournal* 50, pp. 285–304.
- SZILASSI P.* (2003): A rekreációs szempontú tájértékelés elmélete és módszertana a hazai és a külföldi szakirodalom alapján. – *Földrajzi Értesítő*, 52/3-4, pp. 301-315.
- TELBISZ T.–BOTTLIK ZS.–MARI L.–PETRVALSKÁ A.*(2015): Exploring Relationships Between Karst Terrains and Social Features by the Example of Gömör-Torna Karst (Hungary-Slovakia). – *Acta Carsologica (in print)*
- TELBISZ T.–IMECS Z.– MARI L.–BOTTLIK ZS.* (2014): Földrajzi posszibilizmus vizsgálata az Erdélyi-szigethegység példáján. – *Karsztfelődés* 19, pp. 23-40.

**A TEREPI OKTATÁS FONTOSSÁGA ÉS ALKALMAZÁSÁNAK
LEHETŐSÉGEI A FENNTARTHATÓSÁG PEDAGÓGIÁJÁBAN,
KÜLÖNÖS TEKINTETTEL AZ ÉRZÉKENY TERMÉSZETI TERÜ-
LETEKRE**

**THE IMPORTANCE OF OPEN AIR TEACHING AND THE
POSSIBILITIES OF ADOPTIONS IN SUSTAINABILITY
TEACHING, ESPECIALLY IN SENSITIVE NATURAL AREAS**

SZÁKOVICSNÉ BÉRCZY DÓRA JUDIT¹ – LAKOTÁR KATALIN²

¹Széchenyi Ferenc Általános Iskola, 9400 Fertőszéplak, Soproni u.1
dodoka4@gmail.com

²Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi és műszaki Kar
Földrajz és Környezettudományi Intézet, Szombathely, Károlyi Gáspár tér
4. katageo@ttk.nyme.hu

Abstract: The aim of this thesis is to show the importance of open air teaching in sustainability education. The examination was made in the circle of public school students by completing questionnaires. On basis of this testing, we can state that children do need open air, partical teaching. They can get to know tradicion, culture directly which may be accepted. They better understand the ecological processes, pay attention to the geological formations and understand the more important protection of sensitive natural areas.

1.Bevezetés

A természetes rendszerek, természet közeli állapotok fenntartása, és a környezeti károk helyreállítása jelen feladatok között szerepel az emberiség számára. Kutatások szólnak arról, milyen fontosak a vízkészleteink, hogy lehet megóvni a légkör tisztaságát, a talaj termékenységét. Az emberiség 25%-át a karsztvíz bázis látja el ivóvízzel. Azonban ezek ökológiai rendszere nagyon sérülékeny. Antropogén hatások érik, melyek által olyan károk keletkeznek, melyek kedvezőtlenül befolyásolják a vízkészletet, értékes barlangi életet, kialakult barlangi formakincset. (KEVEINÉ BÁRÁNY 2003.) Az ökológiai rendszerek feltérképezése, megértése fontos. Ezen kutatások iránt a fiatalok, gyerekek érdeklődését is fel kell kelteni, hiszen ki kell nevelni a következő generáció kutatóbázisát és érzékennyé kell tenni őket, hogy felelősséget érezzenek környezetükért. Erre hívja fel a figyelmet az a

10 éves program, amit 2005-ben kezdtek és a „*Fenntarthatóságra Nevelés Évtizedének*” nevezték el.

A Nemzeti Alaptanterv kiemelten foglalkozik a fenntarthatósággal, környezettudatossággal. Elvárja, hogy a diákok be legyenek kapcsolva a közvetlen és tágabb környezetük megismerésébe, megóvásába. (NAT 2012, LÚKÓ 2013)

A dolgozat célja, hogy bemutassa mennyire fontos a terepi oktatás a fenntarthatóságra nevelésben. „*A fenntarthatóság az emberiség jelen szükségleteinek kielégítése, a környezet és természeti erőforrások jövő generációk számára történő megőrzésével egyidejűleg*” (GYULAI 2000) A magyar Nemzeti Fenntartható Fejlődési Stratégia 2007-es állásfoglalása szerint segíti a hazai társadalmi- gazdasági- környezeti folyamatok előmozdítását a fenntartható fejlődés irányába. (HAVAS 2001) Az oktatás ezáltal fontos szerepet kap a három lépcső összekapcsolásában, miközben koncentráltan figyel a felnövekvő nemzedék érzelmi és értelmi fejlődésére. A fenntartható fejlődés pedagógiája több területet felölel. Ezek a tantermi oktatás, tantermen kívüli erdei iskolák, túrák, de az informális és non-formális oktatás is ide tartozik. Mindnek a lényege, hogy a társadalmi- gazdasági- környezeti folyamatok interdiszciplináris megértése úgy következzen be mind a gyermek, mind a felnőtt számára, hogy az a mindennapos élet részévé váljon, s környezettudatos magatartást mutasson. (CZIPPÁN 2006, KOVÁTSNÉ NÉMETH 2006, KÖNCZEY - BOGNÁRNÉ HÉJJA 2014)

A fenntarthatóság pedagógiájának egyik sarkalatos kérdése a hol és hogyan. Lehet ugyan a tanteremben is oktatni, integrálni a témaköröket, de a terepen történő oktatás a pedagógiai feladatok teljes körét felöleli (NÉMETHNÉ KATONA 2012). A terepi oktatás fontosságát egy tanulócsoporthoz tapasztalatai alapján mutatjuk be. Feltévéseink, hogy az erdei iskolai programban résztvevők tudatosabban, érzékenyebben viszonyulnak környezetükhöz.

2. A 13-15 éves tanulók erdei iskolai tapasztalatainak vizsgálata a terepi oktatás fontosságát szempontjából

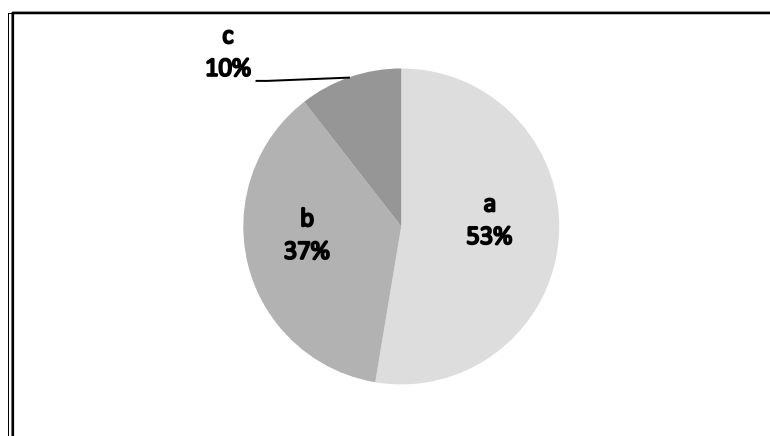
A táborban részt vevő gyerekek Fertőszéplakról érkeztek. Számukra teljesen új természeti környezetet mutattunk. Sokan közülük nem voltak még ezeken a helyeken, pl.: a Tapolcai- tavasbarlangban, vagy a Szentbékakála határában található kötengernél. Megláthatták milyenek a barlangi képződmények, pl.: gömbüst, szinlők, kagylók, vagy hogyan tör a felszínre a hűsítő karsztvíz a Theodora forrásnál. A kerékpáros közlekedés előnyeit és fontosságát is megtapasztalhatták.

2.1. A kutatás módszere

2013 és 2014 augusztusában kerékpáros Ökotábort tartottunk a Tapolcai-, és Káli-medencében. Nyílt végű kérdésekből összeállított kérdőív segítségével történt a tábor feladatainak kiértékelése a terepi oktatás és a fenntarthatóság pedagógiájának szempontjából.

2.2 A környezeti elemek, a hagyományos gazdálkodás értékelése

A felmérés során a megkérdezett tanulók 36%-a már részt vett természetvédelmi, öko stb. táborban. A résztvevők közül 15%-uk kétszer volt ilyen jellegű táborban, 21 %-uk több alkalommal vett részt hasonlóban, s 47%-uknak, többségnek, ez volt az első találkozása a terepi oktatás ezen formájával, ők nagyobb izgalommal készültek az erdei iskolába. A kérdőív 3. kérdése a meglátogatott helyek tetszésére vonatkozott. A válaszok megoszlását az 1. ábrán mutatjuk be.

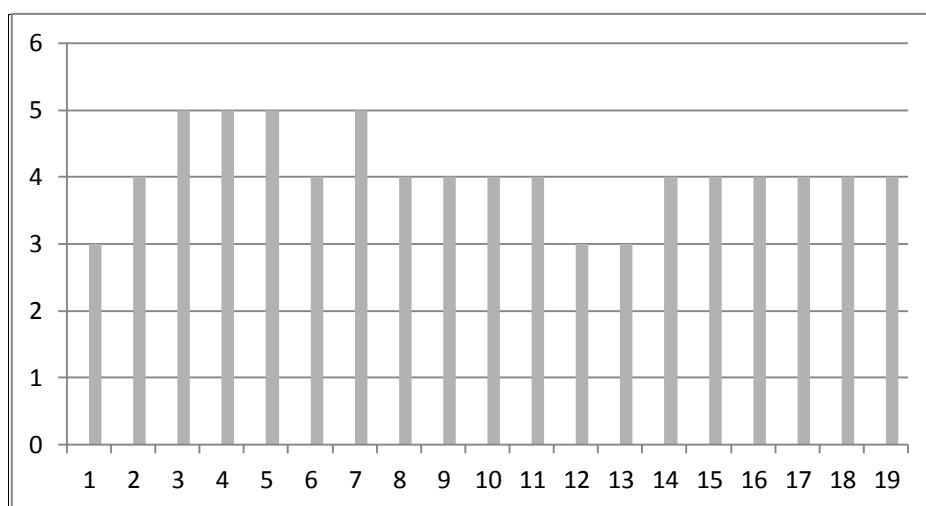


1. ábra: A környezeti elemek tetszési aránya
Jelmagyarázat: a. természetes környezet, b. csoportos foglalkozás, szabadidő, c. emberi alkotás
Fig. 1: Optionally rate of region
Legend: a. nature area, b. teamh activities, leisure time, c. human creation

Az 1. ábra diagramján látható, hogy a résztvevő gyerekek igaz, csak kis eltéréssel, de a természetes környezetet választották. Ezeket az értékeket előremutatónak lehet venni, azonban messzemenő következtetéseket még nem vonhatunk le a megkérdezettek kis száma miatt. A természeti környezet megjelölése a szemléletmód kialakulása és továbbfejlesztése miatt fontos. A többség a társakkal eltöltött kellemes élményeket jelölte be. A természeti oktatásban ez is lényeges elem, ezért nem lehet negatívként értékelni a válaszadást. A feltárt helyzetet jól kell használnunk, a tanulók számára a

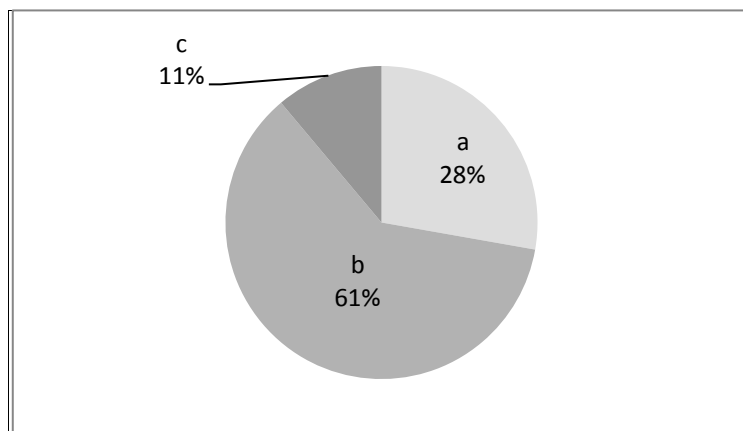
természeti környezetben kell biztosítani lehetőséget arra, hogy társaikkal jól érezzék magukat. Ha lehetőséget adunk a pozitív attitűd fejlődésének, akkor a későbbi feladatok is pozitívan fognak hatni a résztvevőkre.

A Mennyire nyerte el tetszésedet a népi építészet, állattartás, hagyományos gazdálkodás, a falusi élet? kérdésre adott válaszokból kitűnik, hogy a többségnek tetszettek a kulturális emlékek. (2. ábra) Megfigyeltük a homlokzatokat, ezeket le is rajzolták. Az állattartásról is sok kérdés érkezett. Akik kérdezgettek, tőlük érkeztek az öt pontos válaszok. Csak néhányuk válasza volt semleges. Őket annyira nem hozta lázba az emberi alkotás és a falusi élet. Az aznapi látnivalók más területe iránt vonzódtak inkább. A felmérés fontosnak tekinthető a hagyományaink megőrzése, és a fenntartható gazdálkodás továbbfejlesztése szempontjából.



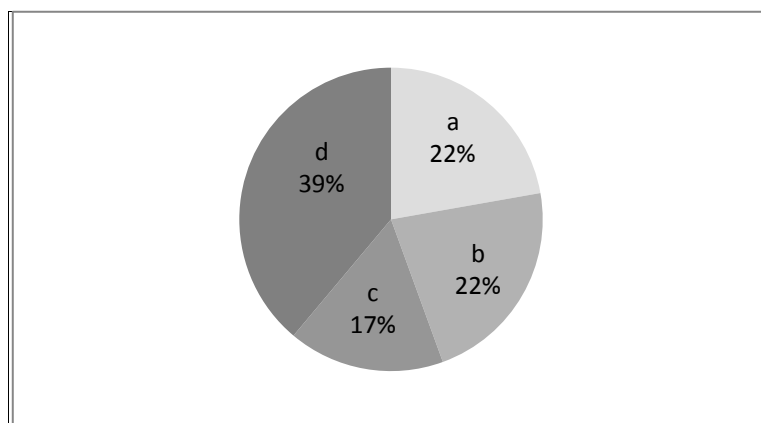
2.ábra: A helyi hagyományok értékelése
Fig. 2: Valuation of local traditions

A hagyományos gazdálkodás létjogosultságára vonatkozó kérdésnél a válaszadók többsége a hagyományok őrzését adta válaszul (3. ábra). Tisztában voltak azzal, ha nem mutatják meg ezeket a lehetőségeket az embereknek, akkor a feledés homályába vész a kultúránk egy része; a tanulók értéknek tekintik azokat.



3.ábra: Hagyományos gazdálkodás
 Jelmagyarázat: a. nincs fogalma, b. hagyományörzés, c. egészséges életmód
 Fig. 3: Traditional farming
 Legend: a. have not idea of it, b. traditionalism, c. healthy living

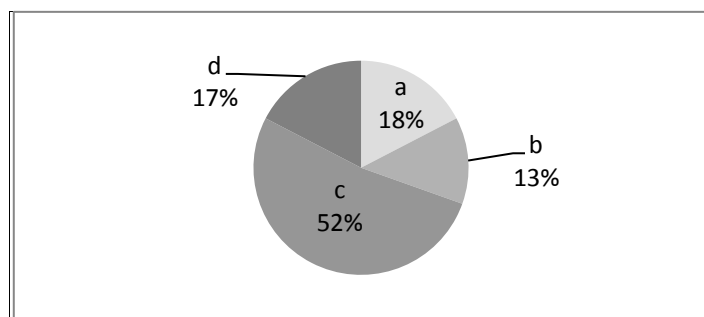
2.3 A tábori események, tanulási módszerek értékelése



4.ábra- Legjobb tábori események
 Jelmagyarázat: a. barátokkal töltött idő, b. kerékpározás, c. látványosság, d. fürdőzés
 Fig. 4: The best event of the week
 Legend: a. passing the time with friends, b. cycling, c. sightseeing, d. bathe

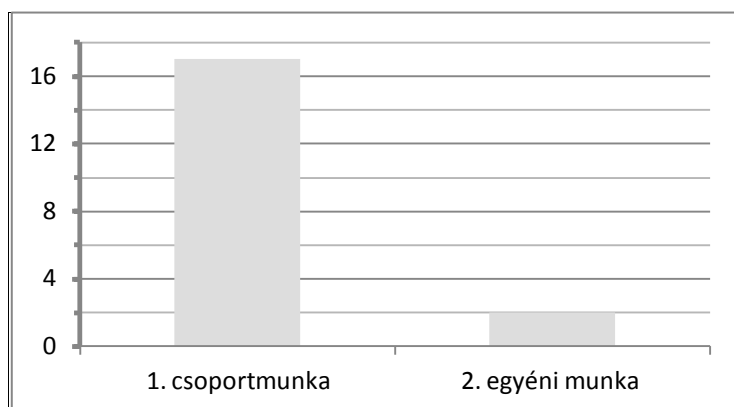
A tábor alatt történt események értékelésénél (4. ábra) látható, hogy szinte egyenletesen oszlanak meg a válaszok. A fürdőzésben, mely némileg több pontot kapott, abban is benne foglaltatik a barátok és a közös élmény. Nem felejthetjük el azt sem, hogy a Balaton a nyár legnagyobb vonzereje a strandolás miatt. A terepi oktatásnál a csoportfoglalkozások miatt lényeges a szociális kompetencia fejlettsége. A közös programokkal, melyek a gyermeki játék és szabadság megélését jelentik megalapozhatjuk a harmonikus

együtt dolgozást. A kerékpáros közlekedésre vonatkozó kérdésre adott válaszok megoszlását az 5. ábrán mutatjuk be.



5. ábra- Kerékpáros közlekedés
 Jelmagyarázat: a. egészség, b. sport, c. környezetvédelem, d. gyors, olcsó
 Fig. 5: Cycling
 Legend: a. healthy, b. sport, c. protection of the environment, d. quick, cheap

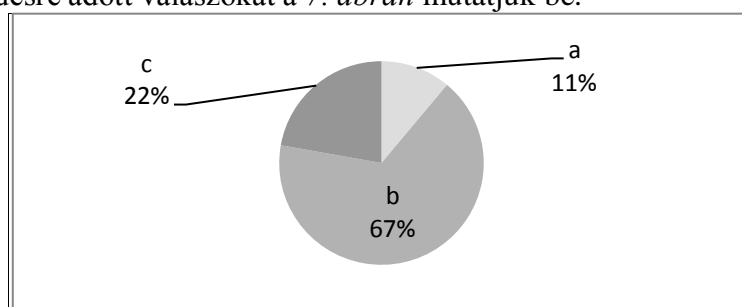
A válaszok többségében az 5. ábrán a környezetvédelem szerepelt. A gyerekek már el tudják különíteni azokat a tevékenységeket, amelyek a helyes környezeti magatartásban segítenek minket. Az egészséges életmód és az ezzel összefüggő pénzmegtakarítás is megjelenik a válaszok között. Valamikor csak az előzetes tudásukra kell hagyatkoznunk, nem kell mindent elmondani, a cselekedetektől is tudnak következtetni. Ha hagyjuk őket gondolkodni magunknak időt, a gyerekek élményt lehet szerezni. A munkaforrásra vonatkozó kérdésre adott válaszok megoszlását a 6. ábrán mutatjuk be.



6. ábra Munkaformák
 Jelmagyarázat: 1. csoportmunka, 2. egyéni munka
 Fig. 6.: Learning method
 Legend: 1. teamwork, 2. individual work

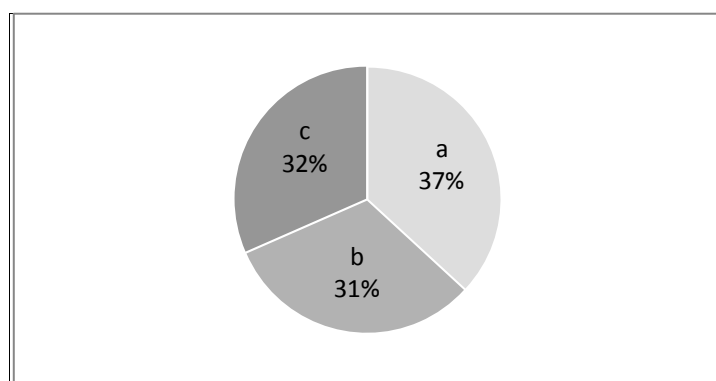
A természetben való oktatásnál a csoportmunkát részesítik előnyben (6. ábra), kihasználva a csoportban rejlő erőt, s támaszkodva arra, hogy az

ember társas lény. A kooperatív technikáknál erre lehet és kell építeni, az egyéni tudást meghaladó közösségi tudást, kreativitást alkalmazni, kihasználni az egymást erősítő viselkedési mintákat. A választott munkaforma előnyei kérdésre adott válaszokat a 7. ábrán mutatjuk be.



7. ábra: Munkaforma lehetőségei
 Jelmagyarázat: a. együttes erő, b. munkamegosztás, c. barátkozás
 Fig. 7: Possibility of learning methods
 Legend: a. cooperation, b. sharing of tasks, c. friendship

A csoportmunkát választók válaszai között a diákok nagy része a munkamegosztást írta válaszként. Bár elég hasonlók egymáshoz a meghatározások, a feladat szétosztását mindenki előnyben részesítette mindamelllett, hogy a társakkal való kommunikáció is fontos volt a válaszadók számára a 7. ábra szerint. A terepi oktatásnál előnyben részesítik a pedagógusok a csoportmunkát és a kooperatív technikákat.

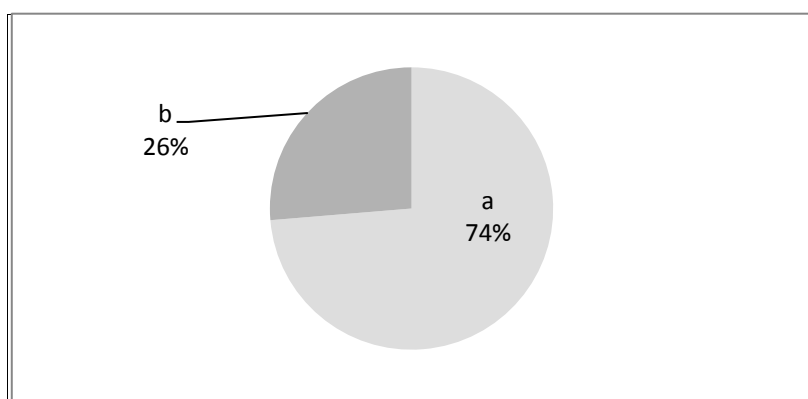


8. ábra: Plakátkészítés
 Jelmagyarázat: a. összegzés, b. emlékezés, c. véleménykifejtés
 Fig. 8: Make a poster
 Legend: a. summarizing, b. remember, c. express on opinion

A Plakátkészítés értékelésének (8. ábra) válaszai egységesek, mégis különbségek adódnak. Valakinek az számított, hogy amit látott, meg tudta osztani a többiekkel. Emellett még az is előkerült, hogy tudásukat tovább tudták bővíteni, mivel a társaik másra figyeltek, amit az összegzéskor el-

mondtak egymásnak. A nap végi produktumot mindenki hasznosnak értékelte, más-más szempontból, ahogy az elméjükben leképződő képek is mások.

A szabadidős programok kérdésre egyöntetű választ adtak a gyerekek. Mindenkinek a társakkal eltöltött szabadidő volt a legfontosabb, s ezek közül is az, amelyik a legtöbb élményt adta számukra - ez a Balatonban való fürdőzés volt. Tábori barátkozásra vonatkozó kérdésekre adott válaszok megoszlását a 9. ábrán mutatjuk be.

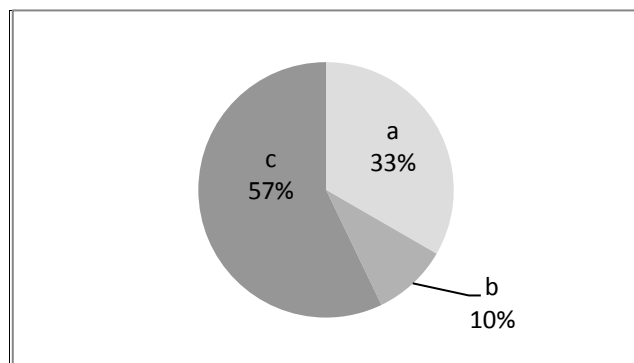


9. ábra: Barátok, barátkozások
Jelmagyarázat: a. szerzett új barátokat, b. mindenki a barátja
Fig. 9: Friendship
Legend: a. make new friends, b. friendship with everybody

A csoport kis iskolából származott, többen osztálytársak voltak. Még így is szert tehetnek új ismeretségekre a gyerekek mindamelllett, hogy az iskolában családias a légkör, és mindenki ismer mindenkit. Különbséget tudnak tenni ismeretség és barátság között. Remélhetőleg ezek a barátságok megmaradnak, s iskolaidőben is tovább fognak szövődni. (9. ábra) Az ilyen és ehhez hasonló táborok az alkalmazott munkaformákkal el tudják érni, hogy az egymással tevékenykedő gyerekeknél barátságok alakuljanak ki, mivel érzik, számíthatnak a másokra.

Részt vennél-e újból ilyen táborban kérdésre egy kivétellel, mindenki igennel válaszolt. A tábor céljai között az is szerepelt, hogy kedvet ébresszen a tanulóknak a természetjáráshoz, s közben ismereteiket bővítsék a körülvevő világról, élvezetes, a tanórai módszerektől eltérő módon.

A kérdőív 14. kérdése az előző indoklását várta el.



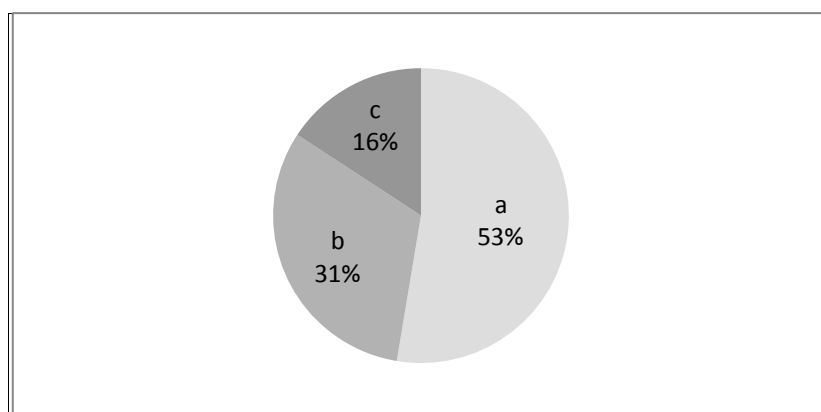
10. ábra -Tábor élményei

Jelmagyarázat: a. új ismeret, b. új barátok, c. jó hangulat és társaság

Fig. 10: Experience of the week

Legend: a. new knowledge, b. new friends, c. good atmosphere

Az indoklásban (10. ábra) nagy számban szerepel az új ismeret, a tudásvágy, természet iránti érdeklődés. A válaszok másik csoportja a jó hangulat, mely az emberi kapcsolatok iránti igény megfogalmazódása. Ezt az attitűdöt, tanulói elvárást lehet környezettudatos magatartás fejlesztésénél jól kamatoztatni. Az érzékeny természeti területek, pl.: a karsztos területek védelmére, megóvására csak úgy tudjuk a tanulókat nevelni, ha kedvet éreznek ezen területek megismeréséhez. Nagyon fontos a pozitív beállítottság, hogy érzékenyek legyenek környezetük iránt.



11. ábra- A tábor célja

Jelmagyarázat: a. természetvédelem, b. táj megismerése, c. jókedv, kikapcsolódás

Fig. 11: Object of the week

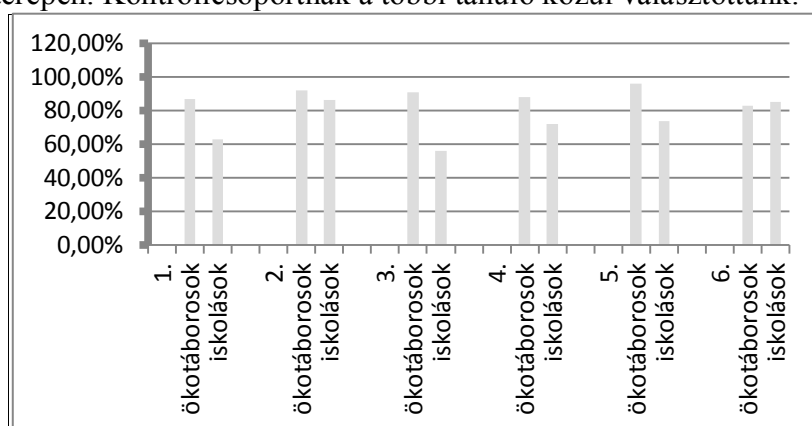
Legend: a. nature conservation, b. recognised the rural, c. good atmosphere

A tábor célját kutató kérdésnél a válaszadók többsége a természetvédelmet válaszolta, mint azt a 11. ábra is mutatja. A válaszokból az vonható le, hogy a diákok tudták, hogy a tábort a környezetvédelem és a táj megismerése

ihlette. Fontos, hogy kimondatlanul is érezzék és tudják, hogy mit miért teszünk egy ilyen szervezett táborban. Napról-napra többet lássanak meg és értsenek az őket körülvevő világból.

2.4. A táborban tanultak ellenőrzése

A tábor után három hónappal, iskolaidőben a gyerekeket rövid kérdőívvel teszteltük le, hogy vajon mennyit tanultak meg abból, amit láttak, tapasztaltak a terepen. Kontrollcsoportnak a többi tanuló közül választottunk.



12.ábra -Karsztos ellenőrző kérdések
Fig. 12: Inquireing, about karst knowledge

A válaszadás a táborban részt vett gyerekeknek ment jobban (12. ábra), hiszen náluk élményekhez volt kötve az információ. Még azoknál a kérdéseknél is jobb volt a válaszadásuk, ami tankönyvből megtanulható lett volna a kontrollcsoportnak is. A 6. kérdés a nemzeti parkokról szóló általános kérdés volt, melyet mindkét csoport szinte azonos módon oldott meg, mivel ez tankönyvben is előforduló tananyag, a táborban nem beszéltünk erről a témáról. Láthatjuk, hogy a terepen történő tapasztalatszerzés bővíti és elmélyíti az iskolában tanultakat. Feltevésünk szerint a terepi oktatással megtanult, megtapasztalt tudás maradandóbb, mint ha csak könyvből szerzett volna információt a gyermek. Együtt kellene alkalmazni az iskolai és a terepi oktatást a mindennapokban is.

3. Következtetések

A módszerek kiválasztásánál szem előtt kellett tartani a fenntarthatósággal szembeni elvárásokat. Változatos, interdiszciplináris, szociális és emocionális hatásúak is legyenek a módszerek, hogy a felnövekvő gyermekek jó polgárai legyenek a jövő társadalmának.

A feladatok elvégzésére a projektoktatást, kooperatív módszereket, játékot, drámapedagógiát, kutatást, rajzolást választottuk. (KOVÁTSNÉ NÉMETH 2006, HAVAS 2001.)

A kérdőív kiértékelése után megállapítható, hogy a táborban részt vevő gyerekek nyitottak voltak a természeti értékek és a terepi oktatás iránt. Működtek a kiválasztott módszerek, elfogadták a feltételeket és együttműködők voltak. Többségének kiderült, hogy a természet megismerése és megszeretése azért fontos, hogy majd felnőtt korukban felelősen tudjanak dönteni és viselkedni a természeti és kulturális értékekkel kapcsolatban. Azonban a kis számú megkérdezettek miatt nem vonható le messzemenő következtetés.

Ennek a munkának a fő célja az volt, hogy egy kiindulópontot határozzunk meg, amelyre további cselekvési programot és azokhoz kapcsolódó vizsgálatokat tudjunk felépíteni. Már most is egyértelműen látszik, hogy további táborok lebonyolítása válik szükségessé. A munka értékét nagy mértékben növelné, ha karszttal foglalkozó szakembereket is be tudnánk vonni a terepi munkába, az ökotáborokba. Ez nem csak érdekes és speciális ismeretekkel bővítené a gyerekek tudását, hanem nagyban megnöveli az érdeklődésüket a téma iránt. A mi célunk pedig pontosan az érdeklődés felkeltése és fenntartása.

IRODALOM

CZIPPÁN K. (2006): Előszó- In: VARGA A. (szerk): Tanulás a fenntarthatóságért. – OKI, Budapest, pp.11-14.

GYULAI I. (2002): A fenntartható fejlődés lényege és megvalósításának akadályai – In: Nemzetközi együttműködés a fenntartható fejlődés jegyében és az Európai Unió fenntartható fejlődési stratégiája. Fenntartható Fejlődés Bizottság, Budapest. 70p.

HAVAS P. (2001): A fenntarthatóság pedagógiai elemei. – Új Pedagógiai Szemle. 2001.szeptember

<http://epa.oszk.hu/00000/00035/00052/2001-09-ta-Havas-Fenntarthatosag.html>

KEVEINÉ BÁRÁNYI I. (2003): Tájszerkezet és tájváltozás vizsgálatok karsztos mintaterületen. – Tájökológiai Lapok 1 (2) pp. 21-27

KOVÁTSNÉ NÉMETH M. (2006): A fenntartható oktatás és a projektpedagógia.- Új Pedagógiai Szemle 56 (10) pp.68-74

KÖNCZEY R. - BOGNÁRNÉ HÉJJA K. (2014): Oktatás a Fenntartható fejlődés szolgálatában – Forrásgyűjtemény. Oktatókutatató és Fejlesztő Intézet, Budapest. 51 p.

LÜKŐ I. (2013): A környezeti problémák iránti érzékenyítés a köznevelésben. – *Iskolakultúra* 23 (12) pp.161-169

NÉMETHNÉ KATONA J. (2012): A környezet és természetvédelmi oktatás terepi lehetőségeinek alkalmazása és módszereinek továbbfejlesztése. – *Eruditio Educatio Komarno* 7. 2014/4

Nemzeti Alaptanterv (2012):
http://dokumentumtar.ofi.hu/index_NAT_2012.html