

**CHOLNOKY KARSZTMORFOLÓGIAI MUNKÁSSÁGA A NEM-
ZETKÖZI IRODALOM TÜKRÉBEN**

TÓTH GÁBOR

Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. tothg@bdtf.hu

Abstract: In this study we review Jenő Cholnoky's karst morphology lifework based on his publications and article extracts on karst morphology. Highlighting different aspects (his own results, adoptions, extensions and applications) in the mirror of international literature we try to relieve the most important professional values of his studies. By examining the publications of Cvijic, Grund and others we could realize that Cholnoky adopted some genetic descriptions and examples without the citations for the original authors, especially about the development of poljes. These insufficiencies are neglected by high professional collection of figures and illustrations and his knowledge of terrain mentioning a large number of examples from the Carpathian Basin, in which he excellently applied the results of international scientific literature.

Bevezetés

„Alig van különösebb és érdekesebb tájképcsoportja hazánknak, mint a Karszt.”

Cholnoky Jenő első karsztos tanulmányát kezdi ezzel a mondattal nem titkolva, hogy a karsztosodás névadó színtere az akkori Magyarország területén helyezkedett el. Minden kétséget kizáróan a legtöbbet publikált magyar geográfus karsztos munkássága is figyelemre méltó, amelyet rendkívül tanulságos akkori környezetébe helyezve elemzés alá venni. A Kárpát-medence páratlan kincseket rejtett egy geográfus-geomorfológus számára, amelyet ő igyekezett maximálisan kihasználni. Rendkívül gazdag publikációs munkásságából olyan műveket emeltünk ki, amelyek szinte egész alkotói korszakát átfogják és hűen tükrözik szemléletét (*CHOLNOKY* 1916, 1923, 1932, 1939, 1940, 1944). Összehasonlításként a nemzetközi irodalom legnevesebb és legtöbbet idézett szerzőit vettük alapul (*CVIJIC* 1893, *GRUND* 1903, *KATZER* 1909, *KNEBEL* 1906).

„A karszt-tünemény”

Cholnoky a múlt század legelején kapcsolódott be a karsztkutatásba, éppen az után, hogy a legkorábbi meghatározó publikációk megjelentek ebben a témában. Elmondható tehát, hogy már a karsztkutatás kezdetén méltóképen

képviselte hazánkat a nemzetközi porondon. Ismerte és felhasználta *Grund*, *Cvijič*, *Knebel*, valamint a többi külföldi kutató eredményeit. Ezen szerzők munkáit többször igen éles kritika alá vette, nemegyszer alapvető szemléletükben bírálta őket. 1916-os munkájában hosszú bevezetőt szentelt annak megmagyarázására, hogy miért szükséges foglalkozni a karsztokkal, és miért kell ezt éppen a geográfusnak tenni.

„...*pedig genetikus magyarázat nélkül, tisztán a forma leírásával nem lehet semmit sem helyesen definiálni.*”

Félreérthetetlenül adja tudunkra tudományos ars poeticáját, amely végigkíséri egész munkásságát. Olyan káoszt állapít meg a fogalmak használatában és a karsztos folyamatok leírásában, hogy ezek tisztázását helyezi későbbi tanulmányainak középpontjába.

Az oldódás és a karszthidrográfiai rendszer

A karsztosodás meghatározó folyamatának az oldódást tartja, amelynek során jellemző formák alakulnak ki, közettől függetlenül. Egész munkásságát végigkíséri azonban az a megállapítás, hogy a szűkebb értelemben vett karsztosodást (mai) elsősorban a mállási maradék hiánya idézi elő, ami aztán lehetőséget teremt az oldódásra. Ellenkező esetben ugyanis, a kőzet repedései eltömődnek, megakadályozzák az elszivárgást (és a hasadékok oldásos tágulását), illetve ezzel elősegítik a lefolyást. A kőzetek közül leginkább a mészkövet, gipszet és kősót tartja alkalmasnak arra, hogy karsztformák alakuljanak ki rajta. Érdekes itt megemlítenünk, hogy Cholnoky mindig kényesen vigyázott arra, hogy ne keverje a karsztosodás és a karsztformák kialakulásának fogalmát. Előbbit ugyanis közettől függetlenül tartja, amelynek során bármilyen kőzeten végbemegy az oldódás. Ezzel szemben a karsztformák kialakulását az előbb felsorolt, könnyen oldódó kőzetekre érti, amelyeken sajátos formakincs alakul ki. Végző soron tehát karsztnak azt nevezi, ahol az oldódás által elszállított anyag, meghaladja a mállásból származó anyaghiányt.

A maitól lényegében eltérő a karszthidrográfiai rendszerről alkotott elképzelése, hozzáteve természetesen azt, hogy az erről szerzett információi a leghiányosabbak. (Ezt ő maga is megemlíti!) Nem egyértelmű az sem, hogy a korszak két elterjedt karszthidrográfiai modellje közül melyik álláspontot képviseli. Valójában sem Grund sem pedig Katzer oldalára nem áll, megpróbálja ötvözni a két modellt. Kúp alakúnak képzei el a karsztvízrendszert abból a megfontolásból, hogy a víz lefelé folyamatosan szétterjed és egyre összetettebb rendszert alkot. *Cholnoky* úgy gondolta, hogy a rétegek nem játszanak jelentős szerepet a víz oldalirányú terjedésében és meghatá-

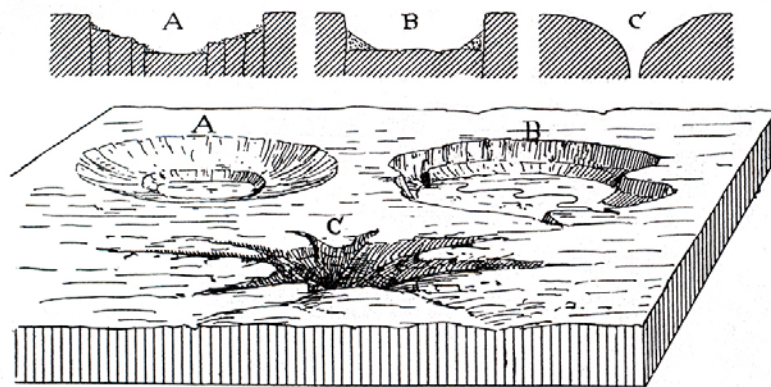
rozó a vertikális áramlás, amely térben lefelé szétágazik. Mindemellett átvéve Grund elméletét összefüggő karsztvízszintről ír, amelynek áramlási folyamatai azonban már nem érhetők tetten munkáiban. Cvijič hatása látszik meg abban, hogy a karsztvíz témakört legrészletesebben mindig a poljék bemutatásánál tárgyalja.

A dolinák

A dolinákat a karszt primer formáinak tekinti és genetika alapján két fő csoportba sorolja őket: „igazi, vagy közönséges dolinának tartja a rogyott dolinát, amelynek kialakulásakor az oldódással kiszélesedett repedések gyengítik meg a kőzetet, amely elvesztve stabilitását és eredeti szerkezetét, berogyik. Ezzel egy minden oldalról homorú mélyedést hoz létre a karszt felszínén. A beszakadt dolina legfőbb jellegzetessége, hogy egy földalatti üreg feletti kőzet szakad be. Cholnoky ezen forma kialakulását két irányból ható folyamattal magyarázza. Egyrészt az üreg fejlődik a felszín felé, másrészt a kürtőnyílás (kialakulása nem tisztázható) mélyül lefelé. A kettő találkozásakor az anyag beszakad, létrehozva ez által a beszakadásos dolinát. Ebben az esetben a kialakult dolina alján megtalálható a beszakadt törmelék.

A dolinákról tett megállapításai is párhuzamba állíthatók a korszak nemzetközi irodalmával. Cvijič morfológiai- és Knebel genetikai elképzelése egymás mellett élt, amelyből minden kétséget kizáróan a Knebel-féle csoportosítást vette át. Sajnos ebben az esetben is hivatkozás nélkül, még hozzá úgy, hogy mindeközben bírálja Cvijič elképzelését.

Több tanulmányában (1932, 1939) is kiemeli a dolina és víznyelő közötti különbséget, amelyet a jól ismert keresztmetszellel szemléltet (1. ábra).



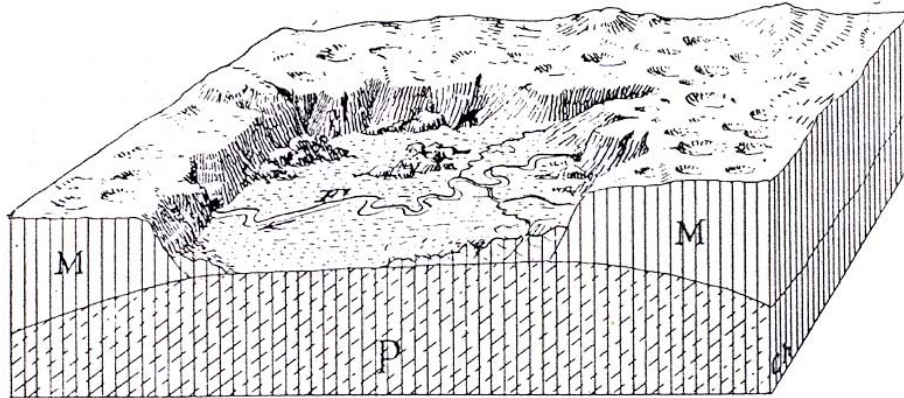
1. ábra Dolina és víznyelő összehasonlítása Cholnoky szerint (1932)
Fig 1. Comparison of the doline and the sinkhole according Cholnoky.

A víznyelők

Érdekes momentum munkáiban, hogy többnyire kerüli a víznyelők kialakulásának magyarázatát, sőt morfológiai leírását is nagyon röviden intézi el. „*Legbővebben*” 1944-es munkájában foglalkozik vele, amelyben leírja, hogy a dolinákkal szemben, a víznyelők oldallejtője domború. Ezen túl azokat a víznyelőket, amelyek már eléggé kitágultak ahhoz, hogy ember számára járható legyen, zsombolynak nevezi. A víznyelőkben kiindulva tárgyalja a kúrtók (fürt kúrtó) kialakulását is, amelyek létrejöttét az evorziós üst mintájára magyarázza meg. Ebben az értelmezésben, tehát a kúrtó nem is tekinthető karsztformának, mégis ide sorolja azokat. Érthetetlen okból viszont a karrokat, amelyeket korróziós barázdáknak nevez, egyszer sem tárgyalja a karsztok között!

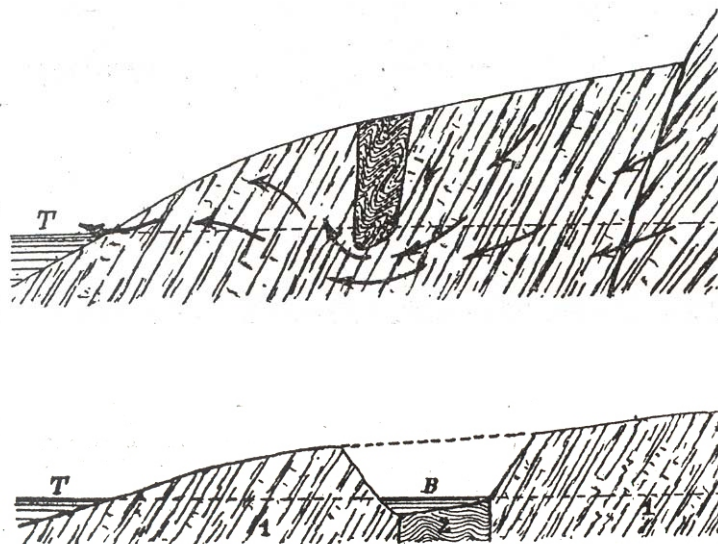
A poljék

Cholnoky – a víznyelőkkel ellentétben – különös részletességgel tárgyalja a poljék kialakulását, három fő csoportba sorolva azokat (tektonikus, kopott és süllyedt). „*A karsztünemények legrejtelmesebb részletét*” több kilométer átmérőjű, felszíni lefolyás nélküli medenceként definiálja, amelynek aljzatán többnyire nem karsztos kőzet található, oldalukat pedig meredek mészkőfalak alkotják. 1923-as könyvében a poljék egyik alapvető kialakulási tényezőjeként említi a tektonikus okokra visszavezethető medence besüllyedést, amellyel a tektonikus poljék kialakulását magyarázza. Ezen poljetípus azonban nem kelti fel túlzottan érdeklődését. Egyik alapvető karsztformának a kopott poljét tartja (2. ábra). Azokon a helyeken tartja lehetségesnek a kialakulásukat, ahol a mészkő összlet vékonyan borítja az alatta elhelyezkedő nem karsztos kőzetet. Az elnevezéssel ellentétben, azonban ezek kialakulását is alulról képzelem el, hasonlóan a rogyott dolinához: az üregekkel átjárt vékony mészkőréteg elveszti stabilitását és berogyik. Ennek legtipusosabb példaként több munkájában is a Fuzsine-poljét nevezi meg. Némi ellentmondásnak tűnik azonban, hogy ha a polje rogyással keletkezett, hogyan lehetnek olyan nagy összefüggő térszínei, amelyeken egyáltalán nincs mészkő.



2.ábra Kopott polje vázlata Cholnoky szerint (1940).
 Fig. 2. Sketch of worn polje according Cholnoky.

Harmadik típusa a süllyedt polje, amelynek kifejlődéséhez feltétel egy mészkőbe gyűrődött nem karsztos kőzet jelenléte (3. ábra). Ez a nem karsztos kőzet akadályt képez a felszín alatti vizek útjába és azokat egy helyre terelve, lokálisan intenzívebb üregesedést eredményez. Ennek következtében az üregesedett mészkő besüllyed a nem karsztos kőzet nyomása alatt. Ezzel az elmélettel tehát, Cholnoky meg tudta magyarázni azoknak a poljéknak a kialakulását, amelyek alján egyáltalán nincs karsztosodó kőzet. Ennek példaként említi a Vinodol-árkot, amely azonban – ahogy leírásából is kiderül – árok, tehát két végén nem zárt, így nem medence jellegű forma. Önálló típusként nem említi, de leírja a karsztperemi polje kialakulását is. Ekkor a mészkő rásimul a nem karsztos kőzetre, amelyen fokozatosan elvékonyodik, így a polje egyik oldallejtőjét mészkő, míg az átellenes lejtőjét a nem karsztos kőzet adja. A nem karsztos oldalról érkező vízfolyások a kőzethatáron a karszt belsejébe kerülnek. Példaként Koszovó-poljét említi. A poljék genetikai osztályozása mellett részletesen tárgyalja hidrológiai tulajdonságaikat is. Ebből a szempontból elkülönít száraz-, időszakosan elöntött- és nedves poljét (1. kép). Munkájának talán ebben a részében érhető tetten minden kétséget kizáróan a külföldi irodalom átvétele, sajnos ezúttal is hivatkozás nélkül. Cvijic poljékról alkotott rendszerét szinte egyszerű fordításként veszi át.



3. ábra A süllyedt polje kialakulása Cholnoky szerint (1923).
 Fig 3. Formation of the sinking polje according Cholnoky



1. kép A Cholnoky által többször is idézett cerknici (Zirknitz) polje látképe.
 Picture 1. The view of Cerknic-polje cited several times by Cholnoky.

A barlangok

Cholnoky barlangokról, illetve azok fejlődéséről alkotott véleményét különösen nehéz elemezni a szövegbeli hivatkozások hiánya miatt. Ezért nem mindig állapítható meg, hogy mit tekint saját eredményének és mit vett át más szerzők tanulmányaiból. Először azt fejtegeti, hogy a barlangok elsősorban oldódás eredményeként jönnek létre, később pedig azt állítja, hogy szinte nincs olyan barlang, amelynek kialakulásában ne játszana szerepet az

erózió. Minden barlangi pataknak van ugyanis árvize, amely során darabok törnek le a barlang falából. Ezek a darabok aztán normális eróziót végezve formálják a járatot.

Fontos jelentőséget tulajdonít a rétegszerkezetnek, a kőzetminőségnek és a rétegek vastagságának, amelyek együttesen határozzák meg a kialakuló barlang jellemzőit. Feltétlenül Cholnoky eredményének tekinthetjük azt a megállapítást, hogy a barlangok elsősorban vastagpados mészkőben keletkeznek, mert ezek szilárdsága hosszú ideig engedi a rések oldásos eredetű szélesedését. Ezzel szemben viszont a dolinák fejlődésének a vékonyan települt rétegszerkezet kedvez, amely hamarabb elveszítve stabilitását, könnyebben beszakadhat.

A víznyelő barlangot (vagy bujtató barlang) felszín alatti völgyként képzelem el, amelynek legfőbb jellemzője, hogy keresztmetszetében keskeny és rendkívül magas. Mivel elképzelésében felszín alatti völgyről van szó, ezért kialakulása is folyóvízi erózióval történik, attól a helytől kezdve, ahol a mészkő és a nem karsztos kőzet határán a felszíni vízfolyás a mélybe kerül. A barlang továbbfejlődésében a rétegtani szerkezetnek szán szerepet. A kitágult repedések egyike, szerkezeténél fogva intenzívebben fejlődik, kiszélesedik. Ezt az ágot, amely kisvízkor járható, forrásbarlangnak nevezzük. Később, 1944-es könyvében már másképp, funkció szerint definiálja a forrásbarlangot. Meghatározása szerint ez a barlangtípus a tengerre, vagy folyóvölgyre nyílik és kivezeti a karszt vizét. Cholnoky a két barlang közötti fontos különbségként említi, hogy a víznyelőbarlang a karsztos magaslatokon, míg a forrásbarlang a karsztvíz szintjében keletkezik. Abban az esetben, ha a két fent említett barlangtípus összeér és járható barlanggá fejlődik, átmenő barlangnak nevezzük. A barlangoknak, tehát ez az alapvető csoportosítása mind a mai napig megmaradt. Egy ma már nem használatos kifejezéssel új barlangtípust ír le, a teraszbarlangot, amelynek forrásbarlangja folyóvölgyi teraszok szintjében nyílik.

Az 1940-ben kiadott „A csillagoktól a tengerfenéig” című munkájában részletesen ír a barlangok pusztulásáról is. Oldalakon keresztül sorol példákat a barlangi eredetű szakadékvölgyekre. Legnagyszerűbb példának a Kazán-szorost tartja, de itt említi többek között a Vinodol árok felső szakaszát, a Királyhágót és a Tordai hasadékot is. Ezek kialakulását a barlangi mennyezet beomlásával magyarázza, de annak kivékonyodásáról, illetve dolinák beszakadásáról ezekben a példákban nem beszél.

„A terasz-barlangok”

Amikor Cholnoky geomorfológiai, illetve karsztmorfológiai munkásságát követjük nyomon, mindenképpen meg kell említenünk a terasz-barlang képződés elméletét, amelyet mára már a szakirodalom nagyrészt elvetett.

A teraszbarlangok kialakulásának alapfeltétele az erózióbázis süllyedése. Mivel ezt a folyamatot szakaszosnak tekinti, az erózióbázis szintje is szakaszosan fog változni. A völgy vízfolyása, amelyre a közethatáron a forrásbarlang nyílik, valamilyen oknál fogva (kiemelkedés) közép szakaszjellegűről felső szakaszjellegűre vált és völgyét erősen mélyíteni kezdi. Ez a völgy fejlődése során teraszt alakít ki. A völgy mélyülése miatt a karszt erózióbázisa alacsonyabbra kerül, a karsztvízszint is süllyedni kezd, amit követ a barlang vízrendszere is. Így a felső barlang elveszítve vizét, inaktívvá válik (lehet, hogy csak időlegesen) és a víz a repedéseken keresztül leszivároghatva újabb barlangi szintet alakít ki. Abba az esetben, ha a völgy szakaszjellege többször módosul, több barlangi szint és természetesen több teraszszint jön létre.

Az elmélet gyenge pontja, hogy Cholnoky feltételezi a két erózióbázis együttes mozgását, amely koránt sem ilyen egyértelmű. Egyáltalán nem biztos, hogy a karsztvízszint követi a völgy mélyülését, legalábbis nem azonos sebességgel, mivel a közethatár részben elkülöníti a karsztos és nem karsztos kőzet hidrográfiai rendszerét. A másik probléma pedig az, hogy nem jellemző jelenség a barlangi szintek és a teraszszintek egybeesése. Cholnoky szinte az összes többszintes barlangot teraszbarlangnak nevezi anélkül, hogy jól elkülöníthető teraszszint tartozna hozzá. Amint említettük a fenti elméletet szakaszos erózióbázis esetén tartja elképzelhetőnek, míg folyamatos, lassú szintváltozásnál egy másikra hívja fel a figyelmet. Ebben az esetben azzal magyarázza a barlang függőleges fejlődését, hogy az oldódás nem tud lépést tartani a völgymélyüléssel, ezért a barlang először vertikálisan tágul, majd pedig az előzőekhez hasonlóan elveszíti vízrendszerét. Ezzel azonban azt is elismeri, hogy a karsztvíz nem követi azonnal az erózióbázis süllyedését, amiből az is következik, hogy a „teraszbarlangok” nem teraszszintben vannak. Teraszszintben csak akkor lehetnek, ha a süllyedés olyan lassú, hogy az oldódás lépést tud tartani az erózióval.

Összegzés

Jelen rövid tanulmánynak az volt a célja, hogy elemezze Cholnoky Jenő karsztmorfológiai munkásságát, amely nem könnyű és talán nem is túl

hálás feladat, viszont rendkívül tanulságos. Annak, aki manapság karsztokkal foglalkozik mindenképpen biztos alapokat nyújt tanulmányainak ismerete.

Szinte mindig pontosan és lényegre törően fogalmaz, mondandója nem nélkülözi a genetikai magyarázatot és a precíz morfológiai leírást sem. Ezzel szemben nem használ szövegbeli hivatkozásokat, amely megnehezíti munkásságának objektív értékelését. Számos esetben bizonyosodott be, hogy a neki tulajdonított elmélet vagy tipizálás a nemzetközi irodalomban már rendelkezik „előélettel”. Időrendben olvasva tanulmányait az olvasónak az a meggyőződése, hogy 1923-ban már szinte mindent tudott abból, amit 1944-ig többször megírt, esetleg újabb példákkal egészítette ki későbbi írásait. Munkái kitűnő terepismeretet tükröznek, valamint a korszakban megszokott ábrák színvonalát messze meghaladó illusztrációs anyaggal gazdagítja őket.

IRODALOM

CHOLNOKY J. (1916): Előzetes jelentés karszttanulmányaimról - Földr. Közlemények XLIV. p. 425-455.

CHOLNOKY J. (1923): Általános földrajz II. Pécs-Budapest

CHOLNOKY J. (1932): A mészkőhegységek földrajzi jellemvonása – Földgömb III. évf. 5. p 194-201

CHOLNOKY J. (1939): A mészkővidékek arculata – Barlangvilág IX./3. p.41-53.

CHOLNOKY J. (1940): A csillagoktól a tengerfenéig – Franklin Társulat

CHOLNOKY J. (1944): A barlangokról – A Természettudományok elemei 15.

CVIJC, J. (1893): Das Karstphänomen – Wien, Geogr. Abhdlg.

GRUND, A. (1903): Die Karsthydrographie – Pencks geographische Abhandlung 7, p. 103-200.

KATZER, E. (1909): Karst und Karsthydrographie – Zur Kunde der Balkan Halbinsel, vol. 8, Sarajevo

KNEBEL, W. (1906): Höhlenkunde mit Berücksichtigung der Karstphänomene – Braunschweig, 238 p.

**TÉGLÁSI ERCSEI JÓZSEF 1836. ÉVI NYOMJELZÉSES
KARSZTVÍZRAJZI ÖSSZEFÜGGÉS-VIZSGÁLATA ÉS AZ
INTERMITTÁLÓ FORRÁSOK MŰKÖDÉSÉNEK MAGYARÁZATA**

DÉNES GYÖRGY

1132 Budapest, Borbély u. 5.
denes.gyorgy@freemail.hu

Abstract: JÓZSEF TÉGLÁSI ERCSEI (1792–1868) scientist naturalist and his fellows discovered an approximately 300 m long section of the fountain cave of Búvópatak (Hide River) located in the hills of Bedellő, being in the South-East from the city of Torda (Turda) of Transylvania, in the West from the city of Nagyenyed (Aiud) and in the East from the village of Szolcsva (Salciuta) on the shore of Aranyos River in June 1836 first, and more than one kilometre long section up to its final siphon 50 days later, in July. (This cave was not visited before for the deep and cold water of the stream flooding the whole entrance of the cave and running out of it.) After that, he put some charcoal powder into the water of the Ponor Stream vanishing through a big waterfall in the gorge of a huge swallow-hole on the opposite side of the hill. The water coloured by the charcoal powder came out - as he supposed - at the entrance of the fountain cave of Búvópatak. Ercsei has registered the exact time when the indicator was put into the gorge, as well as when it came out again, and was able to make an approximate calculation of the length of the subterranean way of the water and the length of the cave on the basis of the time passed and the modifying factors considered. His brand new experiment has proved the hydrographical relationship between the swallow-hole and the fountain, as well as the applicability of his method and the indicator. — In June 1836, Ercsei visited and investigated the intermitting fountain cave called Bögő-lyuk (Roaring Hole), located in the valley of Podsága (Posaga) close to Szolcsva (Salciuta) and explained its and of all other intermitting fountains special and periodical activity by the principle of the crooked sucker (siphon). — He has published all of his important from the point of science history findings, as well as his scientific establishments. JÓZSEF TÉGLÁSI ERCSEI the careful investigator of the important karst lands and several caves and the pioneer of the trace indication method to detect the karst hydrographical relationships, as well as the establisher of the operating principle of the intermitting fountains shall be considered as one of the most important starters of the scientific speleology.

Bevezetés

Már a régi korok embereinek gondolatvilágát is foglalkoztatta, hogy vajon felszínre bukkannak-e ismét a karsztvidékek víznyelőiben ördögös módon eltűnő patakok, a búvópatakok vizei. A képzelet szülte történetet — miszerint a víznyelőbe beengedett kacsa valamely távoli forrásban sodródott ki a felszínre — évszázadokon át mesélték nem csak Magyarország különböző karsztvidékein, de más országokban is. Az 1700-as évek eleje tanult kutatóinak írásaiban már reális feltevésekről olvashatunk.

Egy másik titokzatosnak tűnő jelenség volt régen az emberek számára a bizonyos időközönként vizet ontó, azután egy ideig szünetelő, majd tevékenységét állandóan megismétlő, úgynevezett időszakos, szaknyelven intermittáló karsztforrások működése. Ezekhez szintén mondákat szőtt a népi képzelet, amelyek egyikét, a Jósvafőtől északra fakadó Lófej-forrás

regéjét gyönyörű versben is megénekelte Tompa Mihály. Tudományos magyarázat sokáig nem volt e különös jelenségre.

E két természettudományi, közelebbről karszt tudományi kérdés megoldásában, a víznyelőkben eltűnő vizek újbóli felszínre lépési helyének kísérletes megállapítása módszerének kidolgozásával és az időszakos karsztforrások működési elvének megállapításával ERCSEI JÓZSEF magyar természetkutató jelentős lépéssel vitte előbbre a karszt tudományt az 1830-as években.

A felszín alatt, különösen a karsztban áramló vizek mozgásirányának nyomjelzéses vizsgálata ma a hidrológusok munkájának szerves részét képezi. Kevés adatunk van azonban a nyomjelzéses karsztvízrajzi összefüggés-vizsgálatok kezdeteiről. Ezért értékes számunkra ERCSEI JÓZSEF 1837. évi közleménye, amelyben egy előző évi eredményes kísérletéről számol be.

Téglási Ercsei József (1792–1868)

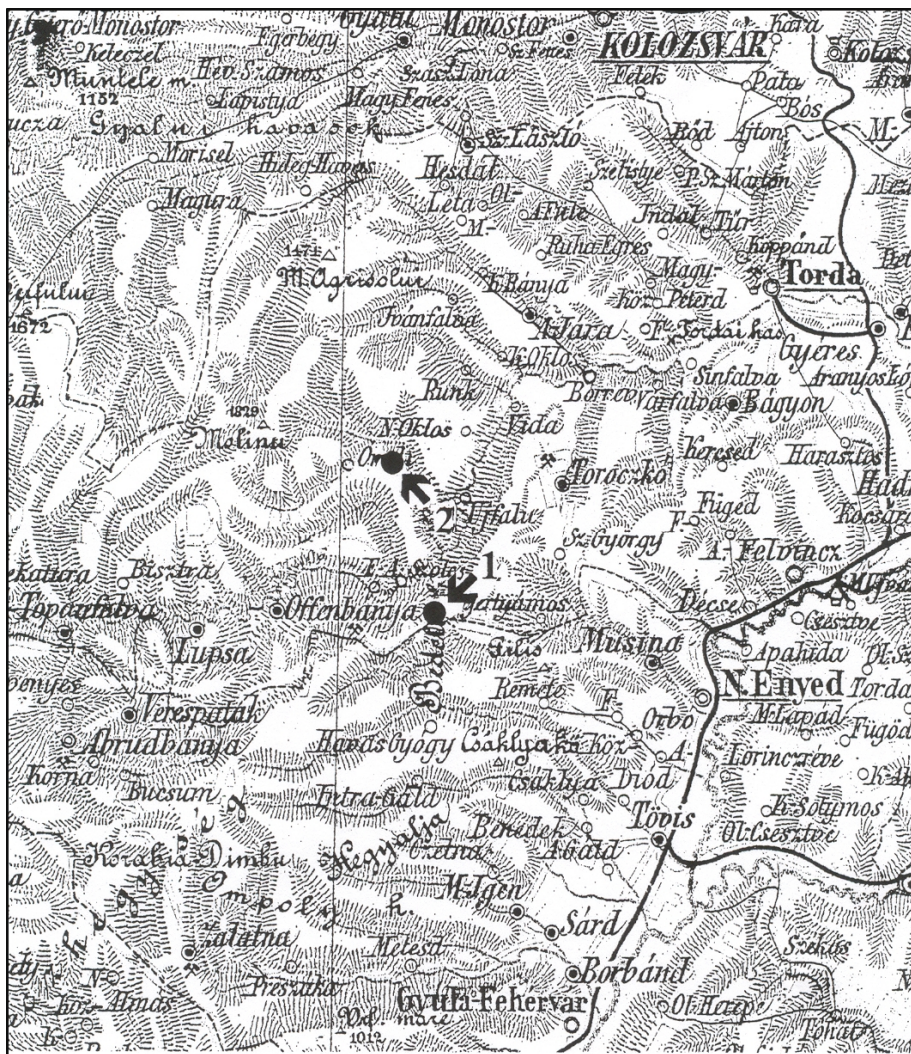
Az 1792-ben született és valószínűleg a Szabolcs (utóbb Hajdú-Bihar) megyei Téglásról (ma Hadháztéglás része) eredő családból származó ERCSEI JÓZSEF igen sokoldalúan művelt ember volt. Fiatal korában papnak tanult, majd a filozófia és a költészet foglalkoztatta, de végül is a természettudományok művelője, mérnök és erdészeti felügyelő lett (*MÉL* 1967. 434). Mint botanikus alkotott maradandót: Nemes Tordamegye flórája című, Kolozsvárott megjelent könyvében (*ERCSEI* 1844) földolgozta megyéje növényvilágát. A mű címlapján a „nemes megye erdőfelvigyázója és táblabírája”-ként mutatkozik be. Korabeli tekintélyét és megbecsültségét jelzi, hogy a jeles tudóst izgalmasan érdekes terepbejárásaira, kutatóútjaira nem egyszer a vidék legrangosabb főurai is szívesen elkísérték.

A kitűnő természetvizsgáló töviről-hegyire bejárta Torda-Aranyos vármegye minden zegét-zugát, és a mai olvasó számára is élvezetes és amellett számos kitűnő természet-megfigyelést is tartalmazó, szakszerű leírást publikált alapos terepbejárásairól a korabeli folyóiratokban (*ERCSEI* 1830, 1836, 1837, 1837a, 1842, 1842a).

A Nemzeti Társalkodó 1836. és 1837. évi számaiban Ercsei három terjedelmes közleményében Torda vármegyei terepbejárásairól számol be. Előbb a Vécsi járást írja le (*ERCSEI* 1836), majd Torda várost és tágabb környékét (*ERCSEI* 1837), azután a Lupsai járást, az Aranyos mentét ismerteti (*ERCSEI* 1837a).

Leírásaiból kiderül, hogy — a maga korának tudományos szintjén — nemcsak kitűnő botanikus lehetett, de járatos volt a zoológiában meg a

földtudományokban, az ásvány- és kőzettanban, a fizikában és kémiában, valamint a történelemben és az irodalomban is. Polihisztor volt a javából.



1. ábra: A Bivópaták barlangja (1) és a Bögő-lyuk (2) tágabb környékének térképe
(Közművelődés Irodalmi Rt. Kolozsvár. 1891.)

Fig. 1.: Map of the area of the Bivópaták-cave (1) and the Bögő-lyuk (2)
(Közművelődés Irodalmi Rt. Kolozsvár. 1891.)

Számunkra a Torockótól délre, Nagyenyedtől nyugatra, az Aranyos-folyó jobb partján emelkedő Bedellői-havasok lábánál eltűnő, majd hosszabb föld alatti tévelygés után tágas forrásbarlangban előbukkanó Bivópaták-ról, a barlang első bejárásáról és az ott végzett nyomjelzéses karszthidrográfiai összefüggés-vizsgálati kísérletéről írt, valamint a

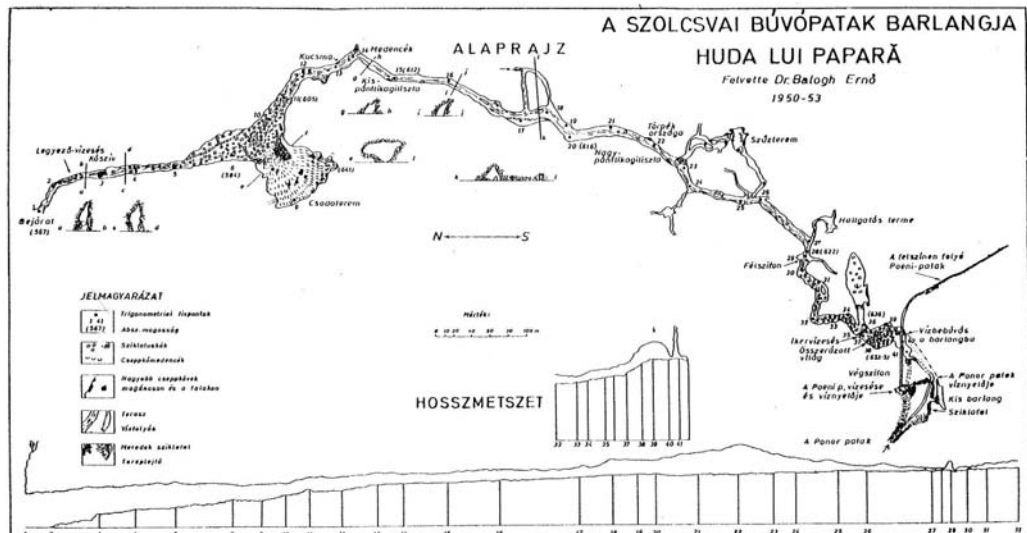
Podságai-völgy felső szakaszának sziklái közt található *Bögő-lyuk* intermittáló forrását leíró és működését magyarázó sorai különösen jelentősök (1. ábra). De adjuk át a szót a kutatónak, aki — amint írta — „a nemes megye főispánjával, branyicskai méltóságos szabad báró Józsika Lajos úrral” járta be ezt a csodálatos vidéket. A Nemzeti Társalkodó 1837. évi 6. számában erről olvasható beszámolója végén nevét a szerző ekként tüntette föl: Téglási Ercsei József.

A szolcsvai Búvópatak forrásbarlangjának bejárása

1836. június 6-án reggel Ercsei és társai az Aranyos-folyó menti Alsószolcsva falu hídjától délkeletre felkapaszkodtak a Torockai-hegységhez támaszkodó Bedellői-havasok déli szárnyára (ezt ő Dóra hegyének nevezi), ott van „*egy mély völgy, hol zajongva túrja habjait vad patak*”, amely aztán egy magas kőszál alatt „*félkör idomú ürege föld alatti világba tűnik, és innen kölcsönzi Búvópatak nevét.*” Megcsodálták a pataknek két lépcsőben mintegy 30–40 m mélységbe tajtékozva lezuhogó vízcsésését, azután felkapaszkodtak a hegy tetejére. Ott „*találtunk — írja — tölcser idomú és gyepel benőtt két süllyedésekre*”, melyekről a közel lakók azt mesélték, hogy „*esős idők következésekor köd emelkedik föl belőlük*”. Ercsei úgy vélte, hogy ez „*a föld alatti barlangok boltozatai*” alól „*a búvópatak gőzeiből származik*”, „*a süllyedések pedig barlang boltozatok rokkadásának következményei*”.

Azután a hegy túloldalán „*utaztunk lefelé mintegy két annyit mint felfelé — írja Ercsei — és itt egy egészen más karakterű vidék nyílik fel előttünk*”, a Bedellői-havasnak az Aranyosra néző meredeken leszakadó oldala, „*mely tarka márvány nemű mészből alakult, és magas falaival nagyszerű tekintetet ad a völgynek.*” „*Ennek oldalán van a kapu, hegyes háromszög szabotú, melyen földalatti tévelyeből a Búvópatak nap alá jő ismét. A tévely vagy barlang torka fel van gátolva kőfallal, mely mögött a víznek egy része ványoló és lisztelő malmok kerekeire vezetetik.*”

Ezután részletesen leírja Ercsei, hogyan derítették fel, járták be a nála fiatalabb főispánnal a Búvópatak forrásbarlangjának távolba nyúló és egyre emelkedő üregsort, szemben haladva a föld alatti patak hideg árjával, amely szakasról szakaszra, vízcséséseket alkotva zuhogott alá (2. ábra). Hadd idézzem most szó szerint — de kissé lerövidítve és mai helyesírással — Ercsei beszámolóját, hogy hogyan zajlott 169 éve egy izgalmas barlangkutatás. A patak mellől kapaszkodtak fel a barlang tágas szájához.



2. ábra: A Búvópatak barlangjának térképe (BALOGH E. 1959)
 Fig. 2.: Map of the Búvópatak-cave (E. BALOGH 1959)

„Felkerültünk a torokba, hol övig érő vízben gázoltunk mintegy 10–15 ölnyire [= 20–30 m-nyire], de itt egy mély örvény álla előttünk, melyen túl felsőbb régiókban dörgő zuhatagok visszhangjai, a legnagyobb hatalomra emelték látványunkat. A főispán úrról eltűnnek felső köntösei, mintha a barlang Gnómjai [= törpéi, manói] varázsvesszőjükkel sújtották volna le róla azokat, béugrik az örvénybe, átúszik kerengő habjain, s béhalad a zuhatagok hullámai alá. Elbámultam e merény látására, s néhány pillanatokig néztem utána.” Nem tudván úszni, „deszkákat és lajtorjákat hozattam a közeli malomból, pallót építettem keresztül az örvényen, átutaztam ezen, lajtorjákat támasztottam a felső régió oldala mellé, és ezeken és üveg simaságú köveken feljutottam én is oda, honnan a víz sziklák közé fűrt üregeken omlik alá az örvénybe. Itt találtam a főispánomat, a víz hidege miatt, melynek mérséklete 4 fok Réaumur vala, reszketve.” „Itt éreztük, hogy milyen gyenge efemerák [= gyorsan elmúló, kérészéletűek] vagyunk a természet rontó kezei között, és mégis tovább utaztunk volna”. De elegendő szövétnek, azaz fáklya hiányában akkor vissza kellett fordulniuk, azzal az elhatározással, hogy rövid idő múlva „nagyobb készüléttel”, azaz bőségesebb felszereléssel a barlang kutatását tovább folytatják. A barlangból kijöve visszatértek Alsószolcsvára, ahonnan még a délután folyamán tutajjal ereszkedtek le az Aranyoson észak felé, a szomszédos Alsópodságára.

A Bögő-lyuk időszakos forrása és a forrás működésének magyarázata

Másnap, június 7-én reggel Ercseiék Alsópodságáról északnyugat felé folytatták útjukat a Podságai-völgyben, „*a rajta végigszaladó havasi patak kanyarjai mellett utazva*”, annak felsőbb szakasza felé, ahol a pataktól jobbra, nyugat felé „*kiemelkedik egy magas mészhegy, Bozsor nevű.*”

A „*Bozsor aljában, [a Szegásdi-patak] vízfelületén csak néhány hüvelykkel feljül, van egy lófő idomú és nagyságú üreg, és e felett mintegy harmadfél öllel [kb. 5 m] egy másik, kisebb faodú képű, mely közösületben áll az alsóval. Az alsó üregből időszakonként víz ömlik ki, omlását zajgással jelentő, és innen nevezik őt Bögőlyuk-nak.*” A forrás román neve *Izvorul Bujor*. ÁPRILY LAJOS gyönyörű verset írt róla és annak címében *podságai forrás-nak* nevezi (ÁPRILY 1994. 103). „*Megzajdult nekünk is a Bögő feje [= forrása] és fellibbenti vizét, azonban hangot, bödülethez hasonlót nem hallottunk.*” – írta Ercsei. Ezt az érdekes karsztjelenséget az EMKE útikalauza *podságai időszaki forrás* néven írja le a következőképp: „*A patak jobb partján emelkedő vöröses mészszikla alól, a patak szintjétől alig 50 cm-re, egy jelentéktelen nyílásból időnként, földalatti moraj kíséretében, víz ömlik ki, s 10–15 percnyi folyás után ismét eláll. Esős időben minden 5–20 percben ismétlődik; nagy szárazságban 40–50 percig is kell várakoznunk újabb megjelenésére.*” (EMKE 1891. 101–2) Félreértések elkerülése végett megemlítem, hogy az útikalauz a jóval nyugatabbra, az Aranyos forrásvidékén, Topánfalvától nyugatra, a Kis-Aranyos menti Kisponor falucska határában fakadó intermittáló forrást nevezi Bögő-lyuknak (EMKE 1891. 105).

Ercsei a szakaszosan vizet ontó, időszakos, szaknyelven intermittáló források (amilyen a jósvafői Lófej-forrás is) működését meg is magyarázza: „*A Bögő vizének időszakonkénti megjelenéseit a szivárvány csők [= szivócsövek, szivornyák, görbeszívók] elméletéből — teória — meg lehet fejteni, mert az ily nemű források üregei mindenütt szivárvány idomúak.*” Ercsei tehát ezt a jelenséget a „*szivárványcső*”, ma így mondanánk szivócső vagy szivornya, azaz a görbeszívó működési elvével magyarázza leírásában. Nincs tudomásom róla, hogy ő előtte valaki e jelenségre ilyen magyarázatot publikált volna. — Ercsei ezen magyarázatára KÖVÁRI LÁSZLÓ is utal (KÖVÁRI 1853. 237).

A patak túlsó, bal partján, „*átellenben a Bögővel, nálánál egy-két hüvelykkel magasabban*” tágas sziklaüregből, „*üstképű kővederből buzog fel*” egy rendkívül bővizű forrás, a „*Fördő*”. — Későbbi szerzőknél *Fürdő* és *Feredő* néven is szerepel, román neve *Izvorul Feredeu*.

Ercsei mindkét forrásnál alapos helyszíni vizsgálatokat végzett: „*Vegyteni kémszerekkel itt helyben megvizsgáltam a forrásokat, de a tiszta*

víz elemein kívül egyikben sem találtam egyebet, csak egy kevés meszet. A Bógó mérséklete 10, a Fördőé 15, a pataké 11 fok, közömbös [= 0] pontján feljül a Reaumur melegmérőjének.”

Azután felmentek a völgyben Bolivára (Beliora) faluig, hogy onnan a Bélavára gyönyörű hegyének három sziklacsúcsát megcsodálhassák. Egyikük *„a Nyegrilla, ezen egy nagy üreg tátong, mintha a felette úszó fellegeket akarná bényelni.”*

Június 8-án a Runki-szoros tágas torkú barlangját keresték föl, de elegendő szövetnek (fáklya) és lajtorják hiányában ezt sem tudták teljesen bejárni. Úgy döntöttek, hogy ide is rövidesen visszatérnek *„illendő készüléttel”*.

A Búvópatak forrásbarlangjának teljes bejárása

„Ötven napok múltával”, tehát 1836. július 26-án, ismét fölkereste Ercsei a Búvópatak forrásbarlangját, természetesen a megye vállalkozó szellemű főispánja, báró Jósika Lajos, továbbá *„királyi kamarás keresztszegi gróf Csáki József úr és kedves fia György, jénai professzor Schuler Gusztáv és több nemes urak becses társaságában”*. Most már *„nagyobb készüléttel”* és szövetnekekkel bőségesen felszerelve hatoltak be a Búvópatak forrásbarlangjának belső régióiba. Itt folytatom Ercsei szemléletes beszámolóját a 169 évvel ezelőtt lezajlott barlangkutató expedícióról:

„Szövetnekekkel mentünk bé már most a barlang alsó régiójába, mely magas, gót templom idomú. Felmentünk a felsőbe is, azon fokra, melynél tovább a főispán úrral nem mehettünk volt.” A barlang e második szakaszában *„ívezetek emelik a boltozatokat”, „cseppkőből cifrázatok csak néhol jelennek meg”, „az ívezetek alatt üres félgolyóbis idomú üregeket mostak elenyészett zuhatagok lefelé omló árjai.”*

„A főispán úr [és az ifjú] gróf Csáki György szövetnek hordozóikkal, úszva és gázolva, vagy kőszirtekhez fogózva haladtak előre. Valami leírhatatlan nézet vala ezen félmezítelen előcsapatot, a homályban veres lánggal égő szövetnekek füstfellegében, óriási ívezetek alatt, zuhatagok hullámaiból kimagasodó kúpok falkázatai [csoportjai] között feszült helyzetekben utazni látni. Mígnem mi az idősb gróf úrral lassan haladtunk elé, néhol egyik kőszál tetejéről a másikéra fektetett lajtorján ingadozva, az előcsapat felhaladott egy harmadik régióba s szemünk előtt eltűnt. Ezen régió zuhatagánál valánk, midőn csarnokánál hajnali fényhez hasonló világosság tudunkra adá, hogy az előcsapat visszafelé fordult, visszafordulánk tehát mi is.” *„A harmadik régió — előcsapatunk tagjainak értesítései szerint — nem olyan magas, mint a második, sőt a felső torok [a víznyelő torka] közelében*

— melytől nem messze jártak — *ember magasságyira letörpül; falai ennek is olyanok, mint a másodiknak, de feneke fővényes [= homokos] és könnyen járható.*”

Az előcsapat ezek szerint valószínűleg elérte a barlang mai végpontját, ezt igazolja BALOGH ERNŐ kolozsvári földtanprofesszor megállapítása is, miszerint a barlang végső szakaszának talaja homokos, kavicsos (BALOGH 1969). Ercsei és társainak 1836. évi kutatóexpedíciója teljes sikerrel járt. TULOGDI JÁNOS kolozsvári földrajzprofesszor 1941-ben azt írta Ercsei és társainak e nagy napjáról: *„Ennek a hazai barlangfeltárások történetében nagyjelentőségű barlangkutatásnak eredményét azóta sem sikerült itt túlszárnyalni, sőt elérni sem.”* (TULOGDY 1941). 1941-ig valóban nem.

A Búvópatak nyomjelzésének eredményes kísérlete

A forrásbarlangból a felszínre kijöve Ercseiék átgyalogoltak a Búvópatak víznyelőjéhez, a felszín alatti vízfolyás — nyilván előre kitervelt — nyomjelzéses összefüggés-vizsgálatának végrehajtása végett. Ennek lebonyolítását és eredményeit így foglalta össze tömören Ercsei:

„Barlangbóli kijövetelünk után, a patak elbúvásánál szénport hintettünk a vízbe, mely két óra és 28 óraperc alatt utazott végig a barlangon; ebből azonban nem lehet felszámítani az ő hosszúságát, mert az örvényekben sokáig kellett kerengenie a szénporoknak, egyébiránt: hozzávetőleg a barlang hosszúsága mintegy 800–1000 ölnyi.”

Minthogy 1 bécsi öl = 1 m 89,6 cm, tehát néhány milliméter híján 1,9 m, a barlang hosszát eszerint Ercsei 1,5 – 2 km-re becsülte.

A tudománytörténeti jelentőségű kísérlethez — amelynél egy jénai professzor is jelen volt — Ercsei jelzőanyagul szénport, föltehetőleg faszénport használt, amelynek porszemeit az áramló víz sodra könnyen magával ragadta és a nem túlságosan hosszú — Ercsei által legföljebb 2 km-nyire becsült — föld alatti úton végig is hordozta. A kísérlet tehát sikerrel járt.

Ercsei leírásából kitűnik, hogy aziránt nem voltak kétségei, hogy a Búvópataknak a nyelőben eltűnő vize hol lép ismét napvilágra. Bizonyos volt benne, hogy a nyelőben eltűnő vízfolyás a hegy túloldalának forrásbarlangjából kilépő patakkaal azonos. Ezt már előző terepbejárásának leírásában is tényként említette. Az általa végrehajtott vízfestési, pontosabban nyomjelzéses kísérlet célja tehát aligha lehetett a kétségtelennek tekintett összefüggés igazolása, hanem inkább az általa kigondolt vizsgálati módszer és a jelzőanyag alkalmasságának próbája volt. És ez a kísérlet minden tekintetben sikerült. Igazolta mind az úttörő módszer, mind a jelzőanyag alkalmasságát. Sikeres kísérlete tudománytörténeti jelentőségű.

A közel másfél évszázaddal ezelőtti magyar kutató, TÉGLÁSI ERCSEI JÓZSEF szellemes megoldást találva nemcsak sikeresen igazolta a — különben biztosra vett — karsztvízrajzi összefüggést, de regisztrálta a jelzőanyag nyelőbe betáplálásának és a forrásban megjelenésének időpontját, tehát föld alatti útjának időtartamát, és ebből — módosító tényezőket is figyelembe véve — következtetett a felszín alatti út, vagyis a karsztos vízjárat, a patakos barlangrendszer hosszára is. Következtetésének helyességét 120 évvel utóbb a barlang pontos fölmérése igazolta.

Napjainkban már nemcsak kitűnően bevált, különlegesen hatásos festőanyagok (fluoreszcein, uranin), hanem radioaktív izotópok is rendelkezésünkre állnak a karsztok víznyelőiben eltűnő vizek és újbóli felszínre lépésük, forrásaik közti vízrajzi összefüggések, tehát a felszín alatt áramló vizek útvonalának kísérletes kimutatásához.

Az ilyen kísérletek útján is mindig a kezdő lépések megtétele a legnehezebb. Az útkereséshez és a helyes út felismeréséhez tudományos fölkészültség és éleslátás, meg szellemes talpraesettség is kell. Ezért gondolunk ma tisztelettel és megbecsüléssel vissza másfél évszázad előtti úttörő elődeinkre, ERCSEI JÓZSEF polihisztor természetkutatóra és társaira.

A 1800-as éveknek azonban még a végén sem ismerték fel Ercsei sikeres úttörő kísérletének jelentőségét. Az Erdélyrészi Magyar Közművelődési Egyesület, az EMKE által 1891-ben Kolozsváron kiadott Magyarország erdélyi részének útikalauza a ponori Búvópataknak a víznyelő előtti vízesését és a nyelő torkát írja le, a forrásbarlangról csak annyit tud, hogy annak 18 m magas előcsarnokából övig érő jéghideg vízben, forrongó örvények és habzó zuhatagok között lehet egy darabig előrehatolni. Ehhez csak annyit fűz hozzá apró betűs szedéssel, hogy „Az 1830-as években egy külföldi tanár a gróf Kornis család támogatásával megpróbálta volt a bejutást, de senkinek sem sikerült az teljesen.” Azt, hogy egy külföldi tanár ott járt, fontosnak tartották leírni, de ERCSEI JÓZSEF és társainak 1836. évi sikeres kutató barlangföltárása és úttörő kísérlete addigra már feledésbe merült. Szerencsére azt ő maga már a következő évben, 1837-ben nyomtatásban publikálta, ez tette lehetővé, hogy a 20. században fölfigyeljünk barlangkutatástörténeti jelentőségű barlangbejárásaira (*TULOGDY* 1941) meg tudománytörténeti súlyú úttörő kísérletére és elméleti megállapításaira (*DÉNES* 1973).

De térjünk vissza arra a nevezetes napra, amikor a kimerítő barlangi kutató és fölfedező expedíció és ez a sikeres kísérlet 1836 augusztusában lezajlott. A folytatásról így ír Ercsei: „Földalatti kalandunk után kérésünkre a közeli templom harangjai megvonattak, és a szent ércek zengései ünnepélyesen ömlöttek szét a nagyszerű völgy szirtjei között, lelkünkben pedig az áhítatosság érzetét ébresztették fel.”

A nevezetes kísérletet követő napon Ercsei és a vele volt urak újból fölkeresték a Torockótól északnyugatra, az Aranyos folyótól nyugatra fekvő Runki-szoros barlangját és ezúttal azt végig is járták. Ercsei leírja a barlang termeinek méreteit és gazdag cseppkőképződményeit, amelyek úgy elbűvölték, hogy a barlangot tündérhonnak nevezte.

Utóbb fölkereste a Meleg-Szamos forrásvidékén az Oncsászei-barlangot, és írt a benne található ősszállati csontokról is (*ERCSEI* 1842a).

A szolcsvai Búvópatak barlangjának kutatása 1836 óta

1904. augusztus 2-án SZILÁDY ZOLTÁN, a nagyenyedi Bethlen-kollégium tanára, utóbb egyetemi professzor, vezetett kutatótúrát a Búvópatak víznyelőihez, leírta azok zuhatagait, egyikük üregébe hason csúszva 10 m-nyire hatolt be társaival. Megkutatta és leírta a víznyelő keleti sziklafalában, a búvólyuk fölött nyíló kis barlangot is, de a Búvópataknak a forrás felől nyíló nagy barlangjába, amelyet ő Szolcsvai-barlang néven említ, a nyelő felől nem sikerült bejutnia (*SZILÁDY* 1933), mint másoknak sem azóta.

BALOGH ERNŐ tanár, utóbb a kolozsvári Bolyai Tudományegyetem földtanprofesszora midőn 1938 szeptemberében társaival fölkeresi a barlangot, annak csak az EMKE útikalauzban szereplő rövid említéséről tud, meg TÉGLÁS ISTVÁN kirándulásáról a Búvópatakhoz, de ő csak a barlang szájáig jutott (*TÉGLÁS* 1909), aztán KOVÁCS PÁL kísérletéről a barlangba való bejutásra (*KOVÁCS* 1913). Balogh 1938-ban két társával mintegy 300 m-nyire hatolt be a barlangba, a második vízesésig tudott feljutni, és a bejárt szakaszon térképvázlattal és fényképekkel illusztrált publikációban számolt be. (*BALOGH* 1939). Ő azután 1950–1953 között szervezett négy kutatóútja során a barlangot teljes egészében átkutatta, majd fölmérte, térképezte, és eredményeit, a barlang meg környezete sokoldalú leírását és térképét 1969-ben megjelent könyvében publikálta (*BALOGH* 1969) (2. ábra). Így ma már tőle ismerjük a barlang fontosabb adatait. A Dilbina nevű víznyelő szakadékába délkelet felől érkezik a Poeni-patak, délnyugatról, Ponor falu felől a Ponor- vagy Ponori-patak, amelybe még a nyelő előtt nyugat felől betorkollik a Száraz-völgy pataka is, és e két utóbbinak vize már együtt fut egy kanyonszerű, nagy esésű sziklaárokban és tűnik el a nyelő fölé 60–70 m-re magasodó sziklafal tövében lévő főnyelőben. A Poeni-patak viszont egy kanyarral megkerüli a nyelő sziklaudvarát, aztán egy 30 m-es vízeséssel zuhog le oda, ahol egy kútszerű torokban el is tűnik. A nyelőktől a forrás légvonalban 850–900 m-nyi távolságban van. A forrásbarlang 35 m magas, hatalmas, gótikus kapura emlékeztető szádája küszöbének tszf. magassága 567 m. A barlang járatainak teljes hossza 2022 m, ebből a barlangi patakot

vezető főág 1214 m. A szintkülönbség a barlang felső végét képező szifon és a forráskapu küszöbe között 86 m, a barlangi Végszifon és a víznyelők szakadékának alján lévő nyelőtorkok közötti távolság — Balogh szerint — nemigen lehet nagyobb 20 m-nél.

BALOGH ERNŐ barlangleírása, barlangtérképe és adatai szerepelnek a Románia barlangjai (Peșteri din România) című kötetekben (*BLEAHU et al.* 1976, *ORGHIDAN et al.* 1984), valamint a Romániai barlangok szisztematikus katalógusában is (Catalogul sistematic al pesterilor din Romania 1981) (*GORAN* 1982), de ezek a román nyelven megjelent művek a barlangot a helyi román lakosság által használt Huda lui Papară (Paparalyuka) néven írják le.

Ercsei és társainak 1836. évi szenzációs feltáró behatolása a Búvópatak barlangjába, valamint úttörő nyomjelzéses összefüggés-vizsgálata, annak ellenére, hogy ő eredményeit 1837-ben nyomtatásban publikálta és erre KÖVÁRI LÁSZLÓ 1853. évi írásának lapalji jegyzetében még utalt (*KÖVÁRI* 1853. 229), utóbb olyannyira feledésbe merült, hogy azt sem Balogh, sem a román szerzők nem is említik. Bleahu és szerzőtársai művében a barlang kutatástörténetéről csak annyi áll, hogy egy földrajzi publikációban LENK VON TRAUENFELS már 1839-ben említi a barlangot, anélkül, hogy annak belsejében járt volna, valamint, hogy a barlang föltárása és megismerése a BALOGH ERNŐ által vezetett kolozsvári barlangkutató csoport nevéhez fűződik (*BLEAHU et al.* 1976).

A szolcsvai Búvópatak barlangjának mind az 1836. évi feltárásában és megismerésében, mind pedig az irodalomban való 1837. évi publikálásában az elsőség kétségtelenül ERCSEI JÓZSEF és társai nevéhez fűződik, és legfőbb ideje, hogy ez határainkon innen és túl minden szakember tudomására jusson és elismerést nyerjen. Ez természetesen hajszálnyit sem von le, az általam szeretve tisztelt atyai barátom, BALOGH ERNŐ professzor kivételes érdemeiből, amelyeket ő a barlang sokoldalú, alapos megkutatása, fölmérése, térképezése révén és eredményeinek magas szintű, több tudományág számára is értékes publikálásával szerzett.

A hazai szakirodalomban legutóbb MÓGA JÁNOS említette a Szolcsvai-barlangot környezete földrajzi-földtani viszonyainak leírása kapcsán (*MÓGA* 2004).

A barlang a róla megjelent publikációkban — mint láthattuk — más-más néven szerepel. ERCSEI írásában a *Búvópatak barlangja* néven említi, a már többször idézett EMKE útikalauz szintén így ír róla. SZILÁDY ZOLTÁN írásában már *Szolcsvai-barlang*-nak nevezi és így ír róla MÓGA JÁNOS is. BALOGH ERNŐ könyvében a *szolcsvai Búvópatak barlangja* néven

szerepel. A román szakíróknál viszont *Huda lui Paparã* (magyarul *Paparã lyuka*) a barlang neve.

Összefoglalás

TÉGLÁSI ERCSEI JÓZSEF jelentős karsztos területeken végzett terepi kutatóútjaival, az ottani barlangok tervszerű bejárásával, különösen a szolcsvai Búvópatak forrásbarlangjának föltáró jellegű kutatásával, a bejárt karsztvidékek és barlangok sokoldalú leírásával, valamint a Búvópataknál végzett nyomjelzéses úttörő karszthidrográfiai összefüggés-vizsgálati kísérletével, meg az abból levont következtetéseivel, továbbá az intermittáló források szivornyaszerű működési elvének fölismerésével tudománytörténeti jelentőségű eredményeket ért el, amelyeket nyomtatásban is publikált. Kétségtelen, hogy ERCSEI JÓZSEFET, a kiváló, polihisztor természetkutatót nemcsak a magyar, de a nemzetközi karszt- és barlangtudomány jelentős korai művelői között kell számon tartanunk.

IRODALOM

- ÁPRILYL. (1994): Összes versei. - Budapest.
- BALOGH E. (1939): Háromszáz méternyire a föld alatt, a szolcsvai búvópatak medrében. — Erdély. 36/1–2. p. 5–11.
- BALOGH E. (1969): Cseppkő világ. - Bukarest.
- BLEAHU, M. et al. (1976): Peșteri din România. - București.
- DÉNES GY. (1973): Nyomjelzéses karszthidrográfiai összefüggés-vizsgálat a XIX. század első felében. — Magyarországi Tudomány- és Technikatörténeti Konferencia Budapest, 1972. nov. 23–25. MTESZ. Budapest, 1973. p. 167–171.
- EMKE (1891) Úti-kalauz Magyarország erdélyi részében. - Kolozsvárt.
- ERCSEI J. (1830): Római út nyomozás a Bekecs körül. — Nemzeti Társalkodó. 1830. 52. sz.
- ERCSEI J. (1836): Útazások nemes Torda vármegye Vécsi járásában. — Nemzeti Társalkodó. 1836. I. félév 4-5-6. sz.
- ERCSEI J. (1837): Útazások nemes Torda vármegye alsó kerületének nevezetesebb járásában. Első cikkely. Torda városa s környéke ismertetése. — Nemzeti Társalkodó, 1837. I. félév 19-20-21-22. sz.
- ERCSEI J. (1837a): Útazások nemes Torda vármegye alsó kerületének, nevezetesebb járásában. Második cikkely. Lupsai járás. — Nemzeti Társalkodó. 1837. II. félév 4-5-6. sz.
- ERCSEI J. (1842): Kalotaszeg vázolata. — Hon és Külföld. 1842. 22–23. sz.

- ERCSEI J.* (1842a): Felelet a Kalotaszeg vázolatára írtt kijavító és pótló bírálatra. — Hon és Külföld. 1842. 79–80. sz.
- ERCSEI J.* (1844): Nemes Tordamegye florája. — Kolosvár.
- GORAN, C.* (1982): Catalogul sistematic al pesterilor din Romania 1981. — Bucuresti.
- KOVÁCS P.* (1913): A Tornász-barlang és környéke.— Erdély. 22. p. 141.
- KŐVÁRI L.* (1853): Erdély földé ritkaságai. — Kolozsvártt.
- MÉL* (1967): Magyar Életrajzi Lexikon. I. — Budapest.
- MÓGA J.* (2004): Az Erdélyi-középhegység karszttípusai. — Karsztfelődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 229–250.
- ORGHIDAN, T. et al.* (1984): Peșteri din România ghid turistic. - București.
- SZILÁDY Z.* (1933): Az Erdélyi Érc-hegység barlangjai. — Barlangvilág. III/3–4: 13–16.
- TÉGLÁS I.* (1909): Kirándulás a ponori búvópatakhoz. — Erdély. 18. p. 82.
- TULOGDY J.* (1941): Egy régi erdélyi természetjáró. — Turisták Lapja. 53/4. p. 64–67.

RÉGI BARLANGJÁRÓK A MÚLÓ IDŐBEN

TÓTH ÁLMOS

Magyar Geológiai Szolgálat Budapesti Területi Hivatal
1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23, toth.almos@mgsz.hu

Abstract: The article presents Pál Balogh Almási not only as the first describer of the Baradla cave and famous homeopata doctor but an active key figure in geoscience as well, based on his recently discovered 'Geology Proposal' from 1843. Attila Kosa was not only an explorer of sinkholes and Sahara's caves but also the legator of his significant karst-cave library to the public. And I would liketo call attention to the well-known nature-photographer, Balogh Rudolf, who is an excellent cave-photographer, too.

Bevezetés

Tudománytörténeti kutakodásaim közben döbentem rá, hogy a nem „egykönyvű” kutatók, tudósok emlékével igencsak rosszul bánunk. A lexikonok, életrajzok a hajdani szereplőknek csak a legismertebb, mondhatnám köztudott szakterületeivel foglalkoznak. Alig, vagy egyáltalán nem mutatják be sokszínűségüket, soktudományúságukat és még kevésbé az adott korba való beágyazottságukat. Ezért, gondolom, nem haszontalan a néhai barlangkutatók szakmai „másságát” fölillantani.

Almási Balogh Pál (1769-1867)

A sokoldalú emberek sorsa őt is elérte. A Pallas Lexikon „csak” az MTA tagjaként, „hasonszervi”, ma inkább azt mondjuk homeopátiás orvosként mutatja be. Hasonlóképpen a Magyar Élet-rajzi Lexikon, s más írások. Neve Balogh Pálként a barlangtani irodalomban a HORUSITZKY–SIEGMETH bibliográfiában jelenik meg, mint barlangi írások szerzője. Almási Baloghot HADOBÁS (1988) emelte be a „barlangos köztudatba”, s ad róla föltáró életrajzot. A Magyar Életrajzi Lexikon, illetve nyomában A Magyar Tudományos Akadémia tagjai c. kötet (2003) a Közhasznú Esmeretek Tára (1831-34) munkatársaként is említi. Tovább lép TÓTH (2004), aki Almásit e lexikon (az első magyar nyelvű általános lexikon, 12 kötetben) földtani jellegű szócikkei egyik szerzőjeként említi.



A Széchenyi-hagyatékban lelt dokumentum alapján Később TÓTH (2004) már arra mutat rá, hogy az „új iratok Almási Balogh roppant széles érdeklődésének egy újabb – eddig föl nem tárt – szeletére világítanak rá: a geológia tudománya iránti vonzalmára.” Rámutat, hogy „e terület érdemi feldolgozása további mélyreható tanulmányokat igényel. Annyi azonban már most egyértelműen állítató, hogy Almási Baloghot a földtudományok hazai történetében az úttörők között kell számon tartanunk.”



A „Geologiai indítvány” a földtani objektumok (öslények, feltárások, nyersanyagok) tudomány és a polgári szervek általi figyelésére, hasznosítására hívja föl a figyelmet, külföldi példákkal alátámasztva.

A Magyar orvosok és természetvizsgálók 1847. évi, soproni nagy-gyűlésén „A természettudományok igényei a törvényhozásban” tartott előadást.

A geológiáról ugyan alig szól, de a természettudomány új eszközéről, illetve a „gőrcső hőseiről” igen. A MTA Évkönyveiben (1845-47) „Egy pillantás földünk életébe” címmel tartott előadását olvashatjuk. Az „indítványban” barlangi vonatkozásokat is lelhethetünk: „A mendip halmokban, Banwell mellett 1824-ben 120 lábnyi mélységben fedeztetett föl egy barlang, tele négylábú állatok’ csontjaival. Ezek mutatják, mi nagy fontosságúak a’ kútásások.” A brit barlangkutató társaság kiadásában 1975-ben Londonban megjelent könyv (Limestones and caves of the Mendip Hills) már több mint 400 oldalon ismerteti a mendipi hegyek mészköveit és barlangjait. Ez alapján pontosítani lehet Balogh Pálnak a felfedezés időpontjára vonatkozó adatát. A könyv egy Drayton nevű szerző 1612-ből való, Polyolbion című írásából való idézettel kezdődik. Ez írásban pedig már szerepelnek az itteni barlangok. A könyv legrégebbi irodalomjegyzéki tétele viszont 1862-ből való. Almási írása viszont 1843-ból való. Tehát Almási olyan információkkal rendelkezett, amelyről az angol barlangkutatók vagy elfeledkeztek, vagy nem tudnak. Feltétlen figyelmünkre érdemes, még kikutatandó az is, hogy reformkori tudósaink vaj’ h mi módon jutottak tudományos hírekhez. És nem is akármilyenekhez. A mendipi ismeret is jelzi, hogy Almási „nem-csak” a hazai, de a nemzetközi barlangi híreket is figyelemmel kísérte és hasznosította.

A „Magyar Akadémiai Értesítő az 1840. nov. 23-i „Kis Gyűlésről” ad hírt: Balogh Pál rt. a szószéken, a’ természettudományok; különösen a’ geologia fontosságára figyelmeztetvén az ülést, ’s előadván, miszerint a földtan az

újabb időkben a természet-tudománynak bármely más ágától inkább meglepő (...) felfedezésekkel gyarapodott (...) nálunk [azonban] parlagon hever. Ezek után A. Balogh Pál orvosdoktor: „indítványt tett: ... Budapest hatáskörének geológiai vizsgálatát...”

Az Esmeretek Tára „Barlangok, Grották” c. mintegy fél oldalas szócikke A.B.P. jelzetű. Szövege, mint minden első, figyelmünkre érdemes. Nincs hely teljes terjedelmében beidézni, csak néhány vonatkozását. Így: „mész-kőben, a' gipszben, néha a' homokkőben 's a vulcanicus sziklafajokban [...] található” „Némely grottákból folyamok mennek ki, mások folyamot fognak fel, vagy elnyelik...” A barlangok előállása [keletkezése] igen sok igen különböző okokon alapul. A” mész-kőben és gipszben előállottak kétségkívül a' víz feloldozó erejének resultátumai...” „A gipszbarlangokban sokszor rossz gőzök vannak; a mészbarlangokban sokféle csepegő-kő (stalactica) figurák, amelyek a' mésztartó vizek ülepedményei. Nagy részében ezen mész-kőbarlangoknak állatok (...) maradványai vannak.”

Balogh első s ezideig talán az egyetlen is, ki az akadémián a barlangokról szólt. Erre Széchenyi Naplójában is találunk adatot: az 1942-évi XIII. akadémia közüléséről ezt jegyzi fel: „Akadémiai ülés. Én elnöklök. Nagyon sok ember. Balogh Pál teszi tönkre az egészet a hermaneci Medve-Bene barlanggal. Majdnem öt óra hosszan tartott!” Az 1847-ben megjelent cikk részletesebb ismertetést érdemelne. Almási írt az első „asszony-ságokról”, kik az út, a barlangjárás fáradalmaiban osztoztak férfitársaikkal. Közöttük nevesíti Radvánszky Piroskát. Említ német, szicíliai, kínai, braziliai barlangokat, a kentuckyi Mamut barlangot és még sok máshonnan valót. Említi Cuvier-t, ki a „magyarhoni barlangokban található ásvány-csontokról két értekezést is írt.” Ír a csontok meghatározásának nehézségeiről, fontosságáról. Hosszasan elmélkedik, hogy a csontok mi módon kerülhettek a barlangokba. Helyben éltek, az özönvíz hozta-e be őket, vagy hajdani tengerek hullámai. Mindenesetre a barlangokat a „föld gazdag levéltára” egy lapjának tekinti, amelyekkel megismerhetjük azon kort, amikor „még nem vala úr az ember a' földön”.

A Magyar Tudóslexikon (Székely Kinga szócikkszerző) Kadič Ottokárt a magyar barlangtudomány atyjának nevezi. Én Almási Baloghot a hazai barlangtudomány ős-atyjának tekintem.

Kósa Attila (1942-2003)



Sokunknak van személyes emléke róla. Ismerjük őt zsombolykutatóként, mérsékeltövi, hideg, trópusi karsztok kutatójaként, szaharai barlangok föltárója-

ként, a hazai és nemzetközi karszt-barlang élet résztvevőjeként, szervezőjeként, kiváló fotósként, szerkesztőként. Életének fő célja, talán értelme is a barlang volt.

Mérnöként, hideg ésszel mérte, pontosan-megbízhatóan, s természet-tudóként értékelte. Mindig tudva-látva-láttatva a saját s a tudomány határait.

Kevesen vannak, kik a karszt-barlang-irodalom gyűjtőjeként is ismerik. Gyűjtött mindent, ami a karsztról-barlangról szól. Lett légyen az tudományos monográfia, útleírás, krimi, mese, vers, fénykép. Hihetetlen nagy gyűjteményt szedett össze. Nem járok messze az igazságtól, ha azt állítom: a legnagyobb, legteljesebb gyűjteménye neki volt e vonatkozásban széles e hazában. Vett üzletben, antikváriumban, összeszedett minden prospektust-ismertetést. Kapott barátoktól, ismerősöktől, hazaiaktól, másországiaktól. Többen találunk dedikálást, cetliket, megjegyzéseket. Ezek információ-értékét későbbi kutatás kell majd megfejtse.

Tudatos ember volt... Életében többször meghagyta szeretteinek: gyűjteménye majd a közt szolgálja! Az érdi Magyar Földrajzi Múzeumot és a Magyar Állami Földtani Intézetet jelölte meg gyűjteménye „*végső nyughelyéül*”. Érdet, talán Balázs Dénesnek, a nagy elődnek teremtő hagyományát követve, a Földtani Intézet hatalmas és csodálatos közgyűjteményét pedig azért, mert gyakran bejárt oda, keresni, olvasni. S talán, mert több geológus barátja volt, kiknek ősi gyűlhelye a Könyvtár olvasóterme.

Adományozó akaratát volt felesége, zombolyos-társa, sírig és azon túl is barátja, Haaz Éva, valamint szintén több éven át barlangos társa Hegedűs Gyula őrizte meg. Ők hozzám fordultak segítségét kérve a végzés teljesítéséhez. Szakmai jellegük alapján két részre osztottam a dokumentum-halmazt s megszerveztem a fogadókézséget. A fogadó intézmények vállalták az adomány külön kezelését és egyben tartását. Mindkét hely méltó módon őrzi majd emlékét. A dokumentumok „*dr. Kósa Attila könyvtára*” nyomattal vannak ellátva.

Az érdi Magyar Földrajzi Múzeum szervezésében 2005. április 12-én, ünnepségen emlékezünk az adományozó szakmai tetteire, adománya nagy-szerűségére. A méltató szavakon túl kiadvány mutatja be a barlangos élet-útját, s az embert, adományának jelentőségét a két fogadó intézmény szem-szögéből. Az adomány a jóval az ezren fölüli „*könyvtári egységekről*” bibliográfiai összeállítás tájékoztat. Ebben megtaláljuk a karsztmorfológia, a speleológia nem egy reprezentánsa, Bögli, Sweeting, Stringfield, Derek Ford, Jennings monográfiáját. Van olasz nyelvű barlangi kézikönyv, román karszt-morfológia. S ezek többsége még a Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtárában sem volt meg. Külön értéke a gyűjteménynek a nemzetközi

kongresszusi kiadványok sora. Ritka csemegének számít a 6 db. líbiai 1: 25. 000-es földtani térkép. Itt említtem meg, hogy Almási Balogh Pál is a közre hagyta hatalmas könyvtárát. Ajánlom kortársaim s a később jövők figyelmébe mind gyűjteményét, mind adományozó tettét.

Balogh Rudolf (1879-1944).

A barlangfotó-történetet – meggyőződéselem – egykor stúdium lesz. Ebben biztos pontként javaslom nevét rögzíteni. Két éve a Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályában előadással emlékeztem köreinkben elsősorban barlangbiológusként ismert Dudich Endre 1932-ben megjelent „*Az Aggteleki cseppkőbarlang és környéke*” c. könyvére. A könyv lapozgatása közben néhány nagyon szép barlangfotóra lettem figyelmes. Olvasom: Balogh Rudolf felvétele. A kecskeméti „*Magyar Fotó Múzeum*” honlapján ráakadtam nevére. Eszerint hadi-fotós, a magyaros fotografiai irányzat egyik megteremtője, jeles képviselője. Fotóinak túlnyomó része Budapest bombázásakor megsemmisült. A múzeum igazgatója – kérésemre – átnézte az ott tárolt hagyatékot s két barlangi felvételt lelt, s ezeket meg is küldte. Őrizzük meg nevét. S tegyük hozzá, hogy Dudich professzort is dicséri a kiváló érzéssel kiválasztott fotós. Kósa Attila számos barlangi felvételének is a fotó-múzeumban volna a méltó helye. Ezek között is talán leginkább köz-figyelemre méltóak a líbiai sivatagot s az ottani barlangokat bemutatók.

IRODALOM

D. BALOGH PÁL (1847): Kirándulás a' tufnai csontbarlangokba. - Magyar Tudós Társaság Évkönyvei, p. 83-116.

HADOBÁS S. (1988): Almási Balogh Pál. Emlékezés az első részletes magyar nyelvű Baradla-leírás szerzőjére. - Karszt és Barlang, II. p. 107-110.

HORUSITZKY H. – SIEGMETH K. (1914): A magyarországi barlangok (...) irodalomjegyzéke 1549-1913. - a m.k. Földtani Intézet kiadványa, Bp., p. 1-27.

TÓTH Á. (2004): Az Esmeretek Tára földtani képe - In Tanulmányok a termé-szettudományok, a technika és az orvoslás történetéből, MTE SZ, 1904) p. 73-87.

TÓTH Á. (2004): Almási Balogh Pál 1843. évi „Geologiai indítványa”..., - Az Érc- és Ásványbányászati Múzeum Közleményei I. p. 75-92.

DINAMIKUS FAKTORANALÍZIS ALKALMAZÁSA A DUNÁNTÚLI- KÖZÉPHEGYSÉG KARSZTVÍZSZINT IDŐSORAIRA¹

KOVÁCS JÓZSEF¹-BÍRÓ LÓRÁNT²-MÁRKUS LÁSZLÓ³

¹ELTE, TTK, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, kevesolt@geology.elte.hu

²ELTE, TTK, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, elbiro@freemail.hu

³ELTE, TTK, Valószínűségelméleti és Statisztikai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, markus@cs.elte.hu

Abstract: In karstic areas fluctuation of the groundwater level can be caused by cumulative effects. It is practically impossible to measure directly these effects. Generally conventional tool to determine latent or background effects governing variability or fluctuations is factor analysis. Since ordinary factor analysis has been elaborated for independent observations and the observed karstwater levels represent realizations of time series at a certain location, dynamic factor analysis has to be used instead. Then/This way the obtained dynamic factors can be identified as water infiltration from precipitation and human interference/effects on the water resources of a certain area

Bevezetés

A Dunántúli – középhegység területén a bányászat a csapadékvízből történő utánpótlódást meghaladó mennyiségű vizet emelt a felszínre a karsztvíz betörések elkerülésére. A beavatkozás következtében, az addigi természetes vízszintingadozásokat, nagy területre kiterjedő karsztvízszint süllyedések váltották fel. Ennek hatását az egész középhegység területén lehetett érezni. A meglévő determinisztikus modellek mellett, az idősoros vizsgálati módszerek lehetőséget adnak a hatótényezők sztochasztikus értelmezésére is. Egyáltalán nem nyilvánvaló, miként lehet meghatározni egy adott megfigyelési ponton a vízkiemelés hatását, különösen ha figyelembe vesszük a csapadékból származó utánpótlódás véletlen jellegét. A vízszintingadozások alapjául szolgáló rejtett háttérhatások meghatározásának hagyományos eljárása a faktoranalízis. Ez azonban független megfigyelésekre kidolgozott módszer - ami viszont a karsztvízszint idősorok

¹ A kutatást támogatta az OTKA T047086 számú pályázata

esetében nem áll fenn, hiszen azok dinamikus szerkezetét figyelembe kell venni – ezért faktoranalízis helyett a dinamikus faktoranalízist kell alkalmazni.

A probléma leírása

Az 1950 – 90 közötti időszakban jelentős bauxit – és szénbányászat jellemezte a Dunántúli – középhegységet. A medence süllyedékekben elhelyezkedő hasznosítható ásványi nyersanyagok bányászatára jelentős veszélyt jelentett a triász képződményekből álló főkarsztvíztároló hatalmas vízkészlete. Ezért az 1950-es évek végétől az 1990-es évek elejéig, megelőző védekezésként, a víztárolóból jelentős mennyiségű – több száz m³/perc – karsztvizet emeltek ki. Ennek hatását nem lehetett korlátozni a bányák környékére, így a vízszint csökkenés és környezeti károsodás a főkarsztvíztároló csaknem teljes területére kiterjedt.

Ez a tanulmány a Dunántúli – középhegységben a triász képződményekre szűrőzött figyelő kutak karsztvízszint idősorait vizsgálja. A környezeti károk a vízkiemelés nyomán hamar nyilvánvalóvá váltak, ezért az 1970 – es évek elejére megfigyelőrendszer épült ki, ahol az esetek többségében heti, vagy még sűrűbb észlelés történt. A vizsgálatba vont idősorok eddig az időszakig nyúlnak vissza. Az 1990 utáni megfigyeléseket – habár rendelkezésre állnak – nem vetjük figyelembe ebben a tanulmányban. Az előálló társadalmi, gazdasági változások miatt a bányák bezártak, ami a karsztvízemelések megszűnéséhez vezetett. Ez a tény egy új típusú változást hozott létre aminek nyomán az eddigiekkel éppen ellentétes visszatöltődési folyamat kezdődött el karsztvíztartó rendszerben. Ahhoz, hogy a dinamikus faktoranalízist bevezessük a hidrogeológiába, és kipróbáljuk mint lehetséges vizsgálati módszert, „tisztá” körülmények közötti alkalmazás tűnt célszerűnek. Ilyen megfontolások indokolták az 1970-1990-es időintervallum választását. Ebből adódóan 117 megfigyelőkutat tudtunk kiválasztani vizsgálatainkhoz, melyek elfogadhatóan folyamatos adatsort szolgáltatottak ebben az időben. Az *1. ábrán* a vizsgálatba bevont kutak területi eloszlása látható. A megfigyelések az időben nem egyenletesen, hanem - főleg a 70 – es években - gyakran szórványosan történtek. Ez indokolta, hogy a vízszint idősorok – hidrográfok – éves átlagait vonjuk be a vizsgálatokba.

A karsztvízszint ingadozásban létezik egy természetes véletlen ingadozás, melyet a csapadék beszivárgásából származó vízutánpótlódás és a források megcsapolása okoz. Mivel a források hozamát a beszivárgott víz mennyisége szabja meg, ezért a vízszint-ingadozás fő oka végső soron mégis a beszivárgás

lesz. Léteznek más háttértényezők, faktorok is, melyek a vízszintingadozást befolyásolják. Ilyen például a szomszédos víztartók közötti hidraulikai kapcsolat eredményeként történő átszivárgás. Ennek mértéke csak becsülhető, de ezen túlmenően a beszivárgáshoz viszonyítva lényegesen kisebb a szerepük, ezért a vizsgálatban elhanyagoltuk. A karsztvízszint ingadozás természetes menetét a bányák nagy arányú vízkivétele következtében kialakuló vízszintsüllyedés váltotta fel. Ennek mértékét az *1. ábrán* arányos oszlopokkal jelenítettük meg. A kommunális és bányászati célú vízkivétel a vizsgált időszakban átlagosan $654\text{m}^3/\text{p}$ volt. Ez olyan nagymértékű, hogy például a főkarsztos források vízhozama felére-harmadára csökkent, de nagy számban voltak olyanok is, amik teljesen kiszáradtak. A kiemelt bányavíz mennyisége, a művelés alá vont területek vízföldtani helyzetének függvényében, jelentős ingadozásokat mutatott.

E megfontolások lehetővé tették egy valószínűségelméleten nyugvó matematikai modell kialakítását. Az egyes megfigyelő kutak által biztosított adatok időfüggő véletlen mennyiségek megfigyeléseinek, méréseinek tekinthetők, s így az egyes kutak hidrográfiai felfoghatóak sztochasztikus folyamatok realizációiként. Az egyes kutakhoz tartozó folyamatok azonban nem önmagukban álló, egymástól független jelenségek, hanem egy és ugyanazon természeti jelenség különböző lokális körülmények közötti megnyilvánulásai. Ezért természetes ezeket a folyamatokat összefogva, egyetlen többdimenziós folyamat komponenseiként szemlélni, mely komponensek természetesen valószínűségelméletileg összefüggőek. Hangsúlyozni kell azonban, hogy ez az összefüggés térbeli szerkezethez kötött, és ekkor az adatok egyetlen egydimenziós, de tér-idő-függő sztochasztikus folyamat megfigyeléseként interpretálhatóak, azonban jelen cikkünkben nem ezt a megközelítést tartjuk célravezetőnek. A térbeli függésről azt feltételezzük, hogy a különböző helyeken megfigyelt folyamatok ugyanazon néhány látens hatás - beszivárgás, vízkiemelés - befolyása alatt állnak, és csupán e hatások intenzitása függ a helytől. Így először ezen hatások identifikálása, majd pedig intenzitásuk térbeli eloszlásának becslése a célunk.

A dinamikus faktoranalízis

Látszólag nagyon összetett időfüggő véletlen folyamatokat gyakran csupán néhány - általában lényegesen egyszerűbb dinamikus struktúrával rendelkező - háttérhatás vagy tényező vezérel. A becslési vagy előrejelzési eljárások nagy mértékben javíthatóak e hatótényezők ismeretében. A háttérhatások meg-

határozásához a faktoranalízis a statisztika alapvető eszköze. Először *ANDERSON* (1963) hívta fel a figyelmet arra, hogy a faktoranalízis többdimenziós idősorokra alkalmazva nem szolgáltat korrektt eredményt, különösen akkor, amikor késleltetett összefüggés van az egyes komponensek között. Ennek oka, hogy a hagyományos faktoranalízist független megfigyelésekre fejlesztették ki, s e függetlenség az idősorokra nem áll fenn. E tény egy új eljárás létrehozását igényli, mely figyelembe veszi a megfigyelések illetve a faktor-idősorok dinamikus jellegét.

A mi faktoranalízis modellünk a faktor-idősorokat autoregressziós jellegűnek tételezi fel, és egy olyan költségfüggvényt minimalizál, mely az előrejelzés és az állapot becslés feltételes varianciájának lineáris kombinációja, biztosítva ezáltal, hogy a faktorok jól előrejelezhetők és az eredeti idősorok belőlük jól reprodukálhatóak legyenek. A dinamikus faktormodellek további részleteivel kapcsolatban *BÁNKÖVI-VELICZKY-ZIERMANN* (1979), *BÁNKÖVI-VELICZKY-ZIERMANN* (1992), *ZIERMANN-MICHALETZKY* (1995) és *TUSNÁDY-ZIERMANN* (1986) munkáira hívjuk fel az olvasó figyelmét.

A következőkben az általunk használt dinamikus faktor-modell rövid leírására kerül sor.

Egy szokásos faktor-modell egyenlőség:

$$Y = \mathbf{A} \cdot F + \varepsilon \quad (1)$$

azt fejezi ki, hogy az Y megfigyelés úgy áll elő, mint néhány látens hatásnak (a faktorok F vektora) az A mátrix által meghatározott lineáris kombinációjához adódott véletlen zaj (ε) eredője. A megfigyelhető idősorok száma általában jelentősen nagyobb, mint a faktorok száma, így a faktormodell alkalmazása egyfajta dimenzió redukciót jelent. A dinamikus faktormodellek esetén figyelembe vett döntő különbség az, hogy mind a megfigyelések, mind a faktorok empirikus idősorok, s nem az általános modelleknél feltett független megfigyelések. A modell leírásának teljessé tételéhez a faktorok dinamikus szerkezetét pontosabban meg kell adni. Mindenek előtt az A -mátrix révén adott lineáris transzformációnak időtől függetlennek kell lennie. A megfigyelések időfüggőségét hangsúlyozandó, t függvényeként írjuk őket:

$$Y(t) = (Y_1(t), \dots, Y_N(t))', \quad 0 \leq t \leq T.$$

és ezen N-dimenziós idősor gyenge stacionaritását is feltételezzük – eltekintve egy lehetséges lineáris trendtől. Ezzel a rendszert - trendtől eltekintve – stabilnak, azonos valószínűségi törvényszerűséget követőnek tételezzük fel az időben. Így (1) új formája az alábbi:

$$Y(t) = \mathbf{A} \cdot F(t) + \varepsilon(t) . (2)$$

melyben az A-mátrix N×M tagú és determinisztikus. A faktor idősor F(t) ennek megfelelően M dimenziós - $M \ll N$ - és ugyancsak gyengén stacionáriusnak, továbbá komponenseit korrelálatlanoknak feltételezzük.

$$F(t) = (F_1(t), \dots, F_M(t))', \quad 0 \leq t \leq T,$$

Végezetül az egyenletben szereplő

$$\varepsilon(t) = (\varepsilon_1(t), \dots, \varepsilon_N(t))', \quad 0 \leq t \leq T.$$

egy N dimenziós Gauss fehér zaj. Jegyezzük meg itt, hogy ha a faktor is Gauss folyamat, akkor a modell linearitása miatt a megfigyelések is Gauss-folyamatok lesznek, és a gyenge stacionaritásból az erős is következik.

Az F(t) faktorok bizonyos értelemben véve optimális becslésének megtalálására törekszünk:

$$\hat{F}(t) = (\hat{F}_1(t), \dots, \hat{F}_M(t))'$$

Modellünk becslésének a következő három, természetes követelményre kell összpontosítania:

(i) A faktorok becslésének a megfigyelések idő-független homogén, lineáris transzformációinak kell lenniük.

$$\hat{F}(t) = \mathbf{B} \cdot Y(t) (3)$$

(ii) Az $F_j(t)$ faktor idősor-komponenseknek múltbeli viselkedésük alapján lineárisan jól előrejelezhetőeknek kell lenniük. E követelmény biztosan teljesül, ha azokat L_j rendű autoregressziós folyamatoknak tekintjük, egy konstanst is megengedve az autoregresszióban, a lineáris trend leírására:

$$F_j(t) = c_{j,0} + \sum_{k=1}^{L_j} c_{j,k} \cdot F_j(t-k) + \delta_j(t) \quad (4)$$

Ebben az egyenletben a $\delta_j(t)$ -k Gauss fehér zajok, függetlenek egymástól és $\varepsilon(t)$ -től. Az autoregresszió választását nem csak egyszerű dinamikus szerkezete indokolja, hanem az a tény is, hogy a megfigyelőkutak hidrográfjai egyébként megbízhatóan modellezhetők autoregresszív folyamatokkal.

(iii) A faktorok időfüggetlen lineáris transzformációja

$$\hat{Y}(t) = \mathbf{D} \cdot \hat{F}(t) \quad (5)$$

az $Y(t)$ megfigyelések „jó” becsléseit kell eredményezze – ezeket faktor-prediktoroknak nevezzük.

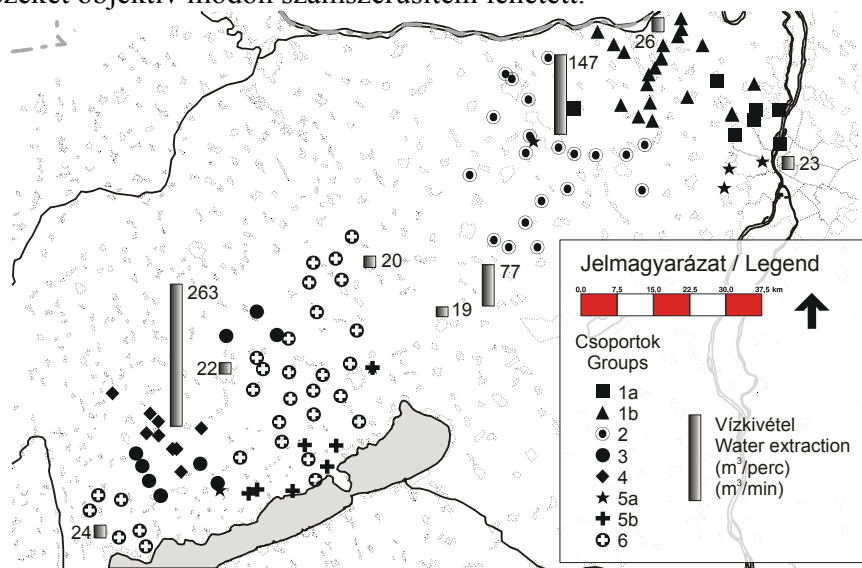
Alkalmazása karsztvíz-szint adatokra

A leírt dinamikus faktoranalízist alkalmaztuk annak érdekében, hogy a megfigyelt tapasztalati idősorokat (hidrográfokat), a befolyásoló faktorok lineáris kombinációjára bonthassuk.

A faktorok számának meghatározására több módszer létezik. A mi esetünkben a hidrográfok viselkedésének leírásában három faktor bizonyult kielégítő pontosságúnak. A három faktor mindegyikét elsőrendű autoregressziós folyamatként modellezve mind az Akaike mind a Bayes információs kritérium minimumot ad így a rend növelése nem szükséges.

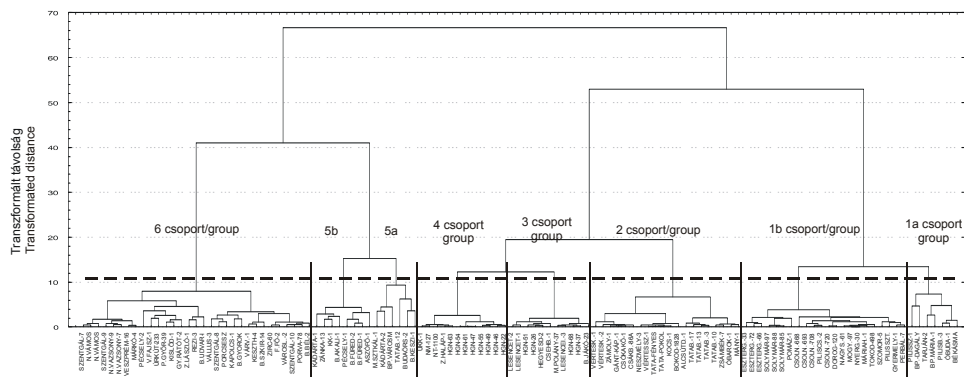
A számításokhoz a Michaletzky, Tusnady, Zierman és Bolla által kifejlesztett programot használtuk. Mivel nem volt okunk arra, hogy egyik vagy másik megfigyelő kút, vagy faktor viselkedését hangsúlyosabbá tegyük, egyenlő súlyt alkalmaztunk. A dinamikus faktoranalízis használatának közvetlen célja a hidrográfok alakját befolyásoló fő hatások meghatározása és ezen hatások térbeli eloszlásának megadása. Amint az várható volt, a kapott faktorok értelmezé-

se világosan megfelel annak a jól ismert ténynek, hogy a hidrográfok lefutását két fő tényező, a vízkivétel és a beszivárgás határozza meg. Az analízis talán legértékesebb eredményeként azt kaptuk, hogy a dinamikus faktorok súlytényezői egy adott helyhez tartozó hatások intenzitásának mértékeként szolgálnak, így ezeket objektív módon számszerűsíteni lehetett.



1. ábra A megfigyelőkutak és a vízkivételi helyek
Figure 1. Monitoring wells and points of water extractions

A vizsgált területen – az 1. ábra tanúsága szerint is – Nyírádon és Tatabányán voltak a fő szivattyúzási központok. Egyéb, de jóval kisebb mértékű vízkivétel történt néhány más bauxit- és szénbányában, továbbá kommunális célokkal. Az analízisben elegendőnek tűnt a domináló vízkivételi adatokat használni, megjegyezve, hogy a helyi vízkiemelések is fontos szerepet játszanak regionálisan. A vízkiemelés közelében levő megfigyelőkutak hozzávetőleg 80 méteres karsztvíz-szint csökkenést regisztráltak, de még a vízkivételi kutaktól távolabb is meghaladta e csökkenés a 20 métert. A csökkenés nem volt egy-séges, üteme az idővel változott.



2. ábra: A kutak dendrogramja
Figure 2. Dendrogram of wells

Előzetesen, az értelmezést segítő, a vízszint megfigyelő kutak idősorait csoportosítottuk. A hasonló mintázatú hidrográfokat kívántuk egy csoportba sorolni. Ehhez klaszteranalízist használtunk Ward módszerrel és négyzetes euklideszi távolsággal. Az eredményezett dendrogramot a 2. ábra mutatja, míg a csoportokhoz tartozó tipikus mintázatokat, az idősorok normált értékei alapján, a 3. ábrán figyelhetjük meg. Ha a csoportok térbeli elhelyezkedését vizsgáljuk, szembe tűnik, hogy mintegy gyűrűszerűen helyezkednek el a vízkiemelések helye mint centrum körül (lásd 1. ábra). Jól látható, hogy nem elsősorban a vízkiemelés helyétől mért abszolút távolság a döntő, hanem a kút vízföldtani helyzete a mérvadó. Az ez alól kivételt képező megfigyelőkutak erőteljes lokális hatásokat jeleznek. Jól látszik a különböző vízkivételek különböző hidrográf mintázatokat hoztak létre, ezért nem kerülnek egy csoportba a két fő depresszió körüli kutak. A depressziós tölcser peremén különböző hidrogeológiai helyzeteknek megfelelő kútcsoportok illetve azok mintázatait láthatjuk.

Az I. csoportba a Dunántúli-középhegység ÉK-i részének olyan hidrográfjai kerültek, melyek az 1970-es évek elején visszatöltődési jeleket mutatnak, vagy az időtartomány egy jelentős részében nem érte őket a vízkiemelés hatása. Különösen látható ez az I.b. csoportban, amely hidrográfok 1982-1983 óta mutatnak vízszint csökkenést. Olyan megfigyelési pontok vannak itt, melyek Dorog és Tatabánya között helyezkednek el. A II. csoport kútjai egyenletes vízszintsüllyedést mutatnak, Tatabánya környékiek, az itt történt vízkiemelés hatása alatt állnak. A III., IV., és VI. csoport megfigyelési pontjai a Bakony és a Keszthelyi-hegység területén helyezkednek el. Mindegyikük jelentős vízszint-

süllyedést mutat. A IV. csoportban vannak a nyírádi depresszió középpontjához legközelebbi, majd egy „körrel” kijebb foglalnak helyet, a III. csoport és még egy „körrel” kijebb a VI. csoport kútjai. Az V. csoport kútjai egyáltalán nem mutatnak depressziós hatásokat, sőt az V.a. csoportban lévők még kis vízszint-emelkedést is jeleznek. Ezek a karsztvíz megfigyelési pontok a Balaton-felvidéken vannak. Hidrogeológiai helyzetük egyedi, mert a Litéri-feltolódás eddig megakadályozta a vízkivétel hatásának megjelenését ezen a területen.

A kapott faktormegoldások azonosításához kerestük a kapcsolatot azokkal a tényezőkkel, amelyek szakmai szempontból szóba jöhetnek. Az egyik ilyen nyilvánvalóan a vízkivétel. Ennek legegyszerűbb számszerűsített vizsgálati lehetősége az, ha a hidrogáfok hasonlóságainak alapján keressük a kapcsolatot a faktorokkal. Ezért korrelációs együtthatókat számoltunk, a klaszterezéssel meghatározott csoportok, és a faktorok között. A becslési eredményt mutatja az I. táblázat.

I. táblázat
Table I.

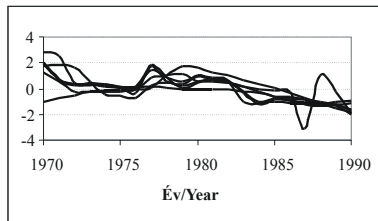
Korreláció a hidrogáfok csoportjai és faktorok között
Correlations of factors and groups of hydrographs

csoporth	I. faktor	II. faktor	III. faktor
1a	0.53	0.73	0.07
1b	0.40	0.91	0.08
2	0.77	0.62	0.06
3	0.91	0.41	0.04
4	0.96	0.26	0.00
5a	-0.22	-0.77	0.13
5b	0.01	0.09	0.98
6	0.86	0.39	0.30

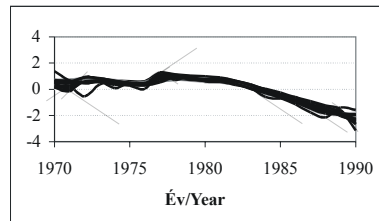
II. táblázat
Table II.

Korreláció a számított beszivárgások és a III. faktor között
Correlations of factor3 and computed infiltrations

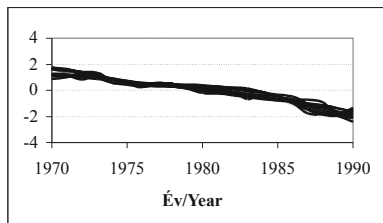
beszivárgás	korreláció
Kessler 1	0.81
Kessler 2	0.80
Böcker	0.60
Maucha	0.38
Morton	0.47



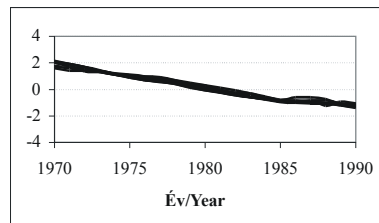
1a csoport/group



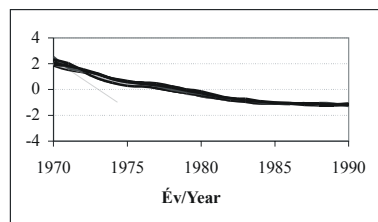
1b csoport/group



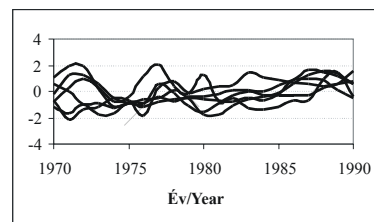
2 csoport/group



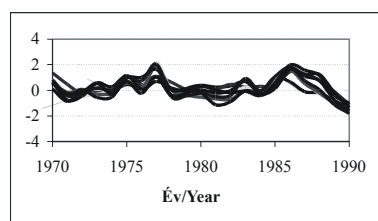
3 csoport/group



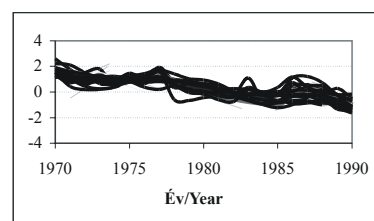
4 csoport/group



5a csoport/group



5b csoport/group



6 csoport/group

3. ábra: A kútcsoportok fluktuációi
Figure 3. Fluctuation of well groups

III. táblázat
Table III.

Korreláció a beszivárgás számítási módszerek között, Dorog meteorológiai állomáson
Correlations of computed infiltrations at Dorog (Mid-West Hungary) meteorological station

beszivárgás	Kessler 1	Kessler 2	Böcker	Maucha	Morton
Kessler 1	1.00	0.9	0.76	0.63	0.53
Kessler 2	0.99	1.00	0.79	0.71	0.57
Böcker	0.76	0.79	1.00	0.69	0.62
Maucha	0.63	0.71	0.69	1.00	0.52
Morton	0.53	0.57	0.62	0.52	1.00

IV. táblázat
Table IV.

Korreláció a beszivárgás számítási módszerek között, Várpalota meteorológiai állomáson
Correlations of computed infiltrations at Várpalota (Mid-West Hungary) meteorological station

beszivárgás	Kessler 1	Kessler 2	Böcker	Maucha	Morton
Kessler 1	1.00	0.99	0.70	0.51	0.77
Kessler 2	0.99	1.00	0.75	0.63	0.77
Böcker	0.70	0.75	1.00	0.63	0.75
Maucha	0.51	0.63	0.63	1.00	0.50
Morton	0.77	0.77	0.75	0.50	1.00

Az első faktor a Bakony-hegység kútjaival mutat szoros kapcsolatot, és kevésbé szorosat a földtani értelemben vett távolabbi kutakkal, mint például a Keszthelyi-hegység megfigyelési pontjai (VI. csoport). Amint látható a kapcsolat a IV. csoporttal a legerősebb. Ezek az eredmények valószínűsítik, hogy az első faktor a nyírádi vízkiemelés hatását tükrözi. A vízkiemelési ponttól távolodva annak hatása csökken, hiszen a vízkiemelés jelentős szerepe mellett más háttértényezők is nagyobb szerephez jutnak. Ezt mutatja a III. és VI. csoport csökkenő korrelációs együtthatója és a megfigyelhető, egyre nagyobb szerephez jutó fluktuáció. A második faktor is vízemelésekkel van kapcsolatban, aminek oka, hogy a teljes Dunántúli-középhegység területén nem egyetlen jelentős vízkiemelés „szabályozza” a vízszintek ingadozását, hanem több. Így fordulhat elő, hogy a második faktor is a vízkiemelésekkel, mégpedig a Dorog és Tatabánya környékiekkel van kapcsolatban. Ez az eredmény új elem a módszer alkalmazásának eddigi történetében. Az eddigi esetekben ugyanis egy háttértényezőt egy faktor írt le MÁRKUS-BERKE-KOVÁCS-URFER (1999), KOVÁCS-MÁRKUS-HALUPKA (2004). Itt azonban az eltérő vízkiemelések külön-

böző háttértényezőként jelennek meg. Ez természetes, hiszen a vízkiemelések között jelentős eltérések mutatkozhatnak

A harmadik faktor – a táblázat tanúsága szerint – a Balaton-felvidéki kutakkal mutat közvetlen és nagyon szoros kapcsolatot. Mivel ezen megfigyelési pontokon a Litéri-feltolódás miatt még nem érződik a hatása, a vízkiemeléseknek csak a beszivárgás lehet a vízszintingadozás alakító tényezője. Érdemes ezért megtekinteni, hogy milyen kapcsolatban van a számított beszivárgással a harmadik faktor. Az eredményt az *II. táblázat* mutatja be.

A számításaink a következőképpen készültek. A Dunántúli-középhegység 45 csapadék-mérő állomására ötféle módszerrel (*KESSLER* (1954) első és javított, *BÖCKER* (1974), *MAUCHA* (1990), *MORTON* (1993) *CSEPREGI* (1995) által módosított módszerekkel) számított beszivárgások átlagát vettük és ezeknek a korrelációját a harmadik faktoral. Fontos megjegyezni, azért vettük a beszivárgás egész területre vonatkozó átlagát, mert a számított faktorok is a teljes fedettséget biztosító 117 megfigyelési pontra vonatkozik. A legjobb korrelációs együtthatókat Kessler módszereire kaptuk. Ez fontos eredmény. A beszivárgás számítások mindegyike ugyanis, a csapadékot súlyozza valamilyen módon. Az alkalmazott módszerek azonban nagyon eltérő eredményeket szolgáltatnak. Ugyanarra a csapadékmérő állomásra, ugyanarra az időszakra a számított beszivárgások egymással való kapcsolata némely esetben csak 0.50 - 0.60 korrelációs együtthatókkal jellemezhető. Ezt jelenítik meg a *III., IV. táblázatok* (véletlenszerűen választottuk ki a Dorog, Várpalota csapadékmérő állomásokat).

Szemléletesen látható az a bizonytalanság, ami a beszivárgás számítást kíséri, hiszen egyes beszivárgási módszerek szinte kapcsolatban sincsenek egymással pl egy 0.50 korrelációs együttható ugyanis azt mutatja, hogy a lineáris kapcsolat az esetek 25%-ban van csak meg! Mivel a faktorokat a telített zóna vízszintingadozásaiból becsültük, és az egyes faktorok az egyéb hatások nélküli, „*tiszta*” folyamatokat reprezentálják, jelen esetben a középhegységi beszivárgás időbeli folyamatát kaptuk meg. Ez a megállapítás segítséget nyújthat az adott területen alkalmazható legjobb beszivárgás számítási módszer kiválasztásában, aminek segítségével pontosíthatók a dinamikus utánpótlódó vízhozam számítások.

Összefoglalás

A Dunántúli – középhegység területén sikerült az első két dinamikus faktort a vízkiemelések, míg a harmadikat a beszivárgás hatásaként azonosítanunk. Az, hogy e két hatás nagyban meghatározza a hidrográfok lefutását az egész vizsgált területen természetes a hidrogeológus számára. Amiben e nyilvánvaló ténynél többet tudunk mondani egyrészt az, hogy a beszivárgás folyamatára a víztartó telített zónájában bekövetkezett vízszint változásokból következtetünk. Ez lehetőséget nyújt a klasszikus, a csapadékból kiinduló beszivárgászámítási módszerek értékelésére. Az eredmények alapján esetünkre a Kessler féle beszivárgászámítás bizonyult a legjobbnak. A dinamikus faktoranalízis másik hozadéka, hogy a faktorokhoz faktorsúlyokat is rendel. Ezek az adott látens hatás intenzitásának mérőszámai, hiszen azt a súlytényezőt adják meg, amennyivel az adott faktor a megfigyelést, azaz a hidrográfot előállító lineáris kombinációban szerepel. Esetünkben tehát a faktorsúlyok a beszivárgás és a vízkiemelés intenzitásának egy adott megfigyelési helyhez tartozó objektív mérőszámai. Ezek ismerete fontos, mert megnyitja az utat a sérülékenység egzakt kvantitatív vizsgálatához. Ennek az utóbbi ténynek az ismertetése azonban túlmeleg a tanulmány keretein.

IRODALOM

- ANDERSON, R. L.* (1963): The use of factor analysis in the statistical analysis of multiple time series - *Psychometrika* Vol. 28. p.1-25.
- BÁNKÖVI, GY.-VELICZKY, J.-ZIERMANN, M.* (1979): Dynamic models for prediction of the development of national economies - In: *Models and Decision Making in National Economies*, eds.: Janssen, J. M. L., Pau, L. F., Straszak, A., North-Holland, Amsterdam, p.257-267.
- BÁNKÖVI, GY.-VELICZKY, J.-ZIERMANN, M.* (1992): Dinamikus Faktor Analízis - Marx Károly Közgazdasági Egyetem, Budapest, p.81.
- BÖCKER T.* (1974): A beszivárgás meghatározása karsztvidéken a negyedévi határcsapadékok módszerével - *VITUKI beszámoló*, Budapest, p. 207-216.
- CSEPREGI A.* (1995): A talajvíz utánpótlódásának vizsgálata az Alföldön a csapadék és a területi evapotranszpirációs adatok alapján - *Kézirat*, Vituki Rt, p. 11.

- KESSLER H.* (1954): A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség megállapítása karsztvidéken - *Vízügyi Közlemények*, 2. p. 179-188
- J. KOVÁCS – L. MÁRKUS - G. HALUPKA* (2004): Dynamic Factor Analysis for Quantifying Aquifer Vulnerability - *Acta Geol. Hung.* Vol. 47/1, p. 1-17.
- MAUCHA L.* (1990): A karsztos beszivárgás számítása - *Hidrológiai Közlöny*, 70. évf. 3. szám, p. 153-161., Budapest
- MÁRKUS, L.-BERKE, O.--KOVÁCS, J.-URFER W.* (1999): Spatial Prediction of the Intensity of Latent Effects Governing - *Hydrogeological Phenomena Environmetrics* Vol. 10. p. 633-654
- MORTON, F. I.* (1983) : Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice - *Journal of Hydrology*, Vol. 66, 1-76.
- TUSNÁDY, G.-ZIERMANN, M.* (1986): Idősorok analízise - Műszaki Könyvkiadó, Budapest
- ZIERMANN, M.-MICHALETZKY, GY.* (1995): Idősorok faktoranalízise - *Sigma*, Vol. 26. No. 3-4., p.77-91.

VÍZKÉMIAI PARAMÉTEREK VIZSGÁLATA A DUNÁNTÚLI- KÖZÉPHEGYSÉGBEN¹

KOVÁCS JÓZSEF-KONCZ DÁVID

ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, kevesolt@geology.elte.hu

Abstract: Several hydro chemical parameters were measured on a regular basis in various karstaquifers of the Transdanubian Mountains (Central-Western Hungary) during the period of 1980-2002. Measurements included pH, conductivity, temperature, calcium-, magnesium-, sulphate-, chloride- and hydrogen carbonate-content. Our investigation was based on the statistical evaluation of these data. The main question was whether sampling frequency is appropriate to describe processes taking place in the mountains. The basic function of spatial analysis, the so-called variogram, was used for evaluation. With this function the required calculations can be performed, even if equidistant data are not available. On the basis of our results it can be stated that it is only in the case of a few parameters that sampling in four-week-periods provides adequate information. For all other parameters more frequent sampling would be necessary. The range is 1500 m in the area.

Bevezetés

A Dunántúli – Középhegység DNY-i részének felszín alatti vizeinek minőségéről napjainkban rendelkezésre álló adattömeg lehetővé teszi, a mintavételezés gyakoriságának vizsgálatát, továbbá lehetőséget nyújt egy- és sokváltozós adatelemző módszerek alkalmazására a kémiai komponensek tér- és időbeli eloszlásának, változékonyságának és hasonlóságának vizsgálatára.

A vízminőség-ellenőrzés egyik legfontosabb része a mintázás és annak gyakorisága. A mintával szembeni legfontosabb elvárás, hogy tükrözze a statisztikai sokaság összes lényeges tulajdonságát és tegye lehetővé a jövőbeli várható értékek becslését. E cél eléréséhez olyan reprezentatív mintára van szükség, ami eleget tesz a vizsgálati cél követelményének. Például napi nagyságrendű folyamatok paramétereinek becsléséhez nem alkalmasak hetenkénti mérések. Periodikus folyamatok mintavételi gyakoriságára Shannon mintavételi tétele ad iránymutatást. E szerint, ahhoz, hogy egy idősből az eredeti periodikus jelet vissza tudjuk állítani, a periódus idő felétől kisebb mintavételezési idővel kell mintát venni. Abban az esetben, ha az eredeti jelet nem tudjuk visszaállítani, a rendelkezésre álló adatmennyiség kevés, azaz alulmintavételezés történt. Az elmondott elvek alapján kérdés: milyen gyakran mintázzunk egy folyamatot ahhoz, hogy vizsgálatunk célját elérjük, és a jövő változásaira is becslést tudjunk adni?

¹ A tanulmány a TO47086 számú OTKA pályázat támogatásával készült.

Szemlélet alapján is belátható, hogy minél nagyobb egy adott paraméter h (idő vagy tér) távolságon belül bekövetkező változékonysága, annál sűrűbb mintavételezés szükséges. A h távolságon bekövetkező változékonyságnak leírására számos függvény ismeretes. Esetünkben a térstatisztika alapfüggvényét, a variogram függvényt használjuk fel a mintavételezés gyakoriságának becslésére (MÁRKUS *et al.* 1999, DRYDEN *et al.* 2004).

A variogram függvény és tulajdonságai

A variogram és a belőle leszarmaztatott félvariogram matematikailag a következő módon értelmezhetők (FÜST 1997.). Jelölje $Z(x)$ és $Z(x+h)$ valamely vizsgált paraméter egymástól h távolságban lévő értékeit. A h távolság lehet térben vagy időben. A $Z(x)$ és $Z(x+h)$ értékek különbségeinek szórásnégyzete:

$$D^2[Z(x) - Z(x+h)] = D^2[Z(x)] + D^2[Z(x+h)] - 2COV[Z(x), Z(x+h)]$$

Azonos sokaságba tartozó minták esetében feltételezhetjük, hogy $D^2[Z(x)] = D^2[Z(x+h)]$, így $D^2[Z(x) - Z(x+h)] = 2D^2[Z(x)] - 2COV[Z(x), Z(x+h)] = 2\gamma(h)$. A $2\gamma(h)$ függvényt a paraméter variogramjának, a $\gamma(h)$ függvényt pedig félvariogramjának nevezzük. Amennyiben bevezetjük a $D^2[Z(x)] = D^2(x)$ egyszerűsített jelölést, akkor felírható, hogy: $\gamma(h) = D^2(x) - g(h)$. Normális eloszlású paraméter diszkrét mintái esetén, ha az adatpárok száma N , az empirikus félvariogramot a következő "Matheron-féle" algoritmussal számítjuk:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_{i+h})]^2$$

Nem normális eloszlás esetén, annak biztosítására, különböző transzformációk alkalmazására nyílik lehetőség, de ugyanakkor a geostatistikai irodalomban számos olyan publikáció olvasható, amely fölöslegesnek tartja az eloszlástípus figyelembe vételét (CLARK 1979, CRESSIE 1993).

A gyakorlatban $Z(x_i) \geq 0$ ($i = 1, 2, \dots, n$) $\sigma^2[Z(x)] \geq g(h) \geq 0$, így a félvariogram elméletileg a $0 \leq \gamma(h) \leq \sigma^2[Z(x)]$ tartományban vehet fel értékeket. A függvény legfontosabb tulajdonságai az alábbiak:

- Folytonosság a $\gamma(h)$ függvény növekedésének mértékéből látható. Abban az esetben, ha a vizsgált folyamatban gyors változások következnek

be, a $\gamma(h)$ függvény nem az origóból, hanem $C_0 \geq 0$ értékről indul (neve röghatás), majd emelkedő tendenciát mutat.

- Ha a félvariogramnak nincs határozott felszálló ága, a tapasztalati félvariogram pontjai egy, a h tengellyel párhuzamos egyenes környezetében helyezkednek el. Ekkor a folytonosság teljes megszűnéséről beszélünk.

- Hatástávolság alatt azt a távolságot értjük, amelyen belül a minta sajátos jellemvonásai még érzékelhetőek. Ez annak a pontnak az abszcisszája, aminél a függvény értéke állandósul.

- Ha a félvariogram kezdeti emelkedés után $h \rightarrow \infty$ esetén állandósul, akkor a paraméter stacionárius. A $\gamma(h)$ függvény minden határon túli monoton emelkedése (ha $h \rightarrow \infty$ akkor $\gamma(h) \rightarrow \infty$) a paraméter instacionaritására utal. Megfelelő trendillesztés utáni maradék stacionárius lesz. A stacionárius tulajdonságú paraméterek empirikus félvariogramjai egy $C_0 \geq 0$ röghatás értékről indulva, emelkedő szakasz után a szórásnégyzet környezetében undulálnak.

- A félvariogram $C + C_0$ értéke, amely megközelítőleg a szórásnégyzettel egyezik meg, a *küszöbszint*. Maga a C érték ugyanakkor a redukált küszöbszint.

Az empirikus félvariogramok eltérő típusú elméleti függvényekkel közelíthetők, áttekintésük itt nem célunk. (*DEUTSCH-JOURNAL* 1992, *WACKERNAGEL* 1998).

Amennyiben a vizsgált paraméter térbeli helyzetű, hatástávolsága lehet iránytól független (izotróp), vagy iránytól függő (anizotrop). A különböző irányokban számolt hatástávolságokat kiegyenlítő ellipszissel szokták helyettesíteni, ahol meg lehet adni a kis és nagy tengely arányát és az adott koordináta rendszerben elfoglalt helyzetét.

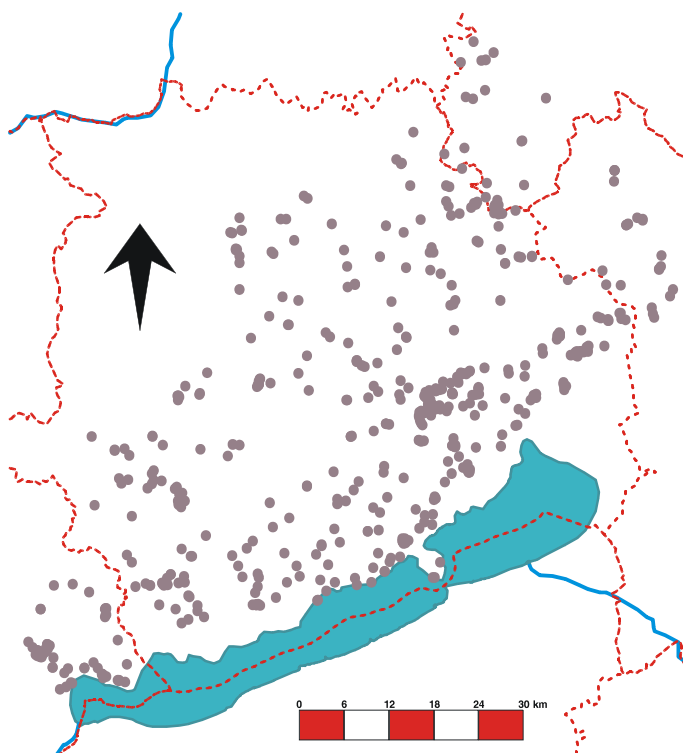
A mintavételezés gyakoriságának becslésére azt a tulajdonságot használtuk fel, miszerint a hatástávolságon (hatásidőn) kívül eső minták gyakorlatilag függetleneknek tekinthetők. Más szavakkal: a hatástávolságon (hatásidőn) túli mintavételezés esetén a minta csak a közvetlen környezet állapotáról ad felvilágosítást, ily módon idősorok esetén gyakorlatilag nem tudunk meg semmit a folyamatok belső struktúrájáról.

Jellemző példák a vizsgált terület empirikus és elméleti félvariogramjaiból

A mintavételezés gyakoriságának megállapítására a Bakony, Balatonfelvidék Keszthelyi-hegység területéről (*1. ábra*) származó adatsorok álltak rendelkezésre. A mintavételezések vízmű kutakból történtek. A kémiai ana-

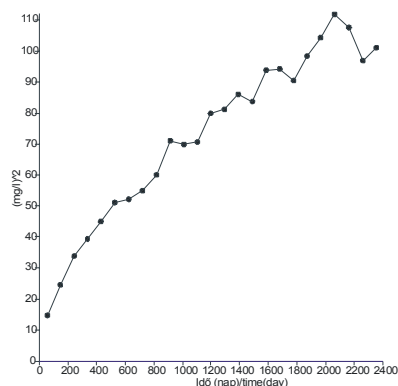
lízisekből a következő paramétereket használtuk fel: nátrium, kálium, kalcium, magnézium, ammónia, klorid, szulfát, hidrogénkarbonát, pH, fajlagos vezetőképesség, nitrát, víz hőmérséklet, keménység. Összesen 424 pontban volt mérés. Ezek közül 33-ban 100-nál több és 353 pontban 20 alatt volt a mérések száma, míg 266 darab kútban csak egyetlen mintavételezés történt. A vizsgált időszak 1980-2002. Ezekből a tényekből következik, hogy az optimális mintavételi gyakoriság becslése sem térben sem időben nem egyszerű.

A paraméterek empirikus félvariogramjának számítása során, több alkalommal folyamatosan emelkedő, trend jelenlétére utaló eredményt kaptunk. Ilyet mutat be a 2. ábra. A vízszintes tengely mértékegysége idő (nap), a függőleges a vizsgált paraméter mértékegységének négyzete (a nitrát esetében $[\text{mg/l}]^2$).



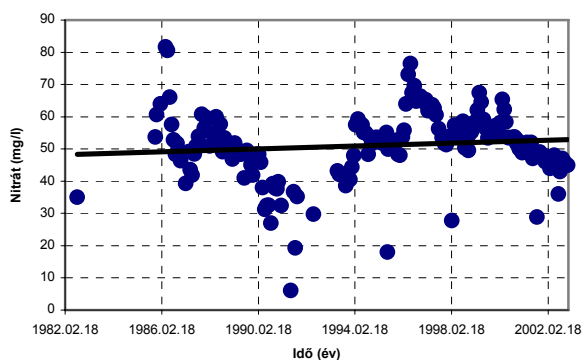
1. ábra A vizsgálatok térsége, szaggatott vonallal a megyehatárok, pontokkal pedig a területen elhelyezkedő kutak vannak ábrázolva.

Figure 1 Map of the investigated area. Dotted lines show the county boundaries, while points show the wells in the area.



2. ábra. Az f181600003 jelű kútban mért nitrát idősor (1982-2002) empirikus félvariogramja
 Figure 2 Empirical semi-variogram of the time series of nitrate in well f181600003.

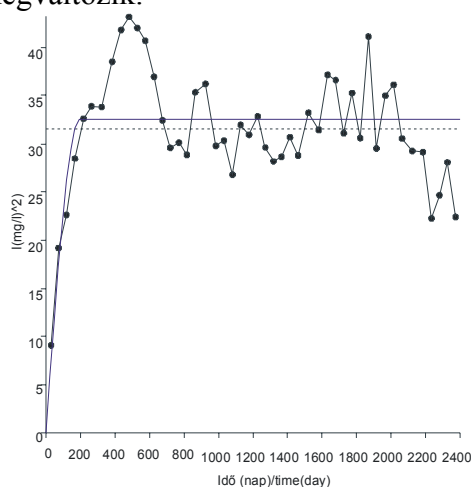
Annak bemutatására, hogy a trend valóban jelen van az idősorban a 3. ábra mutatja be a nitrát paraméter mért idősort, valamint egy illesztett elsőfokú trendet. A nem stacionárius folyamatok paramétereire számított empirikus félvariogram gyakran nem teszi lehetővé a hatásidő (vagy hatástávolság) pontos meghatározását. A számításokat ebben az esetben meg kell ismételni a trend eltávolítása utáni maradékra.



3. ábra. Nitrát paraméter mért idősora és az illesztett elsőfokú trend.
 Figure 3 The time series of nitrate and the fitted linear trend.

Az illesztett elméleti félvariogram úgynevezett szférikus típusú. Az itt vizsgált esetben a röghatás értéke 0. Ez azért is említésre méltó, mert a röghatásban jelenik meg egyrészt a paraméter mérése során, mind a mérési módszerből, mind a műszer pontatlansága miatt elkövetett hiba, másrészt a paraméter ∂h idő vagy térbeli távolságon bekövetkezett változása. A meghatározható legnagyobb hatástávolság ebben az esetben 182 nap volt ekkor az illesztett félvariogram gyakorlatilag egybeesett a szórásnégyzettel (szaggatott vonal). Az éves periódus idővel jellemezhető idősori folyamatokra ez

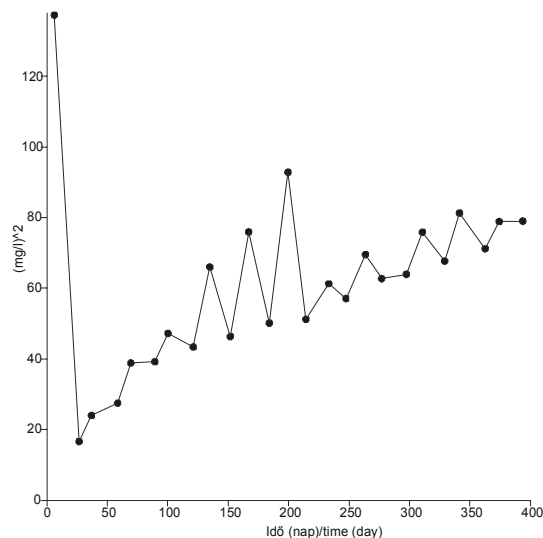
a hatásidő egybevág Shannon mintavételezési tételében megfogalmazottakkal. Ha mintavételezési szempontból értékeljük az eredményt, nyilvánvalóvá válik egy ilyen ritka mintavételezés csak az éves „nagyságrendű” folyamatokról ad információt. Ahhoz, hogy kisebb nagyságrendű folyamatokra is rálátásunk legyen, olyan mintavételezési frekvenciát kell alkalmazni, ahol az egymás után következő mintavételezések a kisebb nagyságrendű folyamatok tulajdonságait is képesek követni. Ezért az empirikus félvariogramból a legkisebb hatásidőt kell becsülni. A 4. ábra a félvariogram 19,5 értékénél törést mutat, ami azt jelenti, hogy a vizsgált folyamat ennél illetve a hozzá tartozó 58 napos hatásidőnél megváltozik.



4. ábra. Empirikus és illesztett félvariogram a f181600003 számú kútban mért nitrát idősorának (1982-2002) trend eltávolítás utáni maradékán
 Figure 4 Empirical semi-variogram and the fitted model of the time series of nitrate in well f181600003, after trend removal.

Ilyen esetben, úgynevezett több küszöbös félvariogram illesztését kellett volna elvégezni. Erre azonban a világban jelenleg elérhető software-k még nem nyújtanak lehetőséget. A több küszöbös struktúrák jelenlétét úgy magyarázzuk, hogy az eredő folyamatot több hatás eredőjeként látjuk és az egyes hatások hatásidejét láthatjuk ilyen módon viszont. Ez a kisebb hatásidő „nagyobb felbontású” számítások elvégzésével nyilvánvalóvá vált (vesd össze a 6. ábrával).

Számítási tapasztalataink azt mutatják, fontos foglalkoznunk az úgynevezett kiugró értékek problémájával. Ekkor az empirikus félvariogram függvény csökkenő tendenciával indul. Ilyen esetben nem határozható meg hatásidő vagy hatástávolság (5. ábra).

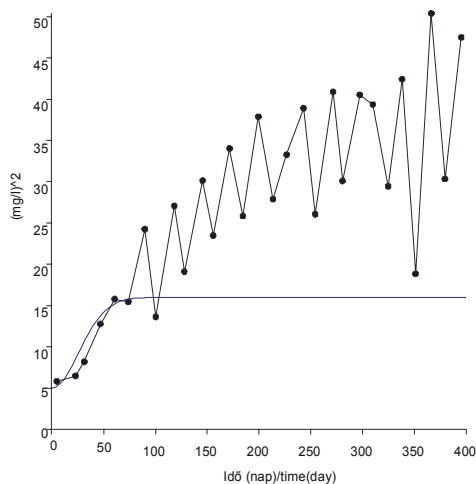


5. ábra. f181600003 jelű kútban mért nitrát idősor (1982-2002) empirikus félvariogramja.
Figure 5 Empirical semi-variogram of the time series of nitrate in well f181600003.

A 4. és a 2. ábra bár ugyanarra a paraméterre vonatkozik, mégis jelentősen eltérnek egymástól. Ennek oka, hogy míg a 2. ábrán 2400, addig a 4. ábrán 400 napra vonatkozik a számítás. Ennek következménye, hogy a 4. ábrán az empirikus félvariogram egy pontja sokkal kisebb idő intervallumra (területre) vonatkozik, ezért a kisebb mértékű kiugró értékek nem átlagolódnak ki, tehát a becslés érzékenyebb minden olyan értékre ami az adott paraméter „viselkedéséből” nem következik. A 2. ábrán látható néhány ilyen (mint például az 1998. 02. 18-án mért). Ezeknek a kirívóan alacsony értéknek az eltávolítása után, egy értékelhető empirikus félvariogramot lehetett számolni. Az elméleti függvény illesztésével pedig 58 napos hatásidő becslése vált lehetővé (6. ábra), ami egybeesik a több küszöbös struktúrájánál meghatározottal.

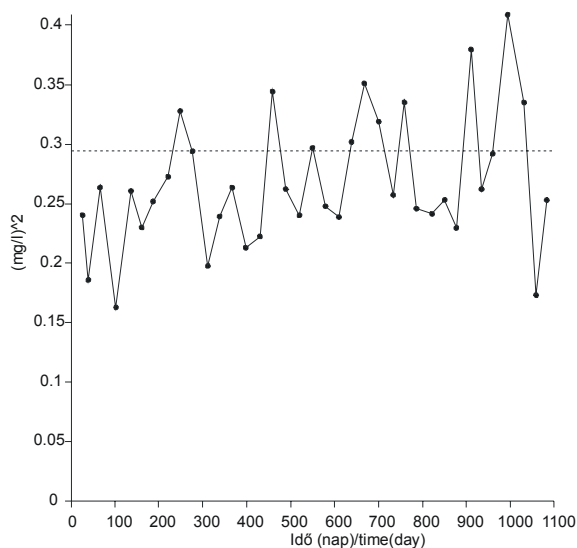
A vizsgálatok során két féle esetet lehetett megkülönböztetni arra vonatkozóan, amikor az empirikus félvariogramnak nem volt felszálló ága. Az egyikben a folyamatot, mint kiugró értékekkel rendelkezőt láttuk. Gyakran azonban az adat eltávolítás sem segített. A matematikai értelemben szélső értékek eltávolításával, olyan mértékű adatritkítást értünk el, hogy lehetetlenné vált a hatásidő meghatározása. A másik esetben nem vettünk ki adatot az idősből, de felszálló ág hiányában a hatásidő becslését nem tudtuk elvégezni. Ilyen példát mutat be a 7. ábra, a k182120003 kút kálium idősorára. Érzékelhető, hogy az empirikus félvariogram értékek a szórásnégyzet körül helyezkednek el. Amikor ezt az állapotot kapjuk, a folytonosság teljes megszűnéséről beszélünk. Ebben az esetben az illeszthető elméleti

félvariogram egybeesik a szórásnégyzettel és felszálló ága nincs. Ekkor a mintavételezés gyakorisága elégtelennek minősíthető, a vizsgált paraméter alulmintavételezett, változékonysága nagyobb, mint amit a mintavételezés követni tud.



6. ábra. f181600003 számú kútban mért nitrát (1982-2002) idősor trend eltávolítás utáni maradékának empirikus félvariogramja.

Figure 6 Empirical semi-variogram of the time series of nitrate in well f181600003 after trend removal.



7. ábra. Empirikus félvariogram a k182120003 jelű kút kálium idősorára, 1986-1995.

Figure 7. Empirical semi-variogram of the time series of potassium in well k182120003 between 1986 and 1995.

Eddigiekben a vizsgált paraméterek időbeli változékonyságát vizsgáltuk. Szerettünk volna becslést adni arra vonatkozóan is, hogy egy paraméternek mekkora a hatásterülete, más szavakkal, mekkora az a távolság,

ahol még a minták hatást gyakorolnak egymásra. A számításokat az időben ritka és rendszertelen mintavételezés jelentősen megnehezítette. Ideális esetben ugyanis úgy lehetne a számításokat elvégezni, ha a mintavételezés minden mintavételi pontban, minden paraméterre egy időben történt volna. De ez nem így volt. Egyetlen napon kevés számú (10 körüli) kútban történt mintázás. Ezért a mintavételi pontok számának növelése érdekében kitágítottuk a vizsgálatba bevont pontok körét, a hatásidők becslési eredményeinek figyelembe vételével. A következőt tettük: kiválasztottuk azt a napot, amelyhez a mintavételezések (időben) a legközelebb estek a legkisebb abszolút értékek elve alapján. Tekintsük ezt a 0 időpont síkjának. Ettől pozitív és negatív időtartományban kiválasztottuk azokat a kutakat ahol történt még mérés. Az időtartomány határait az időbeli hatástávolságok jelölték ki. Ugyanis az adott paraméter hatásidejét nem léphettük túl, hiszen akkor a minták nem gyakorolnak hatást egymásra. (Az ily módon kiválasztott mintákból számított értékek hordoznak magukban az eredményre is hatással levő pontatlanságot. De az adott helyzetben a kapott eredményeket még e közelítés mellett is elfogadhatónak tartjuk). A 0 idősík időpontja, az időtartomány és a megfigyelési pontok száma minden paraméter esetében változott. A részletekről az *I. táblázat* ad felvilágosítást.

I. táblázat

Table I.

*„Nulla” időpont és a hozzá tartozó hatásidők, valamint az ezen „belül eső” minták száma
„Zero” date and the related ranges (in time). Number of samples in range.*

paraméter	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Hőm.	pH	Fvez.	Kem
távolság (nap)	23	47	26	29	33	22	45	24	37	36	29	23
mintaszám	23	23	101	95	105	75	78	98	37	54	108	74
„0” idő- pont	1998.11.25	1998.12.01	1994.12.09	1995.01.01	1994.12.10	1992.12.16	1994.12.10	1992.12.09	1992.07.16	1998.11.05	1994.12.14	1992.12.15

Eredmények

A Dunántúli-középhegység DNy-i részének 10 kútjából származó vízkémiai paraméterek idősoraira készültek variogram számítások. A mérési helyek és a mért komponensek elvileg 120 hatásidő becslését tették volna ideális mintavételezési gyakoriság mellett lehetővé. 64 idősorra születet értékelhető eredmény (II. táblázat).

II. táblázat
Table II.

Hatásidők napban
Ranges in day unit

kút	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Kem.	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	pH	Fvez.	hőm.
f180690011			25	25			21		28		29	
f181600003	37	46		14	22	28	39	45	45	50	45	
f181710001	22	45	35	38		37		56	37		32	
k180830049			31	43	27							
k180830051			30	20	23	34			23	32		40
k180830053				25	35	32	20		21	35	27	38
k181640009				42				52	18			
k181650020	43	40	65	29	29	62			35		18	
k181930002		30	28	32	39		48	44	22	30	33	32
k182120003			57	57		43	47	60	38	44	40	42

Megjegyzés:

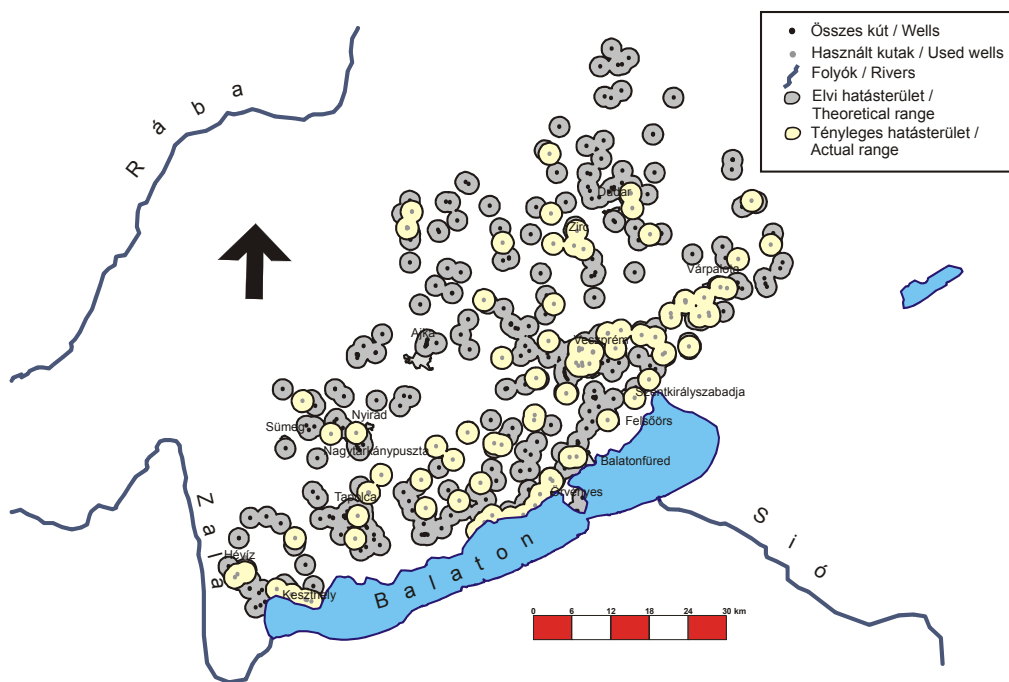
Az értékek napban értendők

Values are in day

Az eredményeket értékelve, elmondható, hogy több paraméterre, illetve több mintavételi pontban a hatásidő sokszor nem volt becsülhető, ezért olyan mintavételi gyakoriság, aminek következtében a statisztikai sokaság az adott paraméter összes lényeges tulajdonságát tartalmazza, és lehetővé teszi a jövőbeli várható értékek becslését nem adható meg. Annak elemzésére, hogy mely paraméterek változékonnyabbak, az egyes paraméterekre jutó kevés eredmény miatt nem lehetett vállalkozni. Az összes becsült hatásidő átlaga 36, szórása 11 nap. Az átlag mögött 14 napos legkisebb és 65 napos legnagyobb érték húzódik. Mivel sztochasztikus kapcsolatról van szó a becsült hatásidők nem tekinthetők állandóknak. Ezért az átlagos értéknél mintegy 25%-al kisebb mintavételezési gyakoriságot javaslunk és úgy véljük célszerű lenne alkalmazni a 28 napos, vagy ennél kisebb mintavételi gyakoriságot.

A térbeli hatástávolság meghatározása a legkisebb küszöbre való illesztéssel történt. A nem egy időben vett minták miatt ez, kisebb hibával terhelt, de úgy véljük becsült értéknek megfelelő. Regionális léptékű küszöbre történő illesztést követően több paraméter esetében sikerült az ani-

zotrópia meghatározása is. Az illesztett ellipszisek nagytengelyeinek irányai 60 fok körül alakulnak, ami egybeesik a Dunántúli-középhegység fő szerkezeti vonalaival. A részletes eredményeket mutatja be a *III. táblázat*. Az anizotrópia mértékét az ellipszis kis és nagytengelyeinek aránya fejezi ki. A megadott hatástávolságok a legkisebb küszöbre vonatkoznak, melynek értéke átlagosan 1500 m körüli van. A *8. ábra* bemutatja a kalcium hatástávolságát a számításához felhasznált kutak körül, valamint azt az elvi hatásterületet, ami akkor jellemezné a területet, ha az összes kút szolgáltatott volna mérési eredményt.



8. ábra A kalcium tényleges hatástávolsága és az elvi hatástávolság
 Figure 8 Actual range of calcium and theoretical range

III. táblázat
Table III.

Térbeli hatástávolságok tulajdonságai
Features of spatial ranges

paraméter	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Kem.	pH	FVez.	hóm.
hatástávolság	nm	nm	1700	2100	1900	1100	1000	1500	1350	nm	1800	nm
anizotrópia	nm	nm	van	van	nincs	van	nincs	van	van	nm	van	nm
tengelyarány	-	-	2,1	2	-	2	-	1,6	2	-	2,8	-
nagytengety irány	-	-	51-231	66-246	-	73-253	-	63-243	60-240	-	62-242	-
kistengely irány	-	-	141-321	156-336	-	163-343	-	153-333	150-330	-	152-332	-

IRODALOM

- FÜST, A. (1997): Geostatisztika - Eötvös Kiadó, Budapest p. 427.
- CLARK, I. (1979): Practical geostatistics.- Applied Science Publishers LTD. London, p. 442.
- CRESSIE, N. (1993): Statistics for Spatial Data - Revised Edition, Wiley, New York, p. 928
- MÁRKUS, L.-O. BERKE-J. KOVÁCS-W. URFER (1999): Analysis of spatial structure of latent effects governing hydrogeological phenomena - Environmetrics 10 p. 633-654.
- DEUTSCH, C. V.-JOURNEL, A. (1992): Geostatistical Software Library and User's Guide (GSLIB). - Oxford University Press, New York. p. 369
- DRYDEN, I. L.-MARKUS, L.-TAYLOR, C. C.-KOVACS, J. (2005): Non-stationary spatio-temporal analysis of karst water levels - Applied Statistics, 54. Part 3, p. 1-18.
- WACKERNAGEL, H. (1998): Multivariate Geostatistics - Springer Verlag, Berlin. p. 403

A KARSZTTELÍTETTSÉG VÁLTOZÁSÁNAK VIZSGÁLATA AZ AGGTELEKI-KARSZTVIDÉK ÉVI MINIMÁLIS FORRÁSHOZAM ÉRTÉKEI ALAPJÁN

MAUCHA LÁSZLÓ

VITUKI KHT.

1095. Budapest, Kvassay Jenő út 1. maucha@vituki.hu

Abstract: Investigation concerning spring-discharges in the Aggtelek karst-region (NE Hungary) revealed, that the diminution of discharge after a flood-period takes place more rapidly when following an arid series of years than after a wet period. The assumption is that the phenomenon depends on the saturation-level of the most narrow fissures in the rock-matrix. The saturation can be observed also in the multiannual changes of the yearly minimal discharge, which is in connection with the average precipitation of the preceding four years.

1. Bevezetés

Az Aggteleki-karszton végzett sokévi forráshozam vizsgálat során kitűnt, hogy az évi csapadék és évi forráshozam kapcsolatán kívül még más tényező is szerepet játszik a karszt hidrológiai állapotának alakításában. Egyes években egy-egy forrás látszólag váratlan elapadása, ill. a források áradásai után a vízhozam évenként változó sebességű kiürülése arra mutatott, hogy nemcsak az adott évi csapadékviszonyok irányítják a források vízjárását, hanem korábbi időszakok csapadékviszonyai is befolyásolják a források működését, mivel befolyásolják a karszt telítettségét. Ilyen szokatlan jelenségek feltárása vezetett az első beszívárgás számítási módszer kidolgozására is (KESSLER 1954), melynek során az időben változó karszttelítettség hatását is figyelembe vették.

A Jósvafői Karsztkutató Állomáson később végzett forrás kiürülési vizsgálatok alapján lehetőség nyílt a karszttelítettség fogalmának pontosabb meghatározására. Ezek a vizsgálatok arra az új eredményre vezettek, hogy a karsztban lezárt vizek öt különböző tárolóban halmozódnak fel és ezek a járatok tágasságának csökkenő sorrendjében ürülnek ki a jelenség értelmezésére kidolgozott új karszthidrológiai modell szerint (CSER 1978, IZÁPY-MAUCHA 1993).

Az Aggteleki-karszton fakadó nagyobb források kiürülési viszonyainak további vizsgálata során (MAUCHA 2002) az alábbi értékeket lehetett megállapítani a fenti öt tároló átlagos kiürülési sebességéről: A kiürülés kezdetén a vízhozam egy nagyságrenddel való csökkenéséhez a vizsgált

tizenöt forrás átlagában a barlangok főága esetén 7 napra, a mellékágak esetében 24 napra, a főtörés-háló vonatkozásában 66 napra, a főtörések által közbezárt kőzetblokkok szűkebb járatainál 139 napra és a legszűkebb járatrendszer esetében 482 napra van szükség .

Az új ismeretek birtokában karszttelítettségnek nevezzük a főtörések által közbezárt kőzetblokkok töréshálózatának, vagyis a két legszűkebb és leglassabban kiürülő járatrendszernek vízzel való telítettségét. Kitűnt ugyanis, hogy ezeknek a lassan feltelődő és kiürülő szűk járatoknak telített, vagy kiürült állapota idézi elő a fentebb említett váratlan jelenségeket, melyek a karszt mindenkor hidrológiai állapotát érdemben befolyásolják.

A karszttelítettség időbeli változását a továbbiakban a források évi minimális vízhozamának sokévi változása alapján fogjuk bemutatni, mivel a karszttelítettséget okozó tárolt vízkészletből származik a források minimális vízhozamának utánpótlása is.

2. A vizsgált források évi minimális vízhozamának sokévi változása

2. 1. Az évi minimumok szélső értékei

A források sokévi folyamatos vízhozam mérése arra az eredményre vezetett, hogy a források minimális vízhozama nem állandó érték, hanem forrásonként és időben is változik.

Valamennyi vizsgált évben kikerestük az egyes forrásokhoz tartozó minimális hozam adatok szélső értékeit. A kapott adatokat az *I. táblázatban* a legnagyobb minimumok csökkenő sorrendjében mutatjuk be. A táblázatban a vizsgált 15 forrás fakadási szintjét és vízgyűjtő területének átlagos vízhozamból számított adatait is feltüntettük.

Az összesített adatok áttekintése alapján az alábbiakat lehetett megállapítani:

A források évi minimális hozam értékei a forrás vízgyűjtők kiterjedésével nem arányosan változnak. Különösen feltűnő ez az aránytalanság, ha a két legnagyobb vízgyűjtő területű forrás adatait hasonlítjuk össze. Ezt a körülményt több tényező is befolyásolja. A források eltérő fakadási szintje önmagában is oka a fenti jelenségnek. Figyelembe kell venni azonban azt a tényt is, hogy a hegylábánál fakadó nagyobb hozamú karsztforrások helyzetüknél fogva képesek folyamatosan felszínre hozni a magasabban fakadó és gyakran elapadó kisebb hozamú karsztforrások alaphozamát is. A minimális vízhozamokhoz ugyanis nagyobb vízgyűjtő terület tartozik, mint az átlagos hozam értékekhez, mivel a magasabban kilépő kis források áradásai során kifolyó vizek nem vesznek részt a hegylábi nagy források átlagos hozamá-

nak kialakításában. Így az ezekből az értékekből számított vízgyűjtő területek aránya eltérhet a minimális hozam értékek arányaitól. A Jósva-forrásnak a Nagy-Tohonya-forráshoz viszonyított feltűnően nagy minimális vízhozam értéke a Szlovákia területén fakadó kecsői források alaphozamának átvételéből származik. Ezt igazolja az a tény, hogy csapadék hiányos periódusokban a Jósvafőre folyó Kecső-patak vízfolyása elapad, mert vize medernyelők mentén a mélybe szívárog, és a Meteor T. E. Baradla Csoportja által az 1970–1978-as években a Baradla vízgyűjtőterületén lebonyolított nyomjelzéses összefüggés-kutató vizsgálsorozat keretében 1987-ben a Kecső-patak medernyelőibe táplált nyomjelző anyag (fluoreszcein) a Jósva-patak vizében jelent meg. (DÉNES GY. – SZILÁGYI F. 1988, 1989, DÉNES GY. 1988).

I. táblázat

Table I.

Az Aggteleki-karsztvidék vizsgált forrásainak évi minimális vízhozam értékei a legnagyobb minimumok csökkenő sorrendjében.

Annual minima of spring debits in the Aggtelek Karst in ascending order of the largest annual minima.

Forrás neve	Fakadás szintje mBf	Vízgyűjtő terület km ²	Évi minimális vízhozam m ³ /d	
			Maximuma	Minimuma
Jósva-forrás	218	34,4	11376	5472
Nagy-Tohonya-forrás	218	24,4	3942	1440
Pasnyag-forrás	164	5,3	576	130
Csörgő-forrás	178	2,7	540	138
Kastélykerti-forrás	167	3,5	518	0
Tapolca-forrás	166	1,2	518	0
Kis-Tohonya-forrás	258	3,6	374	0
Teresztenyei-forrás	245	2,2	360	7
Vecsem-forrás	189	4,8	234	11
Komlós-forrás	217	2,5	233	4
Melegvíz-forrás	174	0,5	180	85
Köpolya-forrás	220	3,4	144	14
Kecskekút-forrás	244	0,8	108	0
Bolyamér-forrás	268	1,6	100	14
Lófej-forrás	468	1,2	60	0

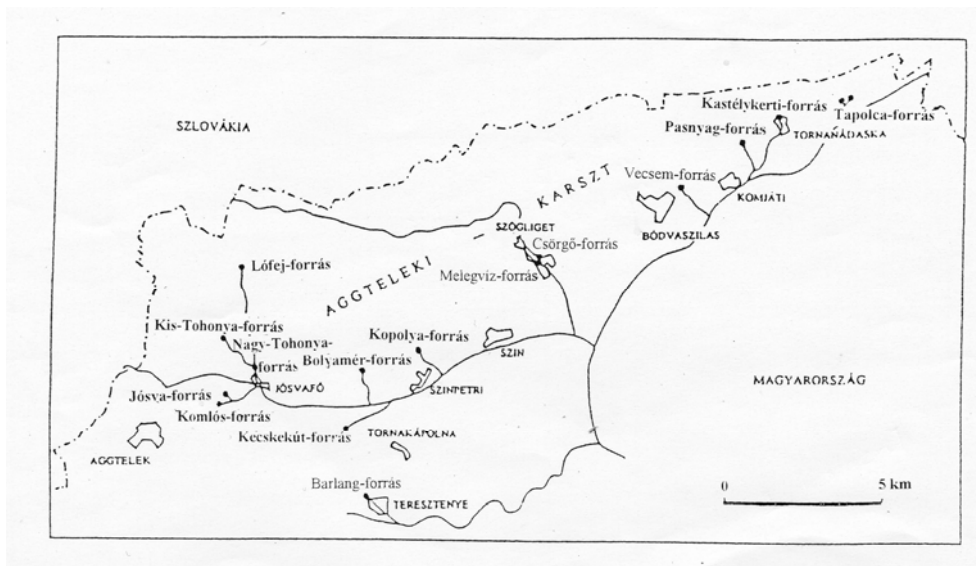
Az I. táblázat alapján az is megállapítható, hogy a legkisebb évi minimum értékek öt forrás esetében néhány alkalommal zérus értéket értek el. Ennek oka egyrészt abból adódik, hogy a fentebb említett magasabban fakadó kisebb források esetében karsztvízszint süllyedés is okozhatja a források teljes elapadását. Az Alsó-hegy déli peremének K-i részén a hegylábánál fakadó források elapadásának oka pedig az a körülmény, hogy az Alsó-hegy e források vízgyűjtőjén már olyan mértékben elkeskenyedik, hogy a szűk járatrendszerek tárolt vízkészlete itt a legkisebb.

2. 2. Az évi minimumok sokévi változása

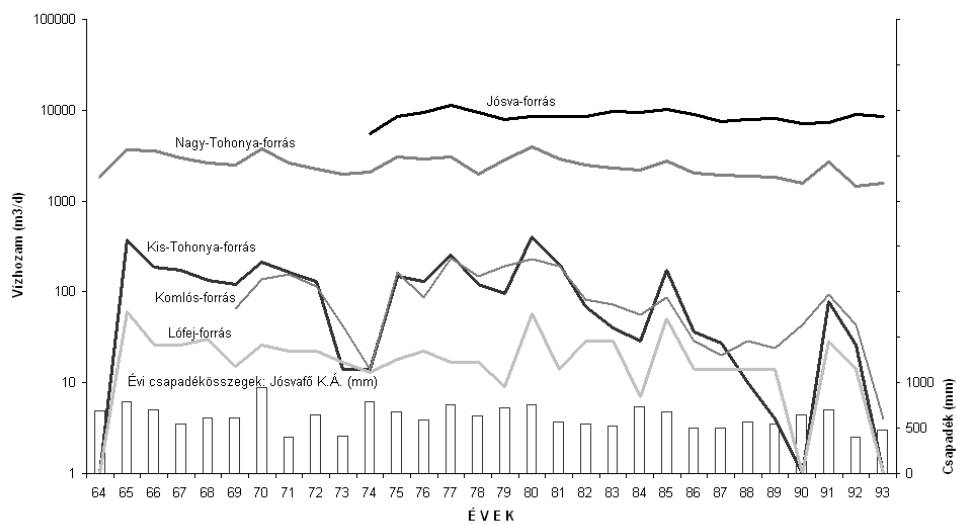
Megvizsgáltuk, hogy az évi minimális vízhozam értékek hogyan változtak a forráshozam mérések 20–30 éves időszakában. Kitűnt, hogy a jósvafői források évi minimum értékeinek időszora (2. a. ábra) a csapadékos és száraz évek egymásutánja szerint periódikus változásokat mutat. A nagy átlagos hozamú források esetében több ezer m³/d-os, a kisebb átlagos hozamú források esetében több száz m³/d-os értékek figyelhetők meg az évi minimumok adatsorában. E források évi minimális hozam értékei a legtöbb esetben közel egyidejűleg alakultak ki. Megállapítható, hogy a Lófej- és a Kis-Tohonya-forrás 30 év alatt három alkalommal teljesen kiszáradt. Az is feltűnő, hogy a Komlós-forrás vízhozama a mérések során egy alkalommal sem ért el zérus értéket, de évi minimumainak időszora közel ugyanolyan hozam értékekkel jellemezhető, mint a Kis-Tohonya-forrás esetében.

A Szinpetri környékén fakadó források évi minimumainak időszora (2. b. ábra) hasonló jellegű ingadozásokat mutat, mint a jósvafői környéki forrásoké, de ezen a területen a változások egyidejűsége kisebb mértékben valósult meg. Legnagyobb mértékben a Bolyamér-forrás évi minimumainak szélső értékei térnek el a többi forrás hasonló változásaitól, mert a legkisebb minimum értékek legtöbb alkalommal közel egyidejűek a többi forrás legnagyobb minimum értékeivel.

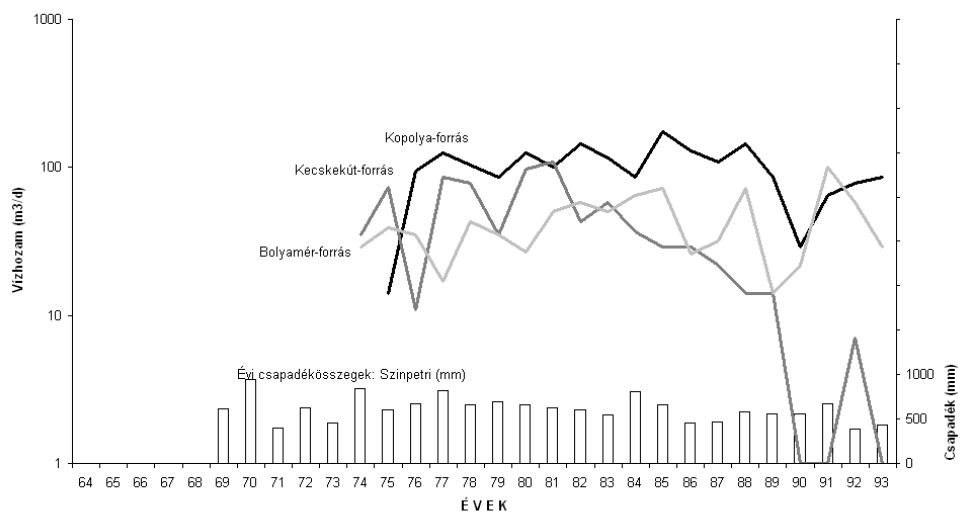
Az Alsó-hegy D-i peremén fakadó források évi minimumainak időszora (2. c. ábra) a jósvafői források idősorához hasonlóan közel egyidejű változásokat mutat. A négy forrás közül csak a Vecsem-forrásnál találunk ettől eltéréseket. Ennek oka az – mint ezt korábban kimutattuk – (MAUCHA 2002), hogy ennek a forrásnak a bukógátját közvetlenül a forrásszáj előtt építették fel, és ezért a kisvízi hozam a bukógát szintje alatt, a patakmeder alacsonyabb szakaszain bukkan felszínre. Ennek következtében a forrás kiürülés 4. és 5. lépcsőjében kiürülő vizek hozamváltozását nem lehetett regisztrálni.



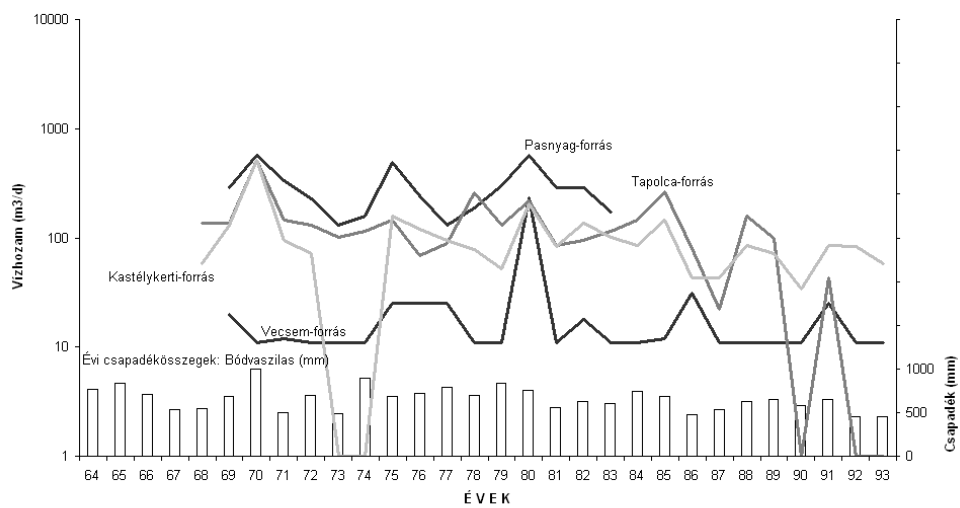
1. ábra: Az Aggteleki-karsztvidék vizgált forrásainak helyszínrajza
 Fig. 1.: Location of studied springs in Aggtelek karst



2. a. ábra: A Jószaforrás környéki források évi minimális vízhozamainak időszora 1964-1993
 Fig. 2. a.: Annual minimal discharge time series of Jószaforrás springs 1964-1993.



2. b. ábra: A Szinpetri környéki források évi minimális vízhozamainak időszora 1974-1993
 Fig. 2. b.: Annual minimal discharge time series of Szinpetri springs 1974-1993.



2. c. ábra: Az Alsóhegy D-i peremén fakadó források évi minimális vízhozamainak időszora 1968-1993
 Fig. 2. c.: Annual minimal discharge time series of Alsóhegy south margin springs 1968-1993.

3. A csapadék-hatás és a vizsgált források sokévi minimális vízhozam értékeinek kapcsolata

Korábbi tanulmányunkban (MAUCHA 2002) megállapítottuk, hogy az Aggteleki-karszt területén a legszűkebb hidegvizű tároló egy nagyságrenddel való hozamesökkenéséhez több, mint egy év szükséges, ezért 1000 m³/d alaphozam teljes elapadása legalább 4 évet vesz igénybe. Természetesen ugyanennyi időre van szükség a rendszer feltöltéséhez is. Ennek alapján feltételeztük, hogy a karszttelítettség változását 4 éves csapadék középértékek sorozata határozza meg.

A fenti elgondolás alapján megszerkesztettük a tárgyévi és az azt megelőző három évi csapadékösszegek középértékéből álló csapadék-hatás és az évi minimális vízhozam-idősorok kapcsolatának diagramjait az Aggteleki-karsztvidék térképén (1. ábra) kövérebb betűkkel jelölt források esetében. A 20–30 éven át folyamatosan mért 15 forrás közül ugyanis csak 11 forrás kapcsolati diagramját készítettük el. A vizsgálatból kihagytuk a teresztenyei Barlang-forrást és a szögligeti Csörgő-forrást, mert vízhozam mérésük nem műszeres regisztrálással, hanem naponkénti méréssel történt. Ilyen módon kívántuk kiküszöbölni az esetleges észlelői hibából eredő hibás minimum értékek zavaró hatását. Másrészt kihagytuk a szögligeti Melegvíz-forrás vizsgálatát is, mivel e forrás kizárólag a Csörgő-forrás hatodik lépcsőben kiürülő langyos vízű hozam összetevőjét hozza felszínre (MAUCHA 2002). Ezen kívül kihagytuk a vizsgálatból a Vecsem-forrást is, mivel a korábbi indokolás szerint nem tudtuk regisztrálni a legszűkebb járatrendszer vizeinek hozam változását. A vizsgált források esetében a csapadékhatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolati pontjait exponenciális görbékkel egyenlítettük ki (3. a-k. ábra).

A fenti módon szerkesztett diagramok áttekintése során az alábbiakat lehetett megállapítani:

A kapcsolati pontok kisebb-nagyobb szórása ellenére a Bolyamér-forrás kivételével valamennyi vizsgált forrás esetében parabolikus jellegű kapcsolatot lehetett kimutatni a négy éves csapadék középérték és az évi minimális hozamértékek között.

A vártnál nagyobb szórás valószínű oka az a körülmény, hogy a minimális hozamok utánpótlása a főtörések által közbezárt kőzetblokkok szűk repedéshálózatából származik. A beszivárgás hatására a főtörések mentén elhelyezkedő karsztvízszint csapadékvíz utánpótlása folyamatos. Ezzel szemben a tömbök belsejében csapadékról-csapadékra nem teljesen összefüggő „felhőkben” szivárog le a csapadékvíz a forrás szintjéig. Ezért a minimális forráshozam utánpótlása – különösen a teljes kiapadás előtti idő-

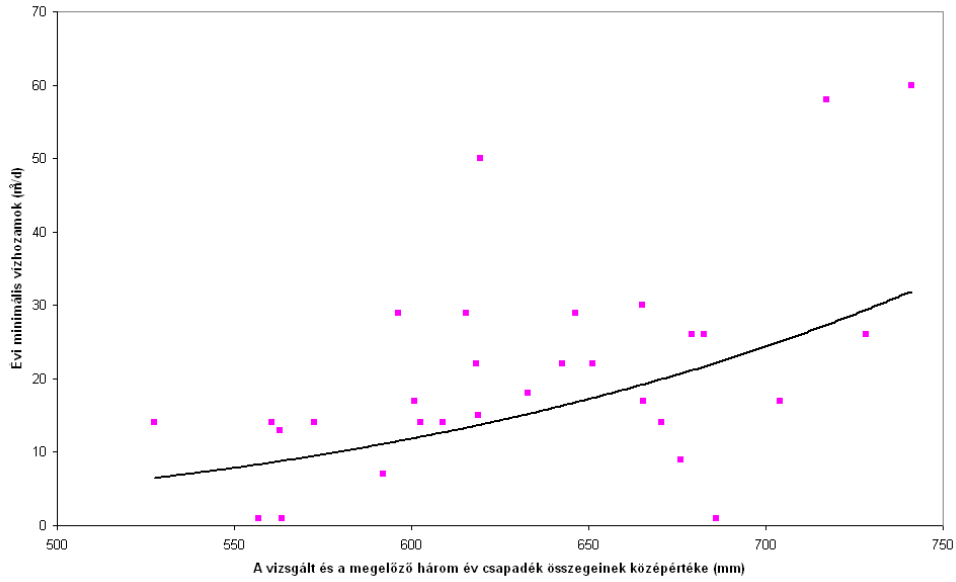
szakban – erősen ingadozó forráshozamot eredményez. Igen jól szemlélteti ezt a folyamatot a jósvafői Kis-Tohonya-forrás 1989. évi vízhozam diagramja (4. ábra).

A gyakrabban kiszáradó kisebb hozamú források esetében erősebb görbületű (3. b. d. f. k. ábra), a kisebb minimumokkal és közepes átlagos hozammal rendelkező források esetében csekélyebb görbületű (3. h. j. ábra), a nagyobb minimummal rendelkező források esetében (3. c. e. ábra) csaknem lineáris kapcsolatot lehetett megállapítani.

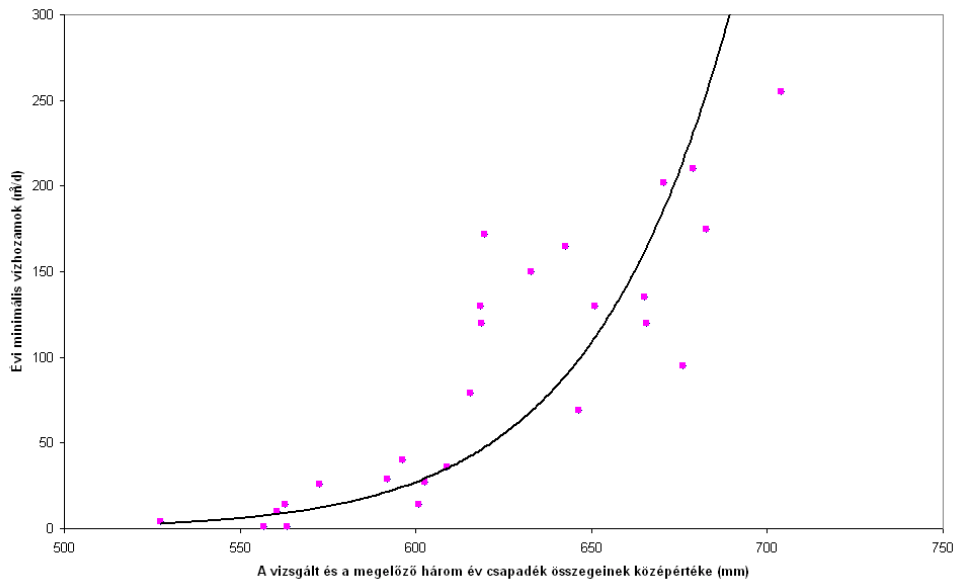
A Bolyamér-forrás esetében kapott abszcissa irányú kiegyenlítő egyenes következtében (3. g. ábra) nem lehetett kapcsolatot kimutatni a tárgyévi és az azt megelőző három évi csapadékösszeg középértéke és az évi minimális hozam értékek között. Ez a rendhagyó körülmény már akkor valószínűnek látszott, amikor kiderült, hogy e forrás alaphozamának minimumai közel egyidejűek a környékbeli források hasonló görbéinek maximumaival. Az e forrásnál megfigyelhető ellentétes alaphozam változás a kapcsolat teljes hiányát jelenti.

A fenti jelenség oka valószínűleg arra a körülményre vezethető vissza, hogy a Bolyamér-forrás vízgyűjtő területe esik legközelebb a Nagy-Tohonya-forrás vízgyűjtő területéhez. Korábbi vizsgálatok alapján ugyanis arra lehetett következtetni, hogy a Nagy-Tohonya-forrás vízgyűjtője a környező források vízgyűjtőinek rovására növekvő tendenciát mutat a terület lassú emelkedése következtében. Többek között ennek a jelenségnek tulajdonítható az a tény is, hogy a Lófej-forrás vize a forrás alatt elnyelődik és ma már csaknem állandó jelleggel a Nagy-Tohonya-forrást táplálja. Ezért feltételezhető, hogy Bolyamér-forrás vízgyűjtő területe bifurkációs jelleggel a Nagy-Tohonya-forrás vízrendszerét is táplálja. Ezért a Bolyamér-forrást tápláló barlangi patak alaphozam csökkenése a bifurkáció következtében akkor is bekövetkezhet, ha a szomszédos forrásoknál hozam növekedés alakul ki. Ilyen ellentétes változás azonban csak akkor jöhet létre, ha a Bolyamér-forrás eredeti vízgyűjtőjén beszivárgott csapadékvizek hozamának legalább kétharmada átadódik a Nagy-Tohonya-forrás vízrendszerébe és bizonyos mértékig karsztvízszint süllyedés is szerepet játszik a Bolyamér-forrás apadási folyamatának kialakításában.

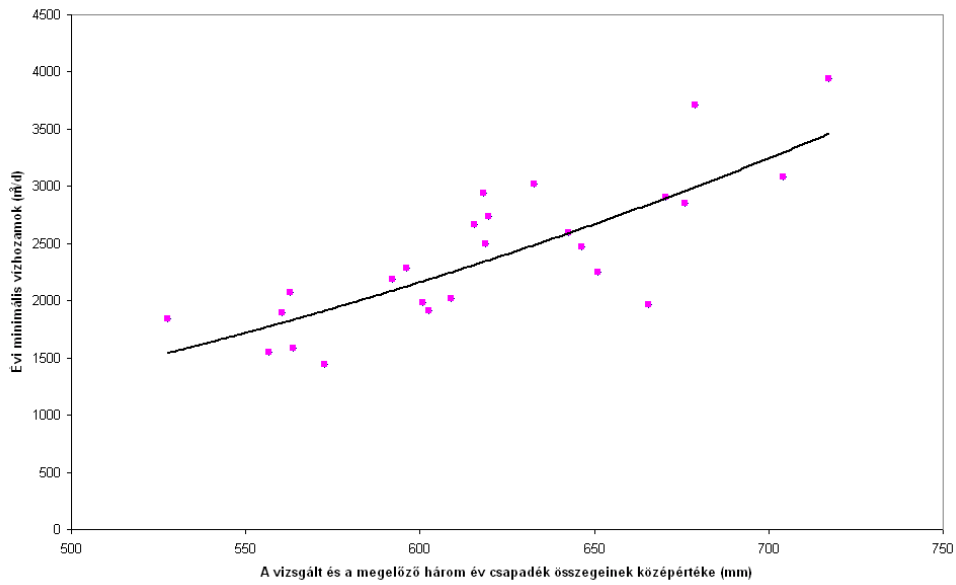
A fenti elgondolás valószínűségét megerősíti az a kutatási eredmény, hogy a Bolyamér-forráshoz nagyon közel eső Mogyorós-töbri víznyelő nyomjelzése kimutatta, hogy a víznyelőbe bejutó vizek nemcsak a Bolyamér-forrást, hanem a Nagy-Tohonya-forrást is táplálják. (DÉNES-SZILÁGYI 1988, SÁSDY-SZILÁGYI 2002).



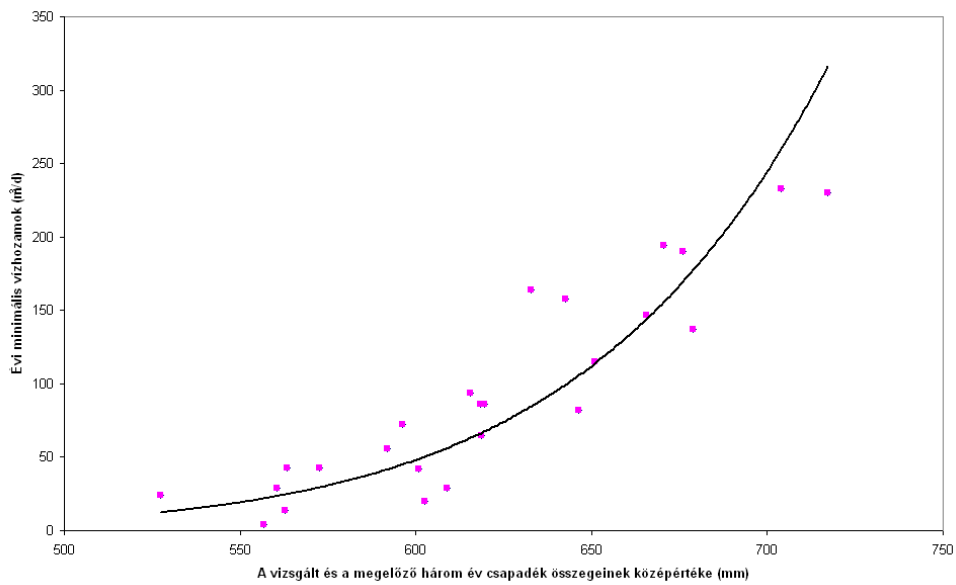
3. a. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Lófej-forrásnál
 Fig. 3. a.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Lófej-spring



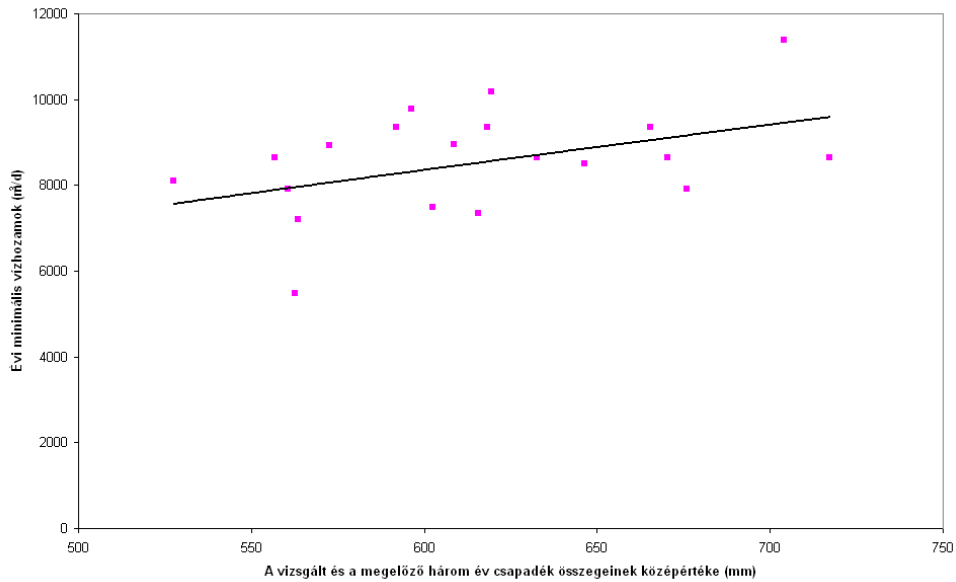
3. b. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Kis-Tohonya-forrásnál
 Fig. 3. b.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Kis-Tohonya-spring



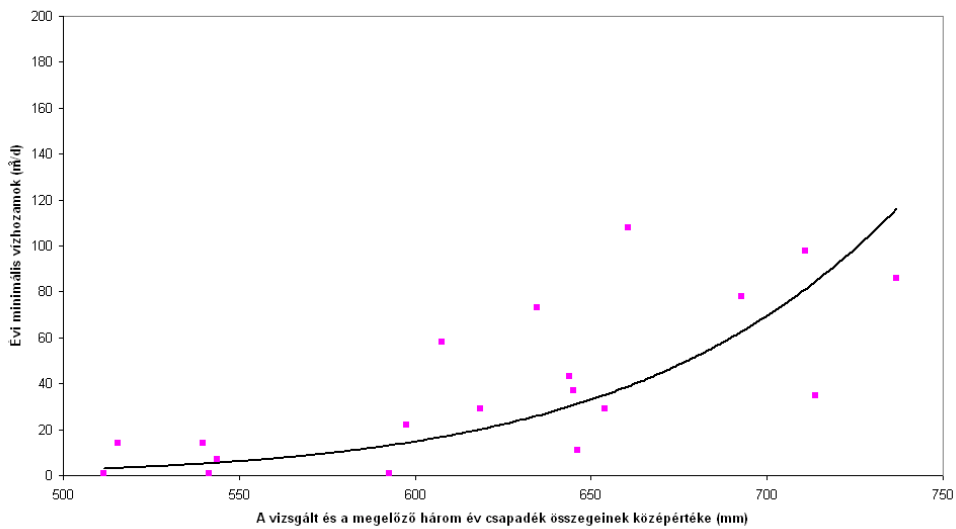
3. c. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Nagy-Tohonya-forrásnál
 Fig. 3. c.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Nagy-Tohonya-spring



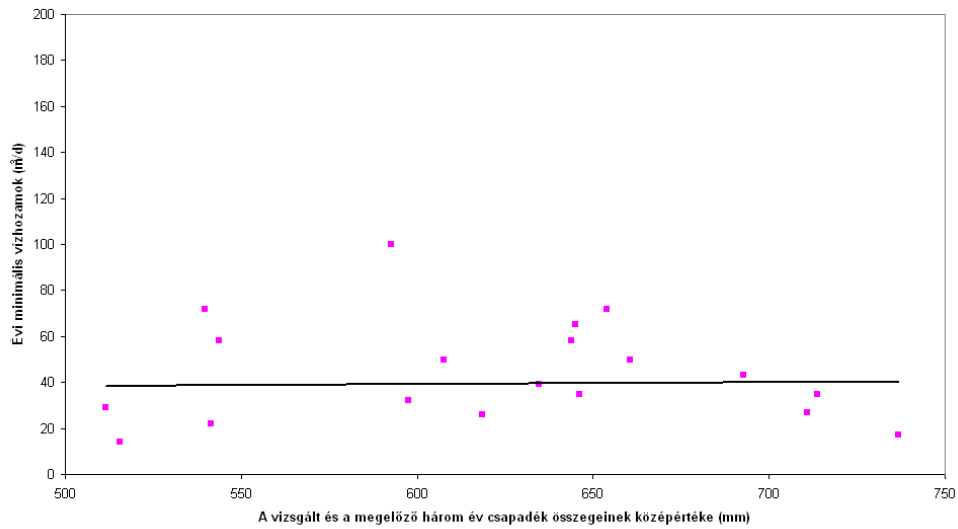
3. d. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Komlós-forrásnál
 Fig. 3. d.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Komlós-spring



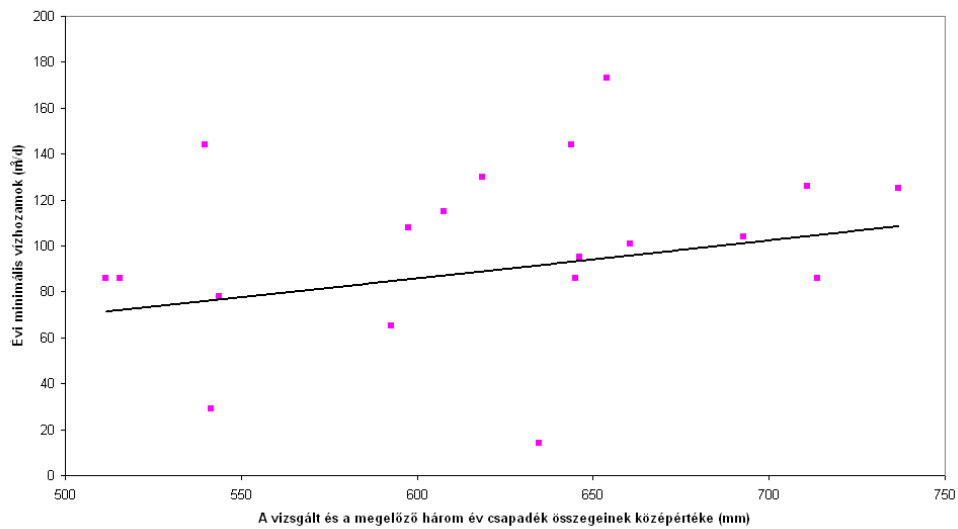
3. e. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Jósvali-forrásnál
 Fig. 3. e.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Jósvali-spring



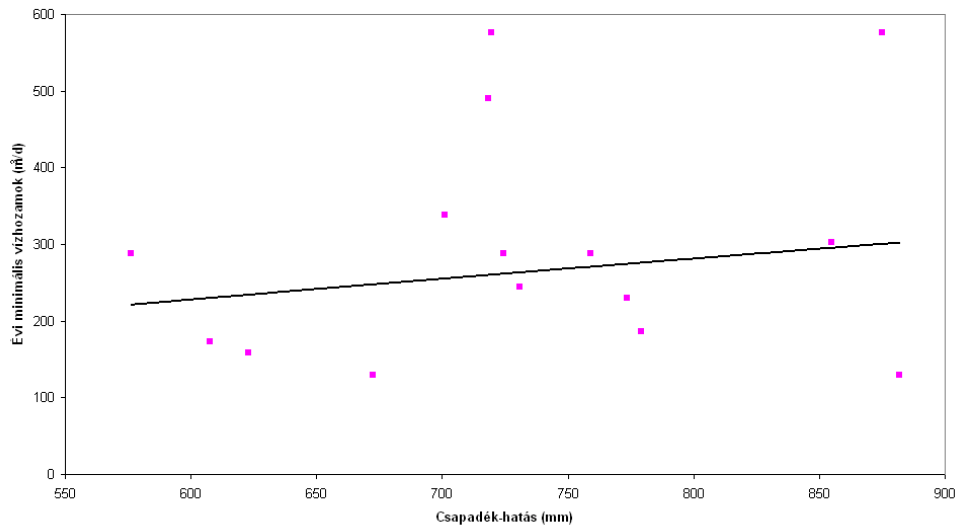
3. f. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Kecskekút-forrásnál
 Fig. 3. f.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Kecskekút-spring



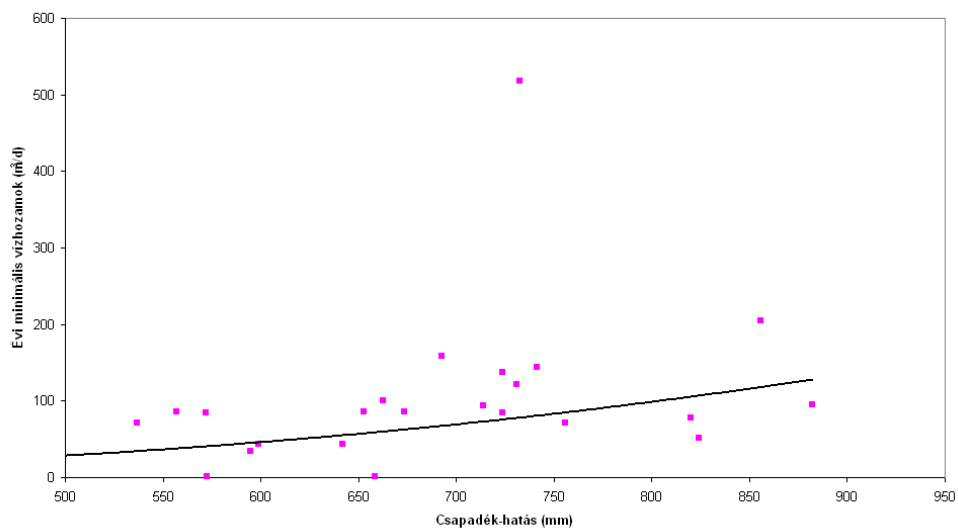
3. g. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Bolyamér-forrásnál
 Fig. 3. g.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Bolyamér-spring



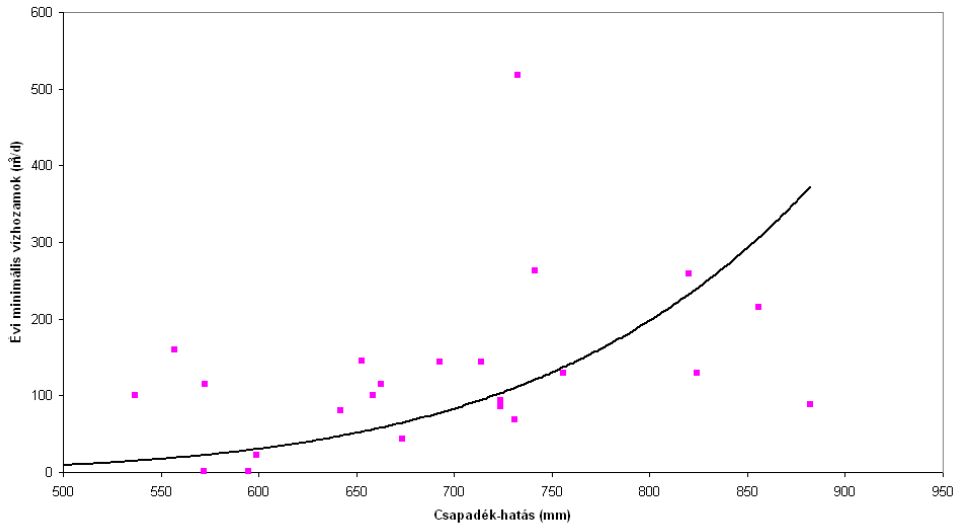
3. h. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Kopolya-forrásnál
 Fig. 3. h.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Kopolya-spring



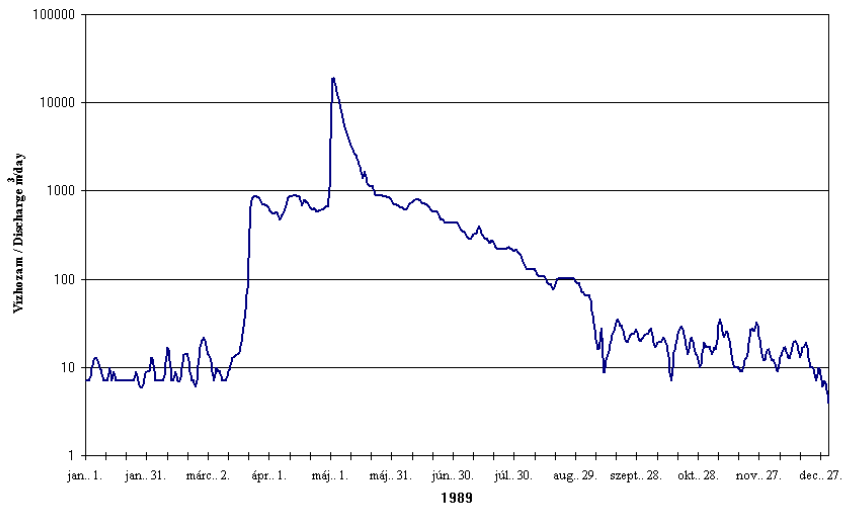
3. i. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Pasnyag-forrásnál
 Fig. 3. i.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Pasnyag-spring



3. j. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Kastélykerti-forrásnál
 Fig. 3. j.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Kastélykerti-spring



3. k. ábra: A csapadék-hatás és az évi minimális vízhozamok kapcsolata a Tapolca-forrásnál
 Fig. 3. k.: Relationship between the precipitation impact and the annual minimal discharge values of the Tapolca-spring



4. ábra: A Kis-Tohonya forrás napi átlagos vízhozamának évi változása
 Fig. 4.: Annual variation of the Kis-Tohonya spring daily mean discharge

4. Eredmények

Az Aggteleki-karszton 20–30 éven át folyamatosan végzett forráshozam mérések nyomán kitűnt, hogy a karsztforrások évi minimális hozama – a szűkebb repedéshálózat telítettségének változása következtében évről – évre változik. Az 1964 – 1993 évek közötti időszakban a Jósvafői Kutató Állomáson végzett mérések alapján megállapítottuk, hogy a nagyobb átlagos hozamú és hegylábánál fakadó források soha nem apadnak ki. Ugyanezen a fakadási helyen a kisebb átlaghozamú források évi minimális hozama zérus is lehet. A magasabban fakadó források esetében gyakrabban lehet teljes kikapadásra számítani. E források minimális hozama általában $70 \text{ m}^3/\text{d}$ körüli értékre csökken. A legnagyobb évi minimum értékek itt néhány száz m^3/d -ra tehetők. Ezzel szemben a nagyobb átlaghozamú források legnagyobb minimális hozama több ezer m^3/d értéket is elérhet, amely nem feltétlenül arányosan változik az átlagos hozamból számított vízgyűjtő terület nagyságával.

Vizsgálataink szerint a források évi minimális hozamainak sokévi idősorát nem az évi csapadékösszeg változása alakítja ki, hanem a szűk járatrendszerek telítettségének változását négy egymás utáni év csapadékösszegének középértéke vezérli.

A karszttelítettség vizsgálatának egyik jelentősebb eredménye az a felismerés volt, hogy a karsztvidékek hidrológiai szempontból sajátos tulajdonságokkal rendelkeznek. Nagy telítettség esetén már csekélyebb csapadék is létrehozhat áradást a forrásoknál, mert a fő töréshálóba beszivárgott vizek teljes egészükben megjelennek a forrásnál. Kis telítettség esetén még nagyobb csapadékok hatására sem alakul ki jelentősebb áradás a forráshozam változásában, mert a főtörések által közbezárt kőzetblokkok a beszivárgott csapadékvizek jelentős részét magukba szívják.

5. Összegzés

Az Aggteleki-karszton a források vízhozamának sokévi vizsgálata során kitűnt, hogy csapadékos években lassabban, száraz években gyorsabban csökken a vízhozam a források áradását követő időszakban. Feltételeztük, hogy a jelenség oka a legszűkebb járatok vízzel való telítettsége. Megállapítottuk, hogy a telítettség időbeli ingadozását az évi minimális vízhozamok sokévi változása alapján lehet megfigyelni. Kapcsolatot mutattunk ki négy éves csapadékátlagok és az évi minimális vízhozamok sokévi változása között.

IRODALOM

- CSER F.* (1978): The analytical determination of stored Water of karstic Springs. – Nemzetk. Karszthidr. Szimp. Közl. Budapest. p. 129 –140.
- DÉNES GY.* (1988): Beiträge zu etlichen und hydrologischen Fragen des Baradla–Domica Höhlensystem. - International Symposium on Physical Chemical and Hydrological Research of Karst. Košice. p. 213 – 216.
- DÉNES GY.- SZILÁGYI F.* (1988): A Kecső-patak összefüggése a Baradla-barlang rendszerével. – Vörös Meteor. T. E. Tájékoztató. 1988. máj. Budapest. p. 17-22.
- DÉNES GY. – SZILÁGYI F.* (1989): Hydrographische Zusammenhänge im Einzugsgebiet des Baradla-Höhlensystems Aggtelek – Ungarn. – 10. Internationaler Kongress für Speläologie. Budapest. Abhandlungen II. p. 555–558.
- IZÁPY G.- MAUCHA L.* (1993): The discharge-quality relationship interpreted for karst springs by a new karstmodel. – Bull. de la Soc. Geographique de Liege. p. 53-60.
- KESSLER H.* (1954): A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség megállapítása karsztvidéken. - Vízügyi Közlemények. 2. Budapest. p.179 – 188.
- MAUCHA L.* (2002): Az Aggteleki-karsztvidék nagyobb forrásainak kiürülési viszonyai. - Karsztfejlődés VII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. 2002. p.105-128.
- SÁSDI L. – SZILÁGYI F.* (2002): Jósvafői Nagy-Tohonya - forrás vízgyűjtő területének földtani és karszthidrológiai viszonyai. Kossuth Emléknepok előadásai. - MKBT kiadványa. Aggtelek - Jósvafő. p. 67-71.

NÉHÁNY BÜKKALJAI FORRÁS ÉS PATAK ÖSSZEHASONLÍTÓ VÍZKÉMIAI VIZSGÁLATA

KÜRTI LÍVIA¹-KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA²

¹Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722
Szeged, Egyetem u.2. kurtiliv@freemail.hu

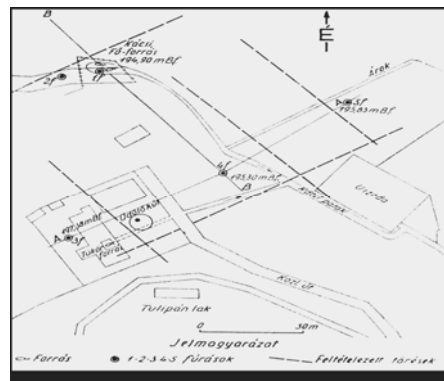
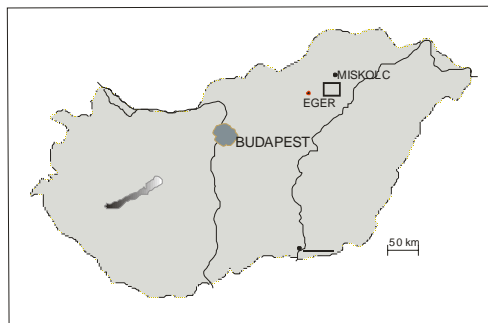
²Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722
Szeged, Egyetem u. 2. keveibar@geo.u-szeged.hu

Abstract: There are several karst springs in the Bükk Mountains. Some of these has in important role in the drinking water supply system in the region of Borsod, like the system of Kács and Sály. Here we can find springs with hot water, springs with mixed water and cold water springs. We have sampled these springs and some streams for know how the system works. We analyzed the total hardness, the Ca²⁺ and Mg²⁺ contents, and also the content of chloride, sodium, potassium, phosphate, nitrate, sulphate and heavy metals. There are some differences between these springs.

1. Bevezetés

A Bükk évszázadok óta szolgáltat ivóvizet lakosai számára, századunkban a felhasználás növekvő mértékű. A fenntartható vízellátás érdekében nem csak az évente kitermelhető vízmennyiség ismeretére van szükség, hanem a rendszer évszakos működését is ismernünk kell. Ebben segít a karsztvizek vízkémiai elemzése. Ugyanakkor a források által táplált patakok a lokális kistájak működésében is fontos szerepet játszani. A kémiai vizsgálatok a szennyeződések útját és a karszt sérülékenységét mutatják.

Az általunk választott forráscsoportok a Miskolci-Bükkalja kistájhoz tartoznak és a dél-borsodi kistérség vízellátásában játszanak szerepet. Valamint mintát vettünk a Kácsi- és Sályi-patakok vizéből és a lillafüredi Bársonyos-forrásból. Ezek a források rendelkeznek úgynevezett védőidomokkal, amelyeket pontosan védelmük miatt jelöltek ki. A kácsi- és sályi- forrásokban LÉNÁRT (2002) évek óta folytat vízszint méréseket is, amely a vízkészlet felbecsülésében segít. Véleményünk szerint a két vizsgálat egymást jól kiegészíti, és elősegíti a rendszer mind teljesebb megismerését. Összesen 11 mintavételi ponttal dolgozunk, amelyből 3 melegvízű forrás, köztük a kácsi Tükör-forrás. Három mintavételi ponttal dolgozunk a Kácsi-patakon, amelyből egy a település központjában, egy a település határában, egy, pedig a település után 1km-re található. Minderre azért van szükség, hogy lássuk a szennyeződések levonulásának dinamikáját, és a rendszer térbeli változását. E dolgozat keretein belül csak a legjellegzetesebb források és minták bemutatására van mód.



1. ábra A Kácsi források elhelyezkedése
The situation of the karst springs at Kács

2. Módszerek

A forrásokban és vízfolyásokban a karbonátos rendszer összetevőit, valamint a szennyezőanyagokat, köztük néhány nehézfémeket mérjük rendszeresen. Mivel a források többsége kezelés alatt áll, szükség volt az ÉRV Rt. és a tulajdonos engedélyére a mintavételezéshez, amelyeket október vége óta kéthetente folyamatosan végzünk.

Mintavételkor a mintavételi flakonokat mindig kétszer átmoszuk a forrás és a patak vizével, hogy az jól megtapadjon a flakon oldalán és ott a terepen megmérjük a források hőmérsékletét, pH-ját és a vezetőképességet. Két utóbbit a RADELKIS 104 típusú készülékkel, amelyet minden terepi mérés előtt a megfelelő módon kalibrálunk. Minden forrásból, mintegy 250-500 ml mintát veszünk, amelyet hűtőtáskában tárolunk egészen a laboratóriumi elemzésekig, amelyeket mintegy 24 órán belül el kell végezni, hiszen a mintákat semmilyen savval nem tartósítjuk. A laboratóriumi méréseket a Szegedi Tudományegyetem Természetföldrajzi és Geoinformatikai tanszékének laboratóriumában végezzük el.

A karbonátos rendszer elemei

Ide elsősorban a teljes keménység, a Mg^{2+} , Ca^{2+} és a HCO_3^- -ionokat értjük. *HOFFMANN* és *PELLEGRIN* (1996.) szerint a legideálisabb az, ha a fent említett összetevőket szintén a mintavétel helyén, még terepen megmérnénk, hiszen a vizek kémiai állapota rendkívül gyorsan reagál a környezet változásaira. Mi is ezt az irányelvet követtük méréseink során, annyi különbséggel, hogy a téli hidegben nem volt alkalom helyszíni vizsgálatokra, mert a reagensek nem jól tűrték az extrém körülményeket. Mindegyik iontartalmat titrálással állapítottuk meg. Minden titráláshoz 10 ml mintára van szükség, a keménységet és a Ca-iont 0,05 EDTA-val titráltuk. A kapott értékeket meq, azaz milliekvivalensben kaptuk meg,

amely nemzetközileg elismert mértékegység és megkönnyíti az egyes összetevők összehasonlítását. Ebből később könnyen megkaphatjuk az értékeket mg/l-ben az alábbi táblázat segítségével (1. táblázat).

I. táblázat
Table I.

Átváltás a meq és a mg/l között
The factor of changing between meq and mg/l

	viszonyszám	meq
keménység	50	1
Ca ²⁺	20,04	1
Mg ²⁺	12,16	1
HCO ₃ ⁻	61,02	1
Cl ⁻	35,45	1

A klorid-tartalom meghatározása

A kloridiont szintén titrálással mérjük, melynek során a mintát 0, 01 mólos AgNO₃ titráljuk *KRAWZCYK* (1996) módszere alapján. Azonban ellenőrző méréseket is végeztünk spektrofotométerrel a Bordeaux-i egyetem földrajzi laboratóriumában, hogy eloszlassuk kezdeti bizonytalanságainkat.

A SO₄²⁻, PO₄²⁻, NO₃⁻ mérése

A szennyezőanyagokat és a szulfáttartalmat spektrofotométerrel mértük. A NO₃⁻ kivételével a másik két komponenst HELIOS típusú fotométerrel analizáltuk, *KRAWZCYK* (1996) módszerei alapján. A nitráttartalom mérésével gondjaink akadtak, mert az általunk használt módszer nem hozott eredményt, viszont a Bordeaux-ban elvégzett vizsgálatok némely esetben nagyobb mennyiségű NO₃⁻ is kimutattak. Ezért szükség van, hogy más alternatívát keressünk a komponens kimutatására.

A fém-tartalom meghatározása

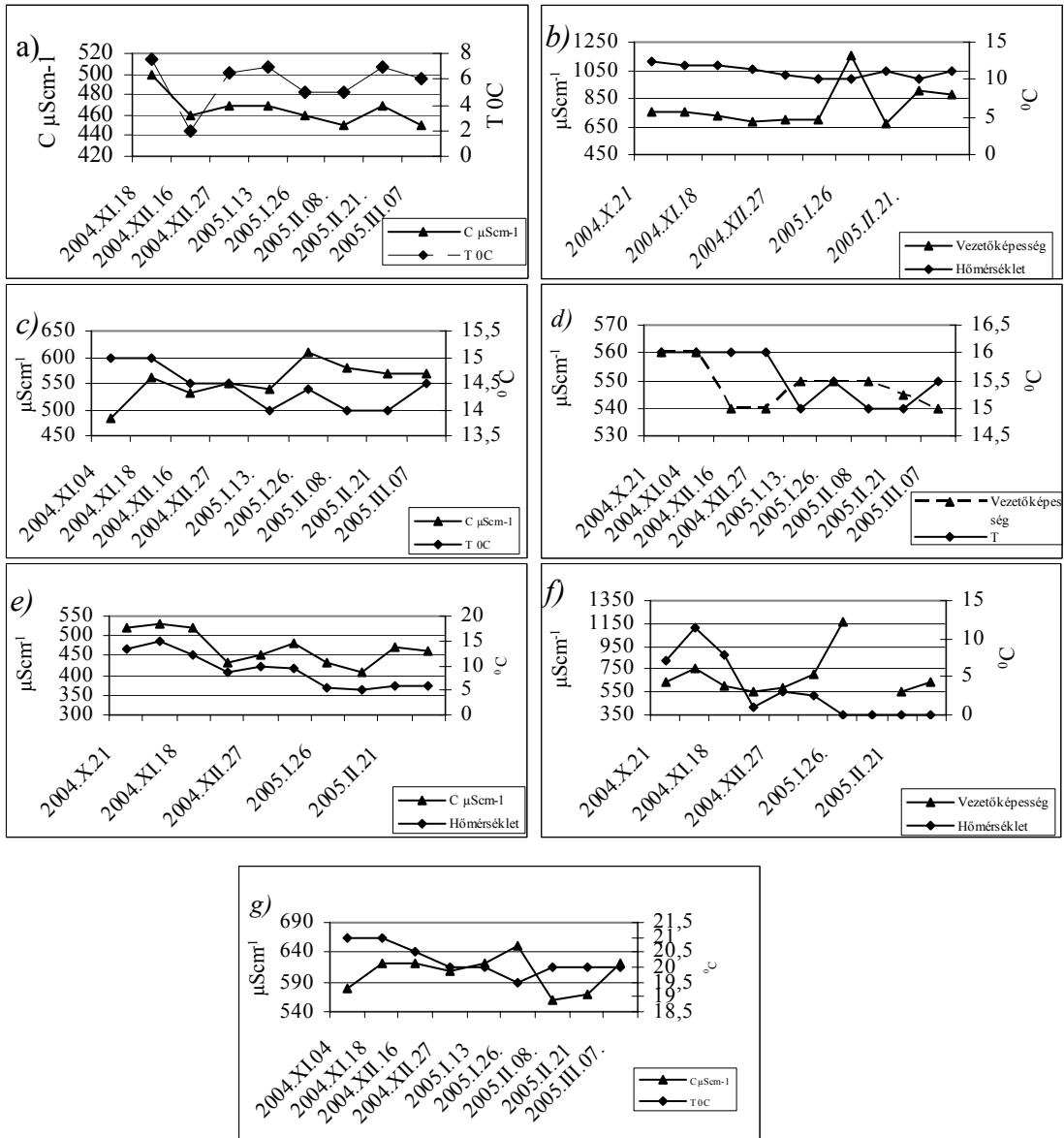
Az összes nehézfémet és mellettük a Na és K tartalmat a laboratórium atomabszorpciós lángfotométerével végeztük. A minták szűrése és hígítása után tömény salétromsavval tartósítottuk azokat.

3. Eredmények

A fent említett vizsgálatok után három forrástípus jellegzetességei kezdenek körvonalazódni. A források hőmérséklete alapján meleg-langyos és hideg-

langyos, hideg vizű forrásokat különböztetünk meg, mint ahogy azt már RÁDAI (1988) és LÉNÁRT (1995) is említette. A különbség azonban az egyes források vezetőképességében is jól megmutatkozik, különösen akkor, ha a hőmérsékletet és vezetőképességet együtt vizsgáljuk (2. ábra). Ezek alapján világosan kitűnik, hogy a hideg, hideg-langyos vizű források hőmérsékleti görbéje jól követi a vezetőképességet és közöttük kapcsolat áll fenn. Ugyanez elmondható a Kácsi-patak vizéről is. Ugyanakkor ez a kapcsolat látszólag nem áll fenn, a hideg-langyos és a meleg-langyos vizű forrásoknál, így a kácsi Alap-, a sályi Vízfő-, valamint a Tükör-forrásoknál. Ez magyarázható a források mélységi összetevőivel, amelyek kiegyenlítő szerepet töltenek be. A hideg források hőmérséklete nagyobb amplitúdóval változott azután a téli időszakban 10°C körül mozgott a hőmérsékletük. Ebbe a típusba Bársonyos- és a kácsi Máriás-forrás tartozik. (Megjegyzés: az általunk Máriás forrásnak nevezett forrás Kács belterületén a Mária szobor alatt fakad). A kevert típusú forrásokhoz a kácsi Alap- és a sályi Vízfő-forrás tartozik. Hőmérsékletük általában $14\text{-}16^{\circ}\text{C}$ között változik, de eddigi méréseink során nem szállt 14° alá. A meleg típushoz 3 mintavételi pont tartozik, mindhárom Kácson található (Tükör-forrás, 4. és 5. forrás ld. az 1. ábrát). Hőmérsékletük csekély mértékben változott, átlagosan 20° körül mozognak, de az idei téli nagy hidegek idején is csak fél fokot csökkent hőmérsékletük.

Két mintavételi helyen- a kácsi Máriás-forrásban és a Sályi-patak vizében- igen magas vezetőképesség-értékeket mértünk, és itt a többi általunk vizsgált ion, vegyület-tartalom is magasabb. Szinte minden mintavételi pont vezetőképesség-görbéjén látható egy kiugrás, amit az okozott, hogy a hidegben és a hóesésben a műszer nem jól működött. A későbbiekben ezt a hibát úgy küszöböltük ki, hogy védett helyen mértük meg e paramétert.



2. ábra

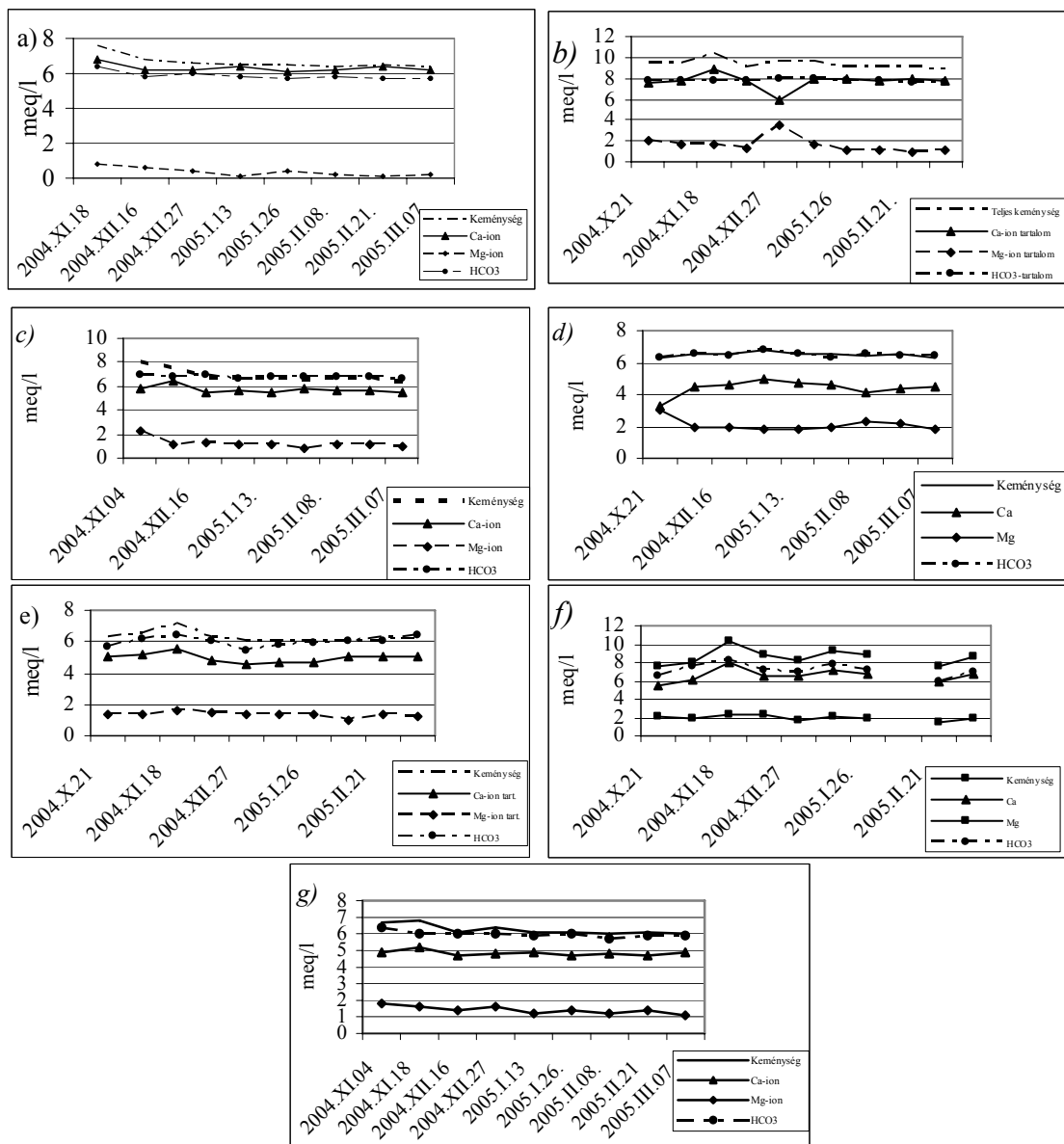
A különböző források vezetőképessége és hőmérséklete

The conductivity and temperature of the different karst springs

a) A lillafüredi Bársonyos-forrás, b) Kácsi Máriás-forrás, c) A kácsi Alap-forrás, d) Sályi-forrás, e) Kácsipatak, f) Sályi-patak, g) Tükör-forrás

A keménység, a Ca^{2+} és a Mg^{2+} tartalom arányait a 2. ábra mutatja. Amint az az ábrákon is jól látszik szinte mindegyik forrásban relatíve magas a Mg^{2+} aránya. A sályi Vízfő-forrásban a mérési időszak kezdetén a Mg^{2+} és a Ca^{2+} ionok aránya majdnem fele-fele arányú volt, később ez a Ca^{2+} javára eltolódik. A magas Mg^{2+} - tartalomnak két lehetséges forrása lehet: egyrésztől származhat dolomitos kőzetekből, ami valószínűsíthető, tekintve, hogy a forráscsoport vízgyűjtőterületén találunk dolomitos kőzeteket (Felsőhámosi dolomit F., és a Felsőtárkányi Mészke F. mellett a Belvácsi Dolomit F. *PELIKÁN* (2002)); másrésztől *HOFFMANN* (1998) és *SALOMON* (2000) szerint a Mg aránya és mennyisége egyenes arányban növekszik a víz karsztban eltöltött idejével, vagyis minél több időt tölt el a rendszerben annál valószínűbb, hogy magasabb értékeket kapunk. Nos ez a második eshetőség is fennállhat vizeink esetében, ha mélykarsztos utánpótlódást is kapnak. Egyedüli kivétel a Bársonyos-forrás jelent, ahol jól látható a karsztrendszer működése, és a Ca^{2+} -ionok magas aránya (*ld. 3a. ábra*). Meglepő azonban az, hogy a meleg és kevert vizű forrásokban nincs jelentős különbség a Mg^{2+} -tartalomban. Itt jegyeznénk meg, hogy a helybéliek szerint a lapos borsó csak a kácsi Alap-forrás vizében fő meg, pedig keményebb, mint a környező források és patakok vize. A keménység a Ca és a Mg időben azonos módon változtak és tendenciáját figyelve minden mintában azonos módon, vagyis október végén, november elején magasabb értéket mutattak és egy fokozatos csökkenés után egy egyensúlyi helyzetet adnak. Ennek oka részben abban kereshető, hogy a vízgyűjtő területre jelentősebb mennyiségű csapadék nem hullott az elmúlt hónapokban, a hóolvadás, pedig még nem jelent meg a források és a patakok vizében.

A HCO_3^- -tartalom minden mintában közel azonos arányú a keménységgel és sokkal kevésbé változik időben a mennyisége, mint a többi mért komponensnek. Azokban a forrásokban és patakokban, ahol a keménység magasabb, ott a bikarbonát aránya is magasabb lesz (*2. ábra*). *MUXART* és *BIROT* (1977) szerint a vízben oldott HCO_3^- -tartalom a pH-tól függ: ha a pH 8,3 alatti, akkor csak HCO_3^- -ion található benne és a karbonácion mennyisége elhanyagolható. Ha a pH 4,3 alatt van, akkor csak oldott CO_2 van jelen a vízben. 8,3 pH fölött azonban CO_3^{2-} -ion mennyisége jelentőssé válik és a vízben nincs többé oldott CO_2 .



3. ábra

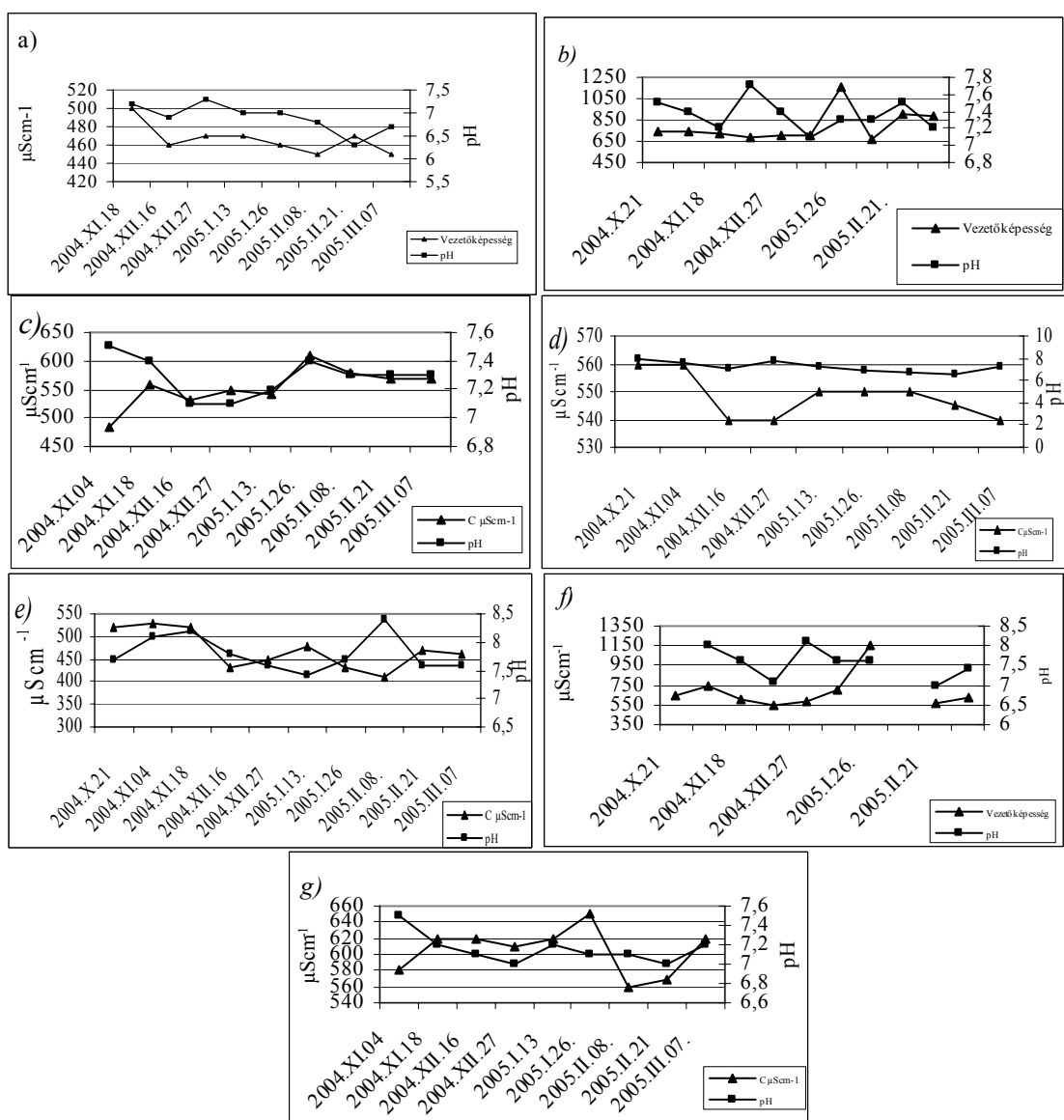
Az egyes források Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3 -és keménysége

The total hardness and the Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3 contents of the different karst springs

a) A lillafüredi Bársonyos-forrás, b) Kácsai Máriás-forrás, c) A Kácsai-forrás, d) Sályi-forrás, e) Kácsipatak, f) Sályipatak, g) Tükör-forrás

Az általunk vett minták pH-ja a legtöbb esetben 6, 9 és 8, 1 között változnak és időben is igen változatosak, amelyeket a 4. ábra láthatunk. Szinte minden mintavételi helyen csökkent a pH október végétől egészen

december végéig, január elejéig, akkor emelkedik az értéke, majd ismét visszaesés látható. Ennek oka lehet, hogy a korábban hullott csapadék ekkor érte el a forrásokot, illetve a felszínt. A pH általában véve magas és *HOFFMANN* (1998) szerint ilyen pH-nál gyakoriak a mésztufa-képződések, de esetünkben erről nem beszélhetünk. Ugyanakkor megmértük a vízgyűjtőre esett hó pH-ját, amely 7, 8 lett, így tehát érthető a magas pH.

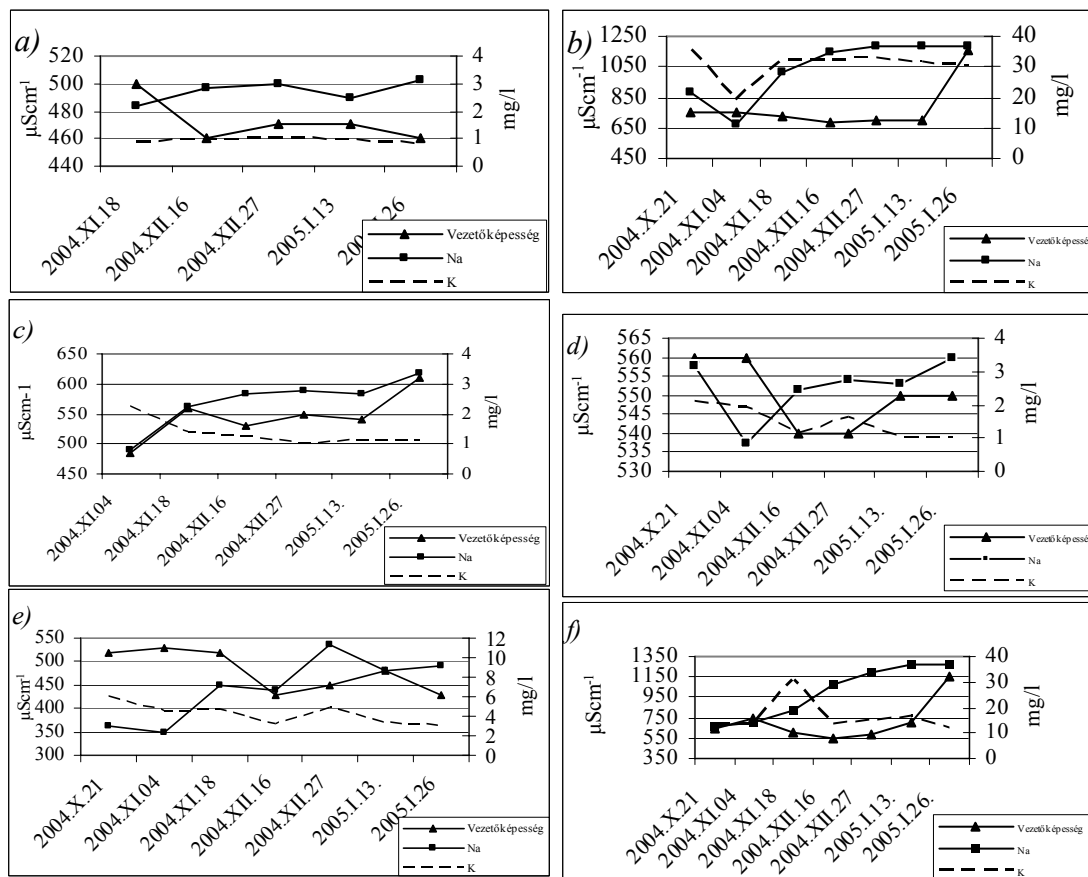


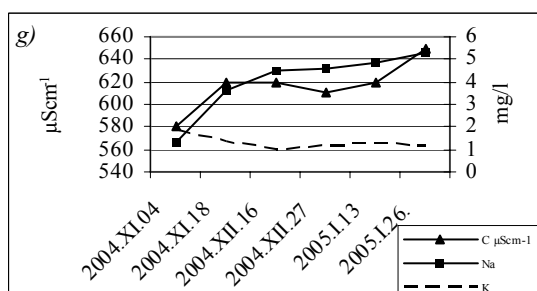
4. ábra

A különböző források és patakok pH értékei
The pH values of the different springs and streams

a) *lillafüredi Bársonyos-forrás*, b) *Kácsi Máriás-forrás*, c) *A Kácsi-forrás*, d) *Sályi-forrás*, e) *Kácsi-patak*, f) *Sályi-patak*, g) *Tükör-forrás*

A Na^+ és K^+ ionok a Sályi-patak és a kácsi Máriás-forrás vizeiben sokkal magasabb értéket mutatnak, mint az összes többi mintában, és úgy tűnik, hogy ezekben a vizekben a nehézfémek alacsonyabb mennyiségben fordulnak elő. Ugyanezekben a mintákban a Cl^- ion mennyisége is magasabb, ami nem meglepő, hiszen a három elem leggyakrabban együtt képeznek sókat a kőzetekben és általában nagy mennyiségben kősó, kálisó jelenlétére utal. Ám még az általunk mért mennyiségek nem eléggé magasak, ahhoz, hogy ez a feltevés megállja a helyét. Ugyanakkor a K gyakori eleme bizonyos agyagásványoknak, pl. illit, montmorillonit, amelyek a földpátok, akár vulkanikus kőzetek mállásából származnak (SZEDERKÉNYI 1994). Ez utóbbiak megtalálhatók mind a Sályi-patak, mind a Máriás-forrás vízgyűjtőjén. A Na-tartalom időbeni változása megközelítőleg jól követi a vezetőképesség változásait, különösen a meleg-langyos és a hideg-langyos vízü forrásokban. A Kácsi-patakban azonban ez a K-ionra teljesül, míg a Máriás- és a Bársonyos-forrásban ez a megállapítás nem igaz. (ld. az 5. ábrát)





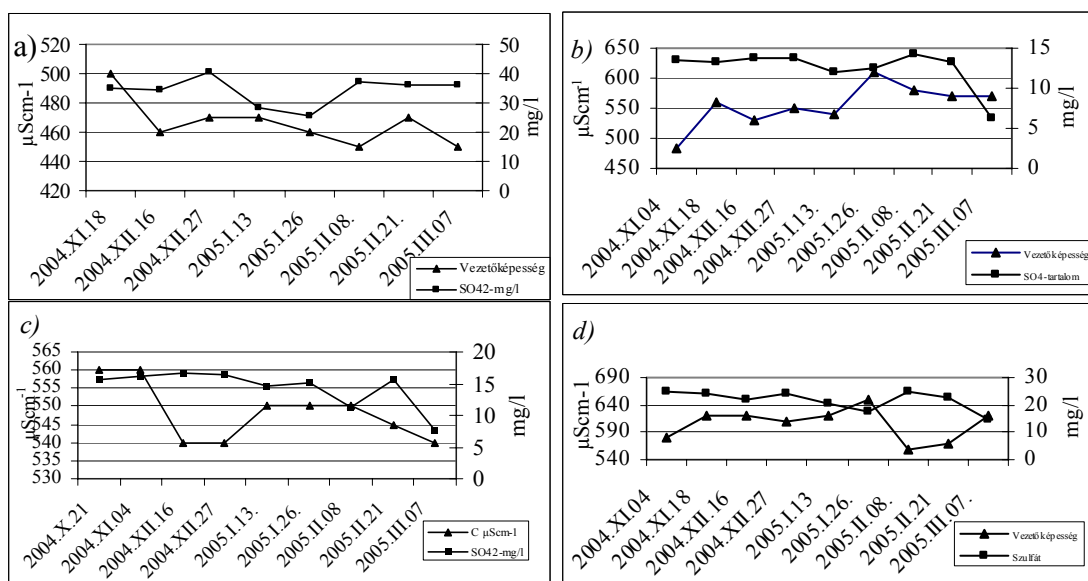
5.ábra

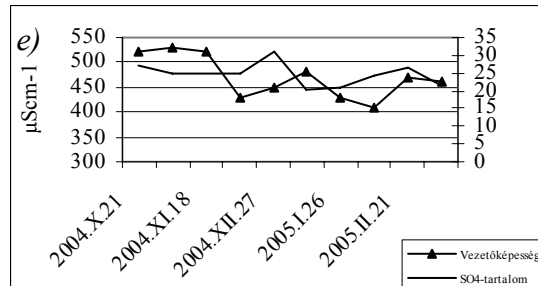
A különböző források és patakok Na és K tartalma

The contents of K and Na ions of the different springs and streams

a) A lillafüredi Bársonyos-forrás, b) Kácsi Máriás-forrás, c) A Kácsi-forrás, d) Sályi-forrás, e) Kácsi-patak, f) Sályi-patak, g) Tükör-forrás

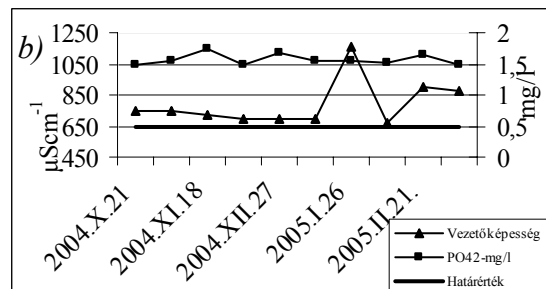
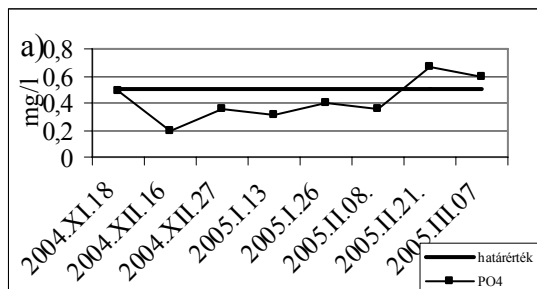
A következő komponens, amelyet a mintáinkban megvizsgáltunk a SO_4^{2-} volt. Ez alapján szintén tipizálhatjuk a forrásokat, ekkor azt állapíthatjuk meg, hogy a már fentebb említett Sályi-pataokban és a Máriás-forrásban 60 és 80 mg/l között változik és *SCHOELLER* (in *HOFFMANN* et *PELLEGRIN* (1996)) szerint az igen magas szulfáttartalmú vizek közé tartoznak. A Bársonyos- és a meleg források vizében 10 és 30 mg/l körül mozog, és így a gyengén és a közepesen szulfátos vizek közé tartoznak. Ezzel szemben, mind a Kácsi-, mind a Sályi-forrás vizében 5-17 mg/l és így ezek is a gyengén szulfátos vizek közé sorolhatók. A SO_4^{2-} időbeli változását a 6. ábra mutatja.

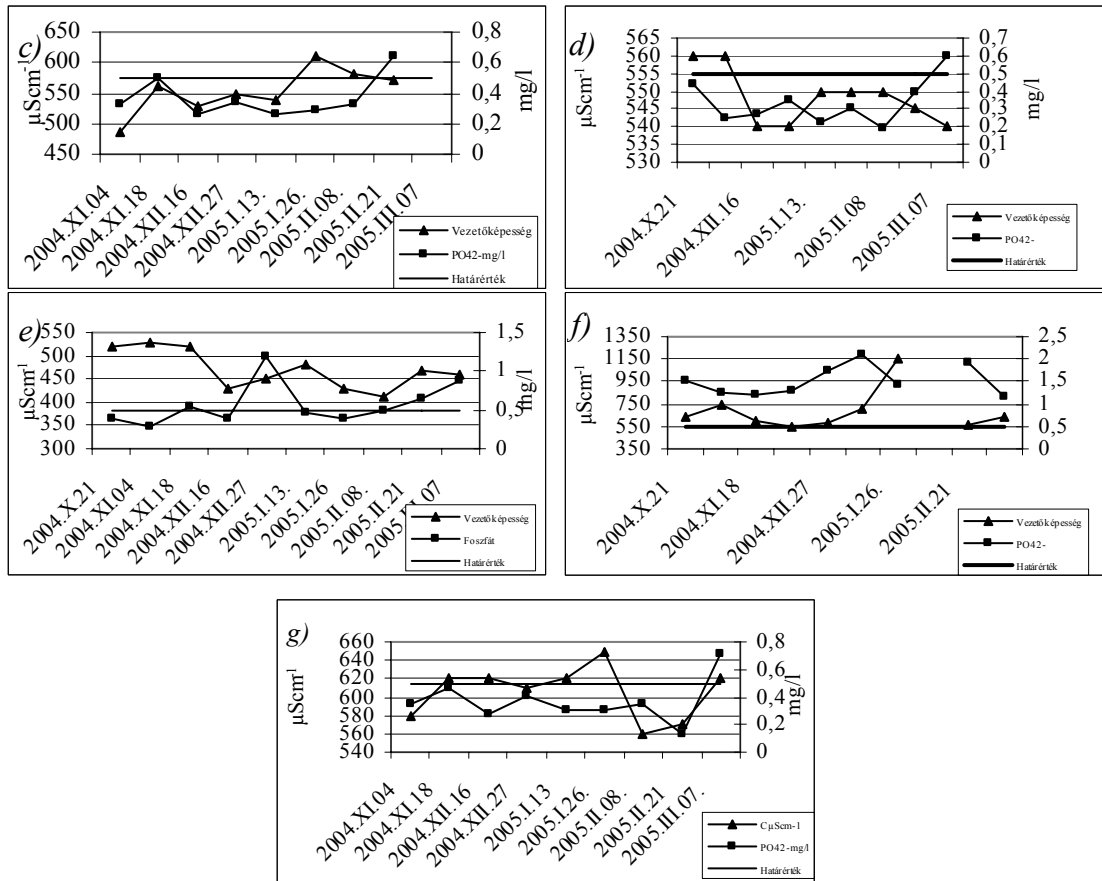




6.ábra
 A különböző források és patakok SO₄²⁻ tartalma
 The contents of SO₄²⁻ ion of the different springs and streams
 a) A lillafüredi Bársonyos-forrás, b) Kácsi Alap-forrás, c) A Sályi-forrás, d) Tükör-forrás, e) Kácsi-patak

Ami szennyezőanyagok közül a NO₃⁻, a PO₄²⁻ és néhány nehézfém (Zn, Cu, Cd, Ni, Pb) vizsgáltunk. Sajnos a NO₃⁻ mérés során módszertani problémáink akadtak és ezért nem kaptunk használható eredményeket. A foszfát esetében minden mintavételi pontnál növekedést tapasztaltunk karácsony után, aztán visszaesés tapasztalható és az utolsó 2 mintavétel esetén növekedést tapasztaltunk, amint azt a 7. ábra láthatjuk. Itt is kiemelném a Máriás-forrás és a Sályi-patakok mintáit, mert ezekben igen magas foszfát-tartalmat mértünk. A Kácsi-patakban is gyakran találunk határértéken túli vagy ahhoz közeli értékeket. Kács nincs csatornázva, és ez egyértelműen látszik a falvat átszelő patak vizében is, ugyanis abban magasabb foszfát-tartalmat mértünk, mint a kiindulási források vizében. A legkevesebb PO₄²⁻-tartalmat a Tükör-forrásban mértünk, 0,12 mg/l. Azonban ennek a szennyező komponensnek az értéke eddig még nem szállt 0,1 mg/l alá, amely HOFFMANN (1998) szerint a természetes háttérértéket képviseli és az ettől magasabb értékek a mindenkori antropogén hatást tükrözik.





7.ábra

A különböző források és patakok PO₄ tartalma

The contents of PO₄ ion of the different springs and streams

a) A lillafüredi Bársonyos-forrás, b) Kácsai Máriás-forrás, c) A Kácsai-forrás, d) Sályi-forrás, e) Kácsai-patak, f) Sályi-patak, g) Tükör-forrás

Ami a nehézfémeket illeti, még nem áll rendelkezésünkre a teljes adatsor. Az első három mintavétel eredményei mindegyik vízben kimutatták bizonyos nehézfémek (Cu, Zn, Cd, Pb) jelenlétét. A legtöbb esetben azonban ezek mennyisége nem lépi át a szennyezettségi határértéket, kivéve az ólom és a kadmium esetét, amelyek szinten minden esetben határérték feletti koncentrációban vannak jelen. A kérdés, hogy honnan kerültek a források és a patakok vizébe? Vagy természetes úton a vízgyűjtőn található kőzetekből, vagy pedig szennyezőanyagok útján, amelynek forrásait fel kell deríteni.

Mint azt már az előbbieknél két mintavételi pontnál láttuk, a Sályi-patak és a kácsai Máriás-forrás vizében a rendszer többi tagjához

képezt jóval magasabb vezetőképességet kaptunk. Továbbiakban az is kiderült, hogy ezek a minták minden komponensből több található bennük, mint a többi forrás vizeiben. Így érthetővé válik a jelenség. A kérdés azonban az, hogy ezek vizek honnan kapják. Részben az antropogén hatásoknak köszönhető, részben pedig a megváltozott kőzettani körülményekkel. Hiszen a Bükkalján végighúzódik egy riolitos-riolittufás összlet, amelyet a patakok átszelnek.

Minden mintavétel alkalmával igyekszünk a vízhozamok megállapítására, és figyelemmel kísérjük Miskolc és Eger csapadékadatait. Eddig úgy tűnik, hogy a forráshozamok 2-3 hónapos késéssel követik a csapadékot.

4. Összegzés

E cikkben felsorakoztatott adatok egy komplex vizsgálat részét képezi, és ennek a kutatásnak még az elején állunk. Ezért még nem láthatók az egy éven belüli évszakos változások. Az is megnehezíti jelenlegi állásfoglalásunkat, hogy jelentős mennyiségű eső nem hullott az elmúlt 6 hónapban és az olvadékvizek még nem értek el a forrásokhoz, patakokhoz. Az eddigi eredmények újabb kérdéseket vetnek fel, amelyek további, elsősorban kőzettani szempontú vizsgálatokat tesznek szükségessé.

Különösen nagy gondot kell fordítanunk a szennyezőanyagok jelenlétére, időbeni és térbeli mozgásukhoz, hiszen ezek a források igen fontos szerepet töltenek be több mint, 10 település ivóvízellátásában. A közeljövőben az ellátásba bekapcsolt települések köre tovább bővíthet Csincsével, amely szintén szeretne a kácsi-sályi rendszerre kapcsolódni (Kiss Gabriella szóbeli közlése). A Kácsi- és a Sályi-patakok vizei már elvesztették természetes vízjárásukat, hiszen csak a túlfolyó vizét kapják. Azonban ha fenti csatlakozás megvalósul, akkor ez a vízmennyiség is elvesz a kistáj számára.

Mindazonáltal jelen munka beleillik abba az elképzelésbe, amely szerint a bükki karsztvízről szerzett ismereteinket lokális szintű vizsgálatok tovább bővíthetik. (LÉNÁRT 2004)

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket szeretnénk kifejezni Jean-Noël Salomonnak és Frédéric Hoffmannak, akik szakmai tudásukkal, vitáikkal és a Bordeaux-i Egyetem laborjával hozzájárultak a vizsgálatok elméleti és gyakorlati megalapozásához. Szeretnénk megköszönni az ÉRV Rt. munkatársainak, Kiss Gabriellának, Lengyel Viktornak és Baloghné Annának, hogy lehetővé teszik számunkra a kéthetenkénti mintavételezéseket.

IRODALOM

HOFFMANN F.-PELLEGRIN J. C.(1996): Méthodologies hydrochimiques. -Travaux du L.G.P.A n.14. Inst. Géogr. Univ. Bordeaux 3. Talence p.13-79.

HOFFMANN F.(1998): Les tufs et les travertins en Périgord-Quercy. Étude de la dynamique passée et du fonctionnement actuel de dépôts carbonatés exokarstiques. -Thèse de Doctorat, Univ. Bordeaux 3. p.701

KRAWCZYK W.E.(1996): Manual for karst water analysis - Kézirat Univ.Silesia, Sosnowiec p.52

LÉNÁRT L.(2002): A Bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere.- Kézirat, XII. Miskolci Egyetem, Miskolc

LÉNÁRT L.(2004): A fenntartható karsztvízhasználat néhány kérdésének vizsgálata a Bükkben, valamint az Aggteleki- és a Szlovák-karszton. Karsztfejlődés IX., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p.103-118.

MUXART T.- BIROT P.(1977): L'altération météorique des roches.- Publications du département de Géographie de l'Université de Paris-Sorbonne n.4. Paris p.279.

RÁDAI Ö.(1988): A Kács-Sályi karsztforrások hidrológiai védőidoma elkészítése.- Védőidom vizsgálat VITUKI-témajelentés, Kézirat 762311/674

SALOMON J. N.(2000): Précis de Karstologie.- Presses Universitaires de Bordeaux, Pessac p.250

SZEDERKÉNYI T.(1994.): Ásvány- és kőzettan.-Egyetemi jegyzet Jatepress, Szeged p.112

A JÓSVAFŐ KÖRNYÉKI KARSZTFORRÁSOK VÍZHOZAM KIÜRÜLÉSI IDŐSORAINAK MATEMATIKAI VIZSGÁLATA

VÉGH DÓRA¹ – KOVÁCS JÓZSEF² – MAUCHA LÁSZLÓ³ –
MÁRKUS LÁSZLÓ⁴

¹1125 Budapest, Diós árok 55., veghdora@freemail.hu

²ELTE, TTK, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 1117 Budapest,
Pázmány Péter sétány 1/C, kevesolt@geology.elte.hu

³VITUKI Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Kutató Kht., 1095
Budapest, Kvassay Jenő út 1., maucha@vituki.hu

⁴ELTE, TTK, Valószínűségelméleti és Statisztikai Tanszék, 1117 Budapest,
Pázmány Péter sétány 1/C, markus@cs.elte.hu

Abstract: The hydrogeological features of the springs in the Aggtelek Karst have been formerly discussed in a number of outstanding/remarkable papers. We present a mathematical examination of five springs that have 20-30 year-long water-flow data series recorded. A new method of fitting regression lines onto the emptying karst water-flow series (daily average) was applied. This shows the hierarchic behaviour of karstic drains. With the help of a program package S-Plus the data were displayed on semi-logarithmic scale in order to amplify trend-like changes. The program generated the slope and variance of the regression lines, based on the discipline of least squares deviations. Sudden, trend-like growth of these parameters was interpreted as an indication of the complete emptying of the channels of a given width and from that point a new regression line was fitted in the same way. Due to disturbing effects the emptying time of the first three water drain systems could not be defined precisely enough. In order to avoid these effects, several-year average curves were created in a special way and regression lines were fitted onto them. The outcome was implemented to determine annual change of karstic saturation by a method of creating average curves from normalized water flow series. From annual differences determined in percentage, comparison of the change in saturation in the particular years was possible. The result may show that the karst becomes saturated after rainy periods, however, following some arid years storage fills up very slowly, i.e. it shows the several-year refilling characteristic of the smallest drain-systems. The our paper highlights this important and directly non-measurable characteristic of karst.

Bevezetés

Korábban számos kitűnő hidrológiai vizsgálat készült az Aggteleki-karszton fakadó források tulajdonságainak feltárására. Jelen munkánkban öt Jósvafő környéki forrás apadási vízhozam idősorainak egyfajta matematikai vizsgálatát végeztük el. Az S-Plus statisztikai programcsomag segítségével a vízhozam kiürülési idősorokra regressziós egyenesek illeszthetők, és az egyenesek töréspontjainak felhasználásával a karsztos tároló-rendszerek viselkedésére vonatkozó következtetéseket lehet levonni. Ezen túlmenően egyedi módszerrel megkíséreltük a forrás-kiürülések sokéves átlaggörbéit létrehozni. Az átlaggörbékre illesztett egyenesekkel mód nyílt az egyes kiürülési vízhozam-idősorok összehasonlítására is. Az így kapott eredményeket - a kiürülési görbék normálását követően - felhasználtuk a karszt

egy közvetlenül nem mérhető sajátosságának, a sokéves telítettség változásának meghatározására.

A kiürülési folyamat matematikai vizsgálata

Öt Jósvafő környékén fakadó forrás, a Lófej-, a Kis-Tohonya-, a Nagy-Tohonya-, a Jósva- és a Komlós-forrás kiürülési viszonyait tanulmányoztuk. A fenti források vízhozam-változásairól hosszú, kb. 30 éves idősort publikáltak a jósvafői Papp Ferenc Karsztvízkutató Állomás munkatársai (*MAUCHA* 1998).

Az eddigi kutatási eredményekből kiindulva a nagyobb esőzések utáni - részben vagy egészen - telített karszt kiürülésének jellegét szeretnénk matematikai módszerekkel feltárni. *MAUCHA* (1998, 2002) által felvázolt tézis adta a kutatásunk alapját, amely szerint a kiürülési görbékre logaritmusos léptékben 5, illetve 6 egyenes illeszthető, amely sajátosság tükrözi a karszt repedéshálózatának 5 tárolóját, a legkisebb mikrorepedésektől a legnagyobb barlangi főágakig. A hatodik exponenciális egyenes nagy szárazságban a melegvizet felszálló ág kisebb hozamára utal.

A napi átlagos vízhozam adatsorokból mind az öt forrásnál azokat a szakaszokat vizsgáltuk, ahol nagy esőzések után (a rendszer telítettségét feltételezve) sokáig nem volt csapadék, tehát a relatív nagy vízhozamok minimálisra csökkentek. Érthető módon a források közel azonos időben reagálnak a lehullott csapadéokra, ezért az összes forrásnál hozzávetőleg ugyanazokon a napokon kezdődő és végződő idősorokat kaptunk az egyes években, ami a kis távolságoknak és a hasonló karsztos járatrendszereknek köszönhető. Forrásonként így négy-öt (a Nagy-Tohonya-forrás esetében hét) leürülési vízhozam idősor vált tanulmányozhatóvá (az eltérések a mérések kezdeti időpontjának különbözőségéből származnak).

Hiba forrása lehet viszont, hogy a több 10 év alatt is csak kevés olyan időszak van, ahol a telített rendszer zavartalan kiürülését vizsgálhatjuk, mert kisebb-nagyobb esőzések majdnem minden alkalommal megjelennek a 100-300 napos (mind a 6 mérettartományú tároló kiürüléséhez szükséges) időszakokban. Ezen kívül jelentősen nehezítik a vizsgálatot az egyéb – nem leürülésből származó – vízhozam-változások, pl. a Nagy Tohonya- és a Lófej-forrás szivornya-működése. Ezen hatások kiküszöböléséről a későbbiekben szólunk.

A kiindulási elmélet szerint (*MAUCHA* 1998, 2002) a karsztos járatrendszerek hierarchiája tükröződik a kiürülési görbékre illesztett regressziós egyeneseken, mert a nagyobb szélességű járatok visszaduzzasztják a kisebbeket és ezáltal az exponenciális lecsengésű

apadási fázis több helyen megtörik; így amíg a vízhozam nem csökken le a nagyobb járatokban hozzávetőleg harmad részére, addig a kisebbekből nem ürülhet ki víz. Ennek megvalósulási feltétele a járatrendszerek telítettsége, ezért a hosszú, esős időszakok után bekövetkezett legnagyobb áradásokat vizsgáltuk. A következőkben bemutatott, a járatrendszerekre vonatkozó vizsgálati módszert azért tartjuk jelentősnek, mert ezidáig egzakt matematikai illesztésekkel nem vizsgálták az egyes tároló-rendszerek különböző vízhozam kapacitásából származó eltéréseket.

A vizsgálat során első lépésben természetes alapú logaritmikus skálára helyeztük a leürülés napi vízhozam adatait, ami a változások nagyságrendjét hivatott megnövelni, szignifikánssá téve a trendszerű változásokat. Második lépésben egy kiválasztott ponttól regressziós egyenest illesztettünk a következő pontokra a legkisebb négyzetes eltérések elve alapján, vagyis

$$\sum_i (x_i - \bar{x}_i)^2 \rightarrow \min$$

ahol x_i a kiürülési görbe egyes pontjai, \bar{x}_i az illesztett egyenes pontjai. Ábrázoltuk a pontról-pontra illesztett meredekséget és szórásnégyzetet (következésképpen a meredekség az első pontra, a szórásnégyzet az első két pontra illesztett egyenesnél 0). A szórásnégyzet trendszerű, nagy mértékű növekedéséből arra lehet következtetni, hogy ebben időpontban az adott járatszélességű csatornák nagyrészt kiürültek és a vízhozamot ezek után az eggyel kisebb mérettartományú járatok biztosítják; valamint párhuzamosan ezt mutatja a meredekség nagyobb arányú növekedése, tehát kevésbé negatív értéke is. (Ez a változás az elmélet szerint ugrásszerű.) A szórásnégyzet növekedési pontjától illesztett, következő regressziós egyenesnél ugyancsak a meredekséget és a szórásnégyzetet ábrázoltunk, amiből (a trendszerű változások kezdőpontjánál) szintén kijelölhető a kisebb csatornahálózat bekapcsolódása a rendszerbe. Így tehát a leürülési görbének az elsőtől az utolsó pontjáig illesztett regressziós egyenesek száma megadja a különböző mérettartományú karsztos járattípusok számát.

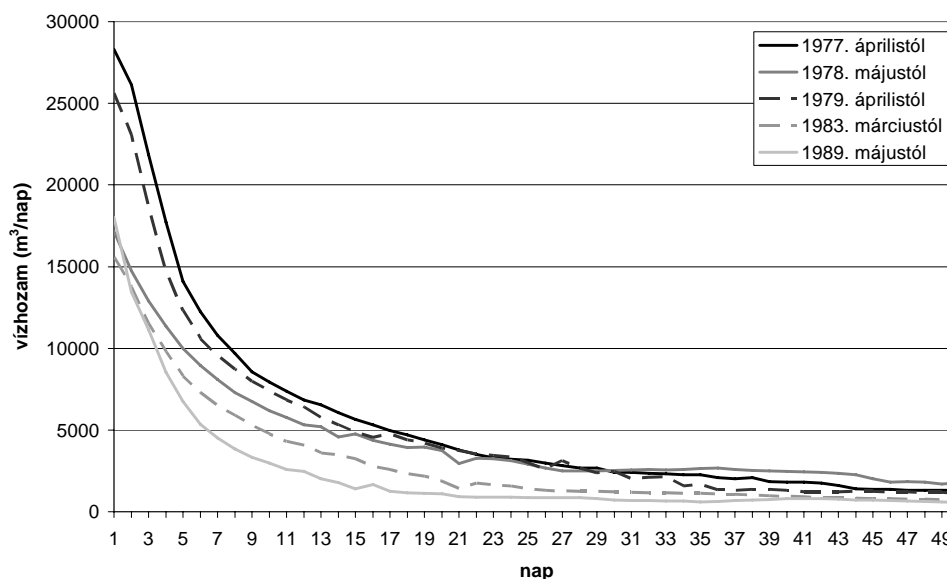
Az első három tároló-rendszer meghatározása járt sikerrel, ugyanis a további tárolók töréspontjainak helyét az újabb és újabb töréspontoktól vett illesztés relativváltette. A vizsgált paraméterek (elsősorban a szórásnégyzet változása) az apadási görbe „*ellaposodásánál*” viszonylag nagy hibát mutatott már kis – elhanyagolható – vízhozam-ingadozásoknál is. Ezen kívül, az időközben hullott csapadék és egyéb hatásokból származó „*zajhatás*” is jelentősen zavarta a vizsgálatot. Nem lehetett olyan „*tökéletes*” többszáz napos kiürülési görbét találni a rendelkezésre álló idősorokban,

amelyekben jól kivehetően jelentkezne a 4-6. tároló vízhozam-változása. Következésképp felmerülhet az a gondolat is, hogy ezen tárolókból eredő különbségek létezése inkább elméleti, a valóságban nem jelentkezik, vagy nagyon ritka alkalmakkor lehetünk csak tanúi az eseménynek.

A vizsgálatoknál figyelembe vettük az eredeti (nem logaritmikus léptékű) kiürülési görbe képét és így a kedvezőtlen hatásokat próbáltuk elméleti úton kiszűrni. A töréspontok helyét a szórásnégyzet megnövekedése vagy a meredekség megváltozása, esetenként mindkettő egyidejűleg határozta meg.

Az x tengelyen minden esetben az illesztési ponttól kezdődő napok száma van feltüntetve. Az y tengely az ábrák felső része a meredekséget, az alsó a logaritmikus léptékű értékekre illesztett regressziós egyeneseknél levő szórásnégyzetet mutatja. (Az egyes apadási görbéket annak a hónapnak a nevével jelöltük, amikor a kiürülés megkezdődött.)

A Kis-Tohonya-forrás vizsgálatánál az 1965-1992-ig tartó adatsorból azokat a szakaszokat vágtuk ki, amelyeknél a csapadék zavaró hatása minimális volt, így öt db leürülési görbe vált tanulmányozhatóvá, amelyek az 1. ábrán láthatók.

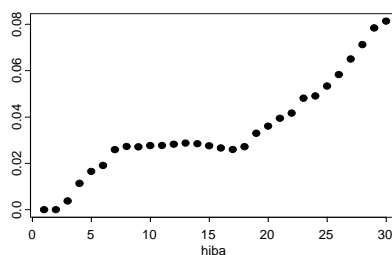
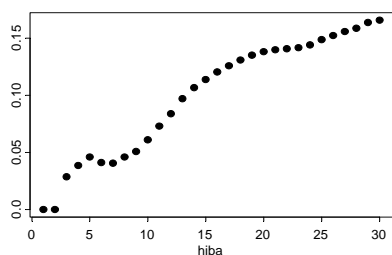
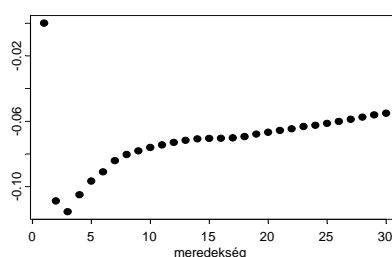
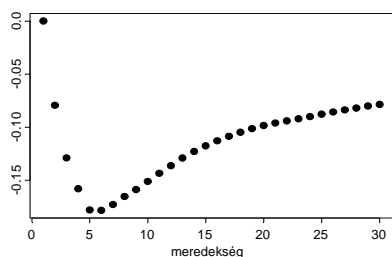


1. ábra: A Kis-Tohonya-forrás kiválasztott apadási szakaszai, amelyekre alkalmazható a regressziós egyenesek illesztése

Fig. 1. The chosen emptying periods of Kis-Tohonya spring, where the method 'fitting of regression lines' can be applied

Az 1977. áprilisi hozam idősorban a vizsgálat eredménye, a 28296 l/perces tetőző árvíz apadási szakaszára a fenti módszerrel illesztett

egyenesének meredeksége és szórásnégyzete (hiba) a 2-4. ábrán látható. A 2. ábra az idősor 1-30. elemét mutatja. Az első 5 értéknél a meredekség erősen csökken ($-0,15$ alá) ugyanakkor ezzel párhuzamosan a szórásnégyzet helyi maximumot ér el. A 7. ponttól a meredekség növekszik (kevésbé negatív) és a szórásnégyzet nőni kezd (7-8. pont). Ebből levonható az a következtetés, hogy az első egyenes az 1-től az 6. napig terjedő vízhozam görbéjére illeszthető és ez mutatja az első tárolórendszer kiürülését.



2. ábra: A Kis-Tohonya-forrás 1977. áprilisi idősora 1-30. napjának vízhozamára illesztett regressziós egyenes meredeksége és szórásnégyzete Fig. 2. The fitted regression line slope and variance during 1-30th day of Kis-Tohonya spring's flow in April, 1977

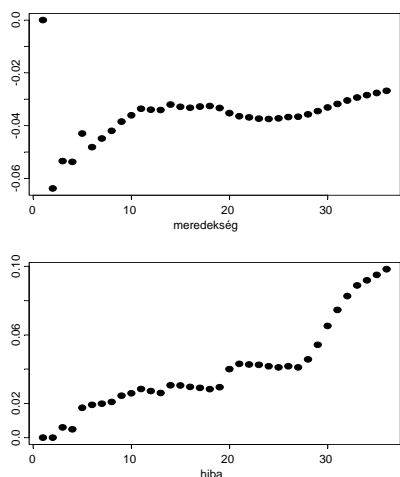
3. ábra: A Kis-Tohonya-forrás 1977. áprilisi idősora 7-36. napjának vízhozamára illesztett regressziós egyenes meredeksége és szórásnégyzete Fig. 3. The fitted regression line slope and variance during 7-36th day of Kis-Tohonya spring's flow in April, 1977

A következő, 3. ábrán a 7. ponttól a 36-ig illesztett egyenes tulajdonságai láthatók (2. tároló). A szórásnégyzet a 6-13. napig emelkedik, onnan kezdve konstans értékre áll be. A 25. naptól jelentős növekedés érzékelhető, tehát ettől a ponttól az új, 3. tároló vette át a 2. tároló szerepét, amelynek kiürülése az ábra tanúsága szerint a 6-24. napig tartott. A 4. ábrán a 25. ponttól kezdődő illesztés alapján meghatározható, hogy a 3. tároló működése a 25-51. napig tartott.

A többi forrás vizsgálatánál az adatsorból szintén azokat a szakaszokat vontuk be a vizsgálatba, amelyeknél a csapadék zavaró hatása nem, vagy alig észrevehető az idősorokban. Így a Komlós-forrás esetében öt, a Jósva-forrás rövidebb vízhozam idősorából négy db vizsgálatra

alkalmas leürülési görbét kaptunk. Az eredmények az I. táblázatban láthatók.

A Kis-Tohonya-forrásnál megállapítható, hogy az 1. tároló leürülésének időtartama, ami a legnagyobb víznyelők által továbbított vízmennyiség kiürülését jelenti, a legnagyobb áradások során az 1-5. napig tartott az esetek többségében. Ez az esemény a Komlós-forrás esetében 1-3 nap között játszódik le. A Jósva-forrásnál a nagy járatrendszereknek köszönhetően ez az időtartam a legrövidebb: 1-2, míg a Lófej-forrásnál átlagosan 1-4. nap. A Nagy-Tohonya-forrás esetében tapasztaltuk a leghosszabb ideig tartó leürüléseket. Ez az 1. tárolónál 9. napig is terjedhet.



4. ábra: A Kis-Tohonya-forrás 1977. áprilisi időszora 25-60. napjának vízhozamára illesztett regressziós egyenes meredeksége és szórásnégyzete

Figure 4. The fitted regression line slope and variance during 25-60th day of Kis-Tohonya spring's flow in April,

A 2. tároló kiürülése a Kis-Tohonya-forrás vízhozam idősorában a 6-7. napon kezdődik és átlagosan a 16-20, szélsőséges esetekben a 24. napig is eltarthat. A Komlós-forrás esetében viszonylag jól egyező értékeket kaptunk: átlagosan a 3. naptól a 10-ig, esetleg a 14. napig tart a 2. tároló elapadása. A Jósva-forrásnál észlelt, a 3. napon kezdődő, összesen 1-2 nap alatt kiürülő csatornarendszer a mészköves víznyelő járatok nagy méretéből következik és éppen ezért feltételezhető, hogy ezen idősoroknál a kizárási, visszaduzzasztási hatás sem érvényesül teljes mértékben a 2. járatrendszer esetén. A Lófej-forrás esetén hozzávetőleg az 5. naptól indul ezen tároló apadása és a 12., illetve a 20. nap körül lép be az eggyel kisebb mérettartományú járatrendszer működése. A Nagy-Tohonya-forrásnál a 2. tárolóra vonatkozó kezdő időpont változó: a 4-10. nap közé esik és a 13-20. napon fejeződik be, átlagosan a 8-15. napig tart. A 2. tároló a kisebb víznyelők vizét továbbítja a forrasszájhoz.

A 3. tároló kiürülése, amely a főtörés-rendszerből kiürülő karsztvizet tükrözi, a Kis-Tohonya-forrás idősorában számításaink szerint átlagosan a

20. naptól a 43. napig tart. A Komlós-forrás esetén ezen tároló belépési időpontja átlagosan a 11. napra esik és a 19. napon fejeződik be, ami a Jósva-forrásnál szinte egyöntetűen az 5-17. napig tartó időintervallumra tehető. A Lófej- és Nagy-Tohonya-forrás esetében nem lehetett igazán pontosan meghatározni a 3. tároló leürülésének időtartamát, mert a szivornya-hatás nagy mértékben rontotta a vizsgálhatóságot.

A Lófej-forrás idősorában a 17-28. napra, a Nagy-Tohonya-forrás esetén pedig hozzávetőleg 16-25. nap közé tehető a járatrendszer leürülése, de ezek az értékek rendkívül nagy bizonytalanságot hordoznak magukban, ezért az eredményeket nem lehet mérvadónak tekinteni.

I. táblázat
Table I.

A vizsgált források 1-3. tárolójának kiürülési időtartama napokban, a kiürülés kezdő időpontjához képest
1st-3rd drain-systems' emptying duration of the examined springs, counting from the start of the emptying period

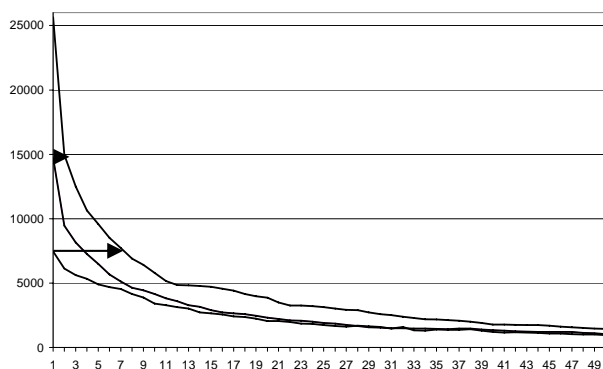
források	leürülés kezdete	1. tároló (napok)	2. tároló (napok)	3. tároló (napok)
Kis-Tohonya-forrás	1977. április (April, 1977)	1-6	7-24	25-52
	1978. május (May, 1978)	1-5	6-18	19-46
	1979. április (April, 1979)	1-5	6-16	17-42
	1983. március (March, 1983)	1-5	6-20	21-38
	1989. május (May, 1989)	1-6	7-19	20-37
Komlós-forrás	1975. április (April, 1975)	1-2	3-14	15-22
	1977. április (April, 1977)	1-2	3-12	13-23
	1979. április (April, 1979)	1-2	3-8	9-16
	1983. május (May, 1983)	1-3	4-9	10-16
	1989. május (May, 1989)	1-3	4-7	8-13
Jósva-forrás	1975. április (April, 1975)	1-3	4-5	6-17
	1978. május (May, 1978)	1-2	3-4	5-16
	1979. április (April, 1979)	1-2	3-4	5-16
	1983. május (May, 1989)	1-2	3	4-18
Lófej-forrás	1974. október (Oktober, 1974)	1-3	4-13	14-25
	1975. április (April, 1975)	1-5	6-20	21-28
	1977. április (April, 1977)	1-3	4-11	12-28
	1979. április (April, 1979)	1-5	6-20	21-28
Nagy-Tohonya-forrás	1965. június (June, 1965)	1-4	5-13	14-21
	1974. október (Oktober, 1974)	1-3	4-15	16-27
	1975. április (April, 1975)	1-7	8-15	16-26
	1977. április (April, 1977)	1-9	10-20	21-27
	1978. május (May, 1978)	1-8	9-15	16-27
	1979. április (April, 1979)	1-6	7-15	16-23
	1989. május (May, 1978)	1-7	8-14	15-24

Megfigyelhető ezen kívül (pl. a Komlós-forrás idősorainál), hogy a nagyobb áradások (1975 és 1977-ben) kitolják a 3. tároló belépési

időpontját, míg a kisebb áradások (1983 és 1989-ben) akár egy héttel gyorsabban is levonulhatnak.

Az apadási idősorok elemzésénél felmerült az a probléma, hogy a töréspontok meghatározása nem mindig egyértelmű. Ez abból a nem elhanyagolható hibából adódik, hogy a leürülési görbék több hatástól függenek egyidejűleg, ezért a járatszélesség sokszor nem befolyásolja olyan mértékben az adott kiürülési vízhozamot, mint azt korábban feltételeztük, illetve a „zajhatás” elnyomja a töréspontok helyét. Ezek alatt a szivornya-hatás és a leürülési időszak alatt előforduló csapadék hatása értendő, amelyek torzítják a regressziós egyenesek illesztéséből levonható következtetéseket. A probléma megoldására több matematikai simítási módszer is alkalmazható lenne, de ez azzal az eredménnyel járna, hogy – bár az így kapott görbék könnyebben vizsgálhatóvá válnak - az eredeti leürülésről nem adnak megfelelő képet. Ennek oka, hogy a simító eljárás a töréspontok helyét „eltompítja”.

A különböző zavaró hatások kiküszöbölésére létrehoztunk a források 1970-1992 közötti éveiben mért leürülési görbéiből előállított sokéves átlagdiagramot. Ennek során a legnagyobb maximális vízhozamról induló idősorra néhány nappal eltolva (a már kisebb vízhozamokra) illesztettük rá a többi idősort úgy, hogy a megközelítőleg azonos hozamról induló görbéket átlagoltuk egymással (5. ábra). Ezáltal sokévi átlaggörbét hoztunk létre (6., 7. ábra), ilyen módon el lehetett érni, hogy a rendszer önmagát „simítja”. Ezt jól érzékelteti a Kis-Tohonya-forrás 23 idősorának (6. ábra) és az erős szivornya-hatással rendelkező Nagy-Tohonya-forrás vízhozamainak sokéves átlaggörbéje (7. ábra).

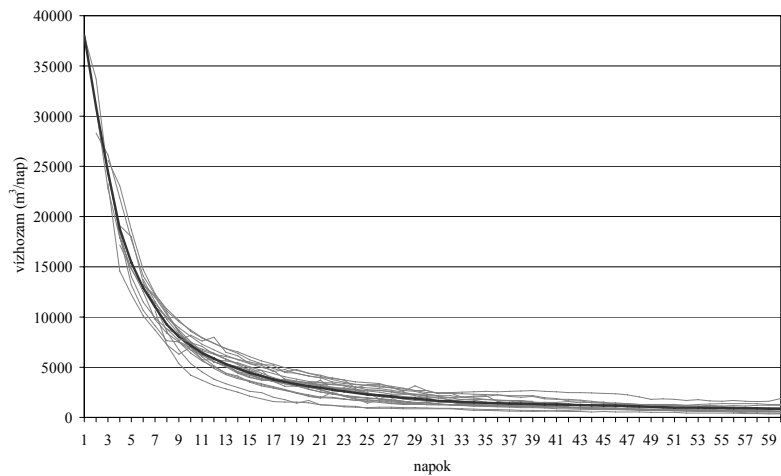


5. ábra: A források sokéves átlaggörbéjének létrehozása a Komlós-forrás három kiürülési görbéjének példáján

Fig. 5. Creation of the springs' several-year average curve, presented by three flow curves of Komlós spring

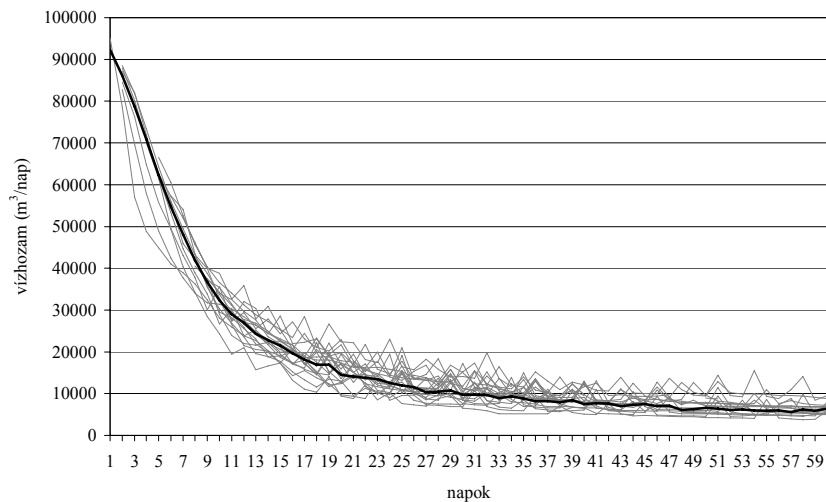
Az így előállított sokéves átlaggörbék természetes alapú logaritmusára érdemes regressziós egyeneseket fektetni az előzőekben részletesen leírt módszerrel, így megkaphatjuk a tároló-rendszerek sokéves

átlagának viselkedését, sajátosságait. Ennek szemléltetése történik a Kis-Tohonya (6. ábra) és az erős szivornya hatással rendelkező Nagy-Tohonya (7. ábra) esetében. Fontos megjegyezni, hogy a szivornya-tevékenységgel zavart források eredeti idősorának vizsgálatából nem lehetett megbízható eredményeket kapni. Erre a sokéves átlagok létrehozása kínált megoldást.



6. ábra: A Kis-Tohonya-forrás sokéves átlaggörbéje (vastag vonal) és az egyes évek (1970-1992) vízhozam idősorai

Fig. 6. Kis-Tohonya spring's several-year average curve (signed thick line) and water flow data series of years between 1970-1992



7. ábra: A Nagy-Tohonya-forrás sokéves átlaggörbéje (vastag vonal) és az egyes évek (1970-1992) vízhozam idősorai

Fig. 7. Nagy-Tohonya spring's several-year average curve (signed thick line) and water flow data series of years between 1970-1992

Az egyes források sokéves átlaggörbe-vizsgálatának összefoglaló eredményeit a II. táblázat tartalmazza a különböző tároló-rendszerek (regressziós egyenesekkel, valamint MAUCHA (2002) által empirikus úton meghatározott) átlagos kiürüléseinek idejével és az adott regressziós egyenesek meredekségével. (A meredekségi értékek a természetes alapú logaritmikus skálára fektetett egyenesekből származnak.)

Jól látszik, hogy a Nagy-Tohonya-, illetőleg a Lófej-forrás járatrendszereinek kiürülése a leglassúbb, ami egyértelműen a kisebb járatszélességű dolomitos tároló-rendszerből következik. A tárolók vízhozam idősoraira illesztett egyenesek meredeksége ebből következően a legkisebb. A Kis-Tohonya-forrás esetében is hasonló következtetések vonhatók le. A Jósva-forrás esetén megállapítható, hogy a mészköves környezetben lévő tárolók leürülése rendkívül gyors, ami a meredekségi értékek nagyságán is megmutatkozik. A 2-3. tárolóra vonatkozóan szintén nagyon gyors apadást lehet tapasztalni, de a meredekségi értékek már nem annyira térnek el a többi forrásétól, sőt a 3. tároló esetén a legkisebb ez az érték. Ez a megfigyelés alátámasztani látszik azt a feltételezést, hogy az 1-2. tároló áramló vize nem duzzasztja vissza a kisebb járatokat teljes mértékben, ezért azok apadásával egyidejűleg a kövekezők is elkezdnek kiürülni.

II. táblázat

Table II.:

A sokéves átlag kiürülési görbére fektetett regressziós egyenesekből kapott eredmények és MAUCHA L. (2002) illesztési módszeréből leolvasott kiürülési időközök

Results of fitting regression lines onto several-year average curve and results of Maucha's method

	tárolók	regressziós egyenesek illesztésének módszerével meghatározott		empirikus úton meghatározott
		napok	meredekség	napok
Kis-Tohonya-forrás	1. tároló	1-5	-0,24	1-4
	2. tároló	6-17	-0,10	5-23
	3. tároló	18-33	-0,06	24-56
Komlós-forrás	1. tároló	1-2	-0,57	1-2
	2. tároló	3-11	-0,12	3-12
	3. tároló	12-42	-0,06	13-43
Jósva-forrás	1. tároló	1-3	-0,95	1-2
	2. tároló	4-5	-0,24	3-6
	3. tároló	6-16	-0,03	7-18
Lófej-forrás	1. tároló	1-4	-0,30	1-5
	2. tároló	5-13	-0,13	6-17
	3. tároló	14-37	-0,07	18-61
Nagy-Tohonya-forrás	1. tároló	1-10	-0,12	1-11
	2. tároló	11-18	-0,07	12-31
	3. tároló	19-57	-0,05	32-78

Összehasonlítva a két módszerből kapott eredményeket, az tapasztalható, hogy az eddig ismert vizsgálathoz képest a regressziós egyenesek illesztésének matematikai módszerével kapott eredmények néhány helyen eltérést mutatnak. A különbségek elsősorban a 3. tárolóra vonatkozó időhosszakban jelennek meg. A Kis-Tohonya- és a Lófej-forrás esetén a regressziós egyenek alkalmazásával kapott értékek hozzávetőleg fele ideig tartó kiürüléseket adtak az empirikus úton meghatározottaknak. A Nagy-Tohonya-forrás vizsgálatából származó különbségek mutatkoznak legnagyobbak, mert a 2. és 3. tárolóra a regressziós egyenesekből becsült kiürülési értékek 11 illetőleg 10 nappal rövidebbek. A Jósva-, és a Komlós-forrás vizsgálati eredményei mindkét esetben nagyon jó egyezést mutatnak.

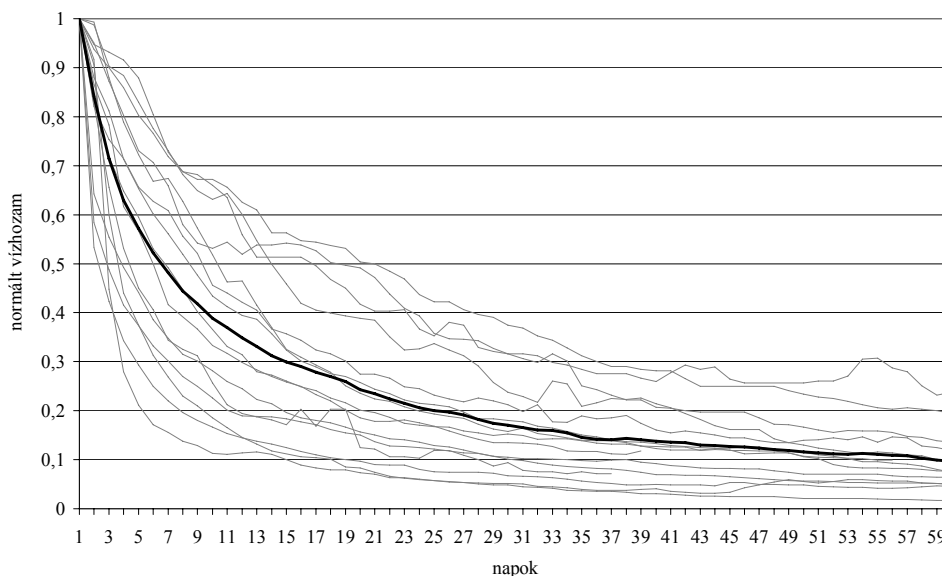
Összegezve az elméleti megfontolások, illetőleg az empirikus megfigyelésekből származó következtetések viszonylag jó hasonlóságot mutatnak az absztrakt matematikai számításokkal a sokéves kiürülések átlagának tekintetében. Az eltérések abból is származhatnak, hogy míg *MAUCHA* (2002) forrásonként összesen egy-egy vízhozam idősoron határozta meg a tárolók leürülésének időhosszát, a jelen tanulmányban számos görbének az átlagát használtuk fel e célra.

A karszt telítettség vizsgálata

A leürülési görbék összehasonlításánál felmerült, hogy a telítettség, vagyis a vizsgált időszakot megelőző évek csapadékossága miként befolyásolja a görbe alakját. A különböző leürülési idősorok és a sokéves átlaggörbe ábrázolásánál is kitűntek az egyes kiürülések közti különbségek, de ez még egyértelműbbé vált az adatok normálásával. A normálás az egyes vízhozam idősorok minden egyes tagjának az idősor kezdő, maximális vízhozamával való leosztását jelenti, ami által kimutatható a leürülések sebességének meredekségbeli különbsége, az apadás gyorsasága. Az így kapott grafikonok tükrözik a karszt mindenkori telítettségi állapotát, vagyis azt, hogy az elemi blokkokat milyen százalékban tölti ki víz. A nullát gyorsabban megközelítő idősorokra kisebb, míg a kevésbé meredek idősorokra nagyobb telítettség jellemző. Ez a művelet azért volt szükséges, hogy az egyes évek karszt-telítettségének változása kimutathatóvá váljon, ugyanis a tároló-rendszerek ezen lényeges tulajdonsága közvetlenül nem mérhető, ezidáig számítás nem tárta fel.

Az öt forrás közül csak a Kis-Tohonya- és a Komlós-forrás normált leürülési görbéit állítottuk elő (*8. ábra*), ugyanis ezen forrásoknál a grafikonok jobban elkülönülnek egymástól és a területről megfelelő képet mutatnak, míg a Jósva-forrásnál a túl gyors apadás, a Nagy-Tohonya- és a

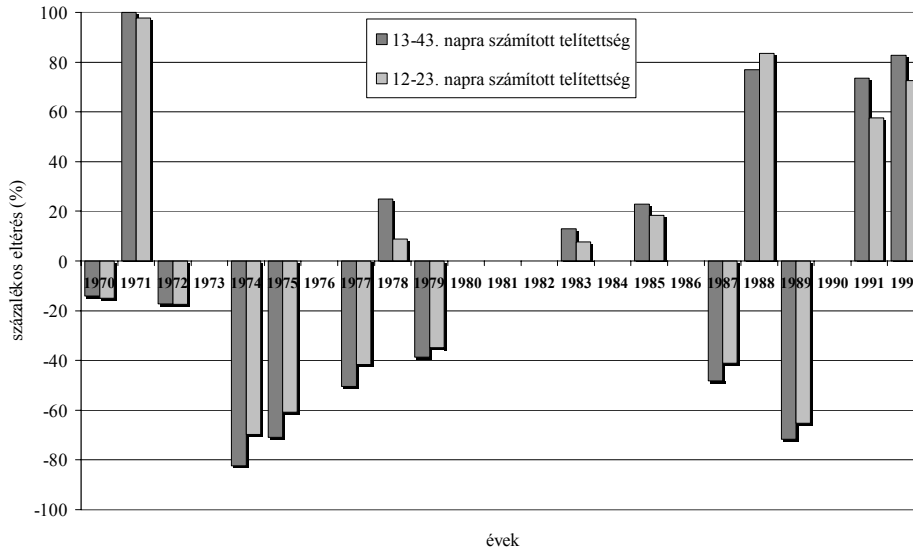
Lófej-forrásnál pedig a szivornya-hatás zavarná az eredmények megfelelő értelmezését.



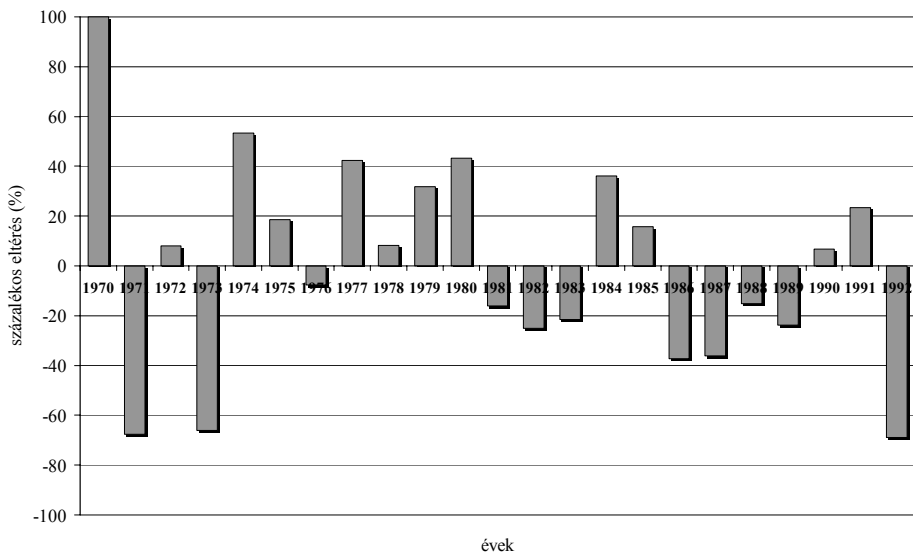
8. ábra: A Komlós-forrás normált kiürülési vízhozam idősorai (1970-1992)
 Fig. 8. Komlós spring's normalized water flow data series (1970-1992)

A normált idősorokból létrehozott átlaggörbe (8. ábra, vastag vonal) és az egyes normált görbék különbségét képeztük. Mivel a karszt telítettség az adott évet megelőző évek csapadékosságától függ és a 3. tárolóban (főtörés-rendszerben) mutatkozik meg a karszt telítettség változása (MAUCHA 2002), ezért az értékeket úgy kaptuk meg, hogy a kiürülési idősorok 3. tároló-rendszerre vonatkozó (az előzőekben meghatározott) szakaszának vízhozam átlagát vettük, és ebből kivontuk a sokéves normált görbék sokéves átlagának ugyanezen szakaszára vonatkozó középértékét. 1970-1992 közti minden egyes évre kiválasztott normált idősorok megnéztük az eltérését a normált görbék átlagától, végül a legnagyobb eltéréshez viszonyított százalékos arányokra számítottuk át (9. ábra). Az összehasonlíthatóság érdekében meghatároztuk a 3. tárolóra a két különböző módszerből kapott eredményeket. Az ábrákon az y tengely 0 pontja a normált görbék sokéves átlagát, a negatív tartomány a telítetlen éveket, a pozitív tartomány a telített éveket mutatja. A pontosabb értelmezés miatt kiszámítottuk az 1970-1992 között mért éves csapadék adatok átlagát is (625 mm) és minden egyes évben megvizsgáltuk az ettől való eltérést és az előzőekhez hasonlóan százalékos értékekre számítottuk át. A 10. ábrán látható, hogy a legnagyobb éves csapadék érték 1970-ben (949 mm) 100 %-

nak felel meg, a legkisebb összegeket pedig a következő évben, 1971-ben (406 mm), valamint 1973-ban (411 mm) és 1992-ben (402 mm) mérték.



9. ábra: A sokévi normált átlagos kiürülési idősor és az adott évi idősor 3. tárolóhoz tartozó átlagértékének eltérése a maximális eltérés százalékában kifejezve a Komlós-forrás esetén
 Fig. 9. The annual normalized emptying data series and deviation of the 3rd drain system's average, expressed in percentage of the maximal deviation (based on data of Kis-Tohonya spring)



10. ábra: Évi csapadékösszegek a Jósvafői Papp Ferenc Kutatóállomáson 1970 és 1992 évek közötti időszakban, a legnagyobb csapadékmennyiség százalékában kifejezve
 Fig. 10. Annual precipitation at Papp Ferenc Research Station, Jósvafő, (between) 1970-1992

A 9. ábráról leolvasható a karszt telítettségének változása az 1970-1992 közötti években. A hosszan tartó, csapadékos évek után tartósan telített a karszt, viszont a csapadékmentes éveket követően, amikor gyakorlatilag a nyári hónapok teljesen szárazak, a karszt telítetlenné válik. A Kis-Tohonya- és a Komlós-forrás vizsgálata lényegében egyforma karszt-telítettségű eredményre vezetett kisebb helyi eltérésekkel, ami származhat beszivárgási, vagy egyéb, a források sajátosságainak különbségeiből is.

Megfigyelhető, hogy az 1970-es, legcsapadékosabb évet 1971-ben, a kis esőzések ellenére is rendkívül telített időszak követi. 1972-ben az 1971-es, rendkívül száraz év miatt a karszt az átlagnál telítetlenebb volt, később az 1973-as szárazság ezt a hatást még tovább fokozta. Ennek az lett a következménye, hogy az 1974-től tartó csapadékos időszak ellenére is csak öt évvel később, 1978-ra érte el és haladta meg a karszt telítettsége az átlagot, addig a legkisebb telítettségű értékek olvashatók le a 9. ábráról. Ez a karszt járatainak igen lassú, sokéves töltődését mutatja, mivel az elemi blokkok feltöltődése, illetve leürülése hosszú időt igényel.

Összefoglalás

Munkánkban az Aggteleki-karszt öt Jósavő környéki forrásának mintegy 20-30 évre kiterjedő napi átlagos vízhozam idősorait vizsgáltuk egyedi matematikai módszerrel, az S-Plus statisztikai programcsomag segítségével. A féllogaritmikus skálán ábrázolt vízhozam értékekre regressziós egyenesek illesztése történt - a legkisebb négyzetes eltérések elve alapján - és a program ábrázolta a pontról-pontra illesztett meredekséget és szórásnégyzetet. Trendszerű változásukból következtettünk az adott járatszélességű csatornák kiürülésére. A vizsgálat során az első 3 tárolórendszer kiürülési idejének elemzésével foglalkoztunk és meghatároztuk az öt vizsgált forrás esetében az apadási görbe töréspontjainak idejét. Ezáltal az idősort befolyásoló hatások összességére jellemző specifikus eredményeket kaptunk.

A zavaró hatások – elsősorban a szivornya-tevékenység – kiküszöbölése érdekében létrehoztuk az egyes források kiürülési görbéinek sokéves átlagát, amelyekre szintén alkalmaztuk a regressziós egyenesek illesztésének módszerét. Ebből a tárolórendszerek általános vízföldtani tulajdonságaira lehetett következtetni.

A karszt telítettség sokévi változásának kimutatása céljából kiszámítottuk a Kis-Tohonya- és a Komlós-forrás kiürülési vízhozam idősorainak normált értékeit, majd azok sokéves átlagát képeztük és vizsgáltuk az egyes évek idősorainak ettől mért átlagos eltérését.

Százalékosan kifejezhető, hogy a hosszan tartó, csapadékos évek után telített a karszt, viszont a csapadékmentes éveket követően, amikor gyakorlatilag a nyári hónapok teljesen szárazak, a karszt telítetlenné válik. Ez a karszt legkisebb járatrendszerének igen lassú, sokéves töltődését mutatja.

IRODALOM

MAUCHA L. (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai (1958-1993), A VITUKI Rt. Hidrológiai Intézete, Kiadv. az OTKA támogatásával

MAUCHA L. (2002): Az Aggteleki-karsztvidék nagyobb forrásainak kiürülési viszonyai. – Karsztfejlődés VII., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 105-128.

**AZ AGGTELEKI-KARSZT NAGY FORRÁSAINAK ÉS A
BARADLA- ILLETVE A BÉKE-BARLANGBAN A JÁRATTALP
ALATT ÉSZLELT VIZEK KÉMIAI ÖSSZETEVŐINEK VIZSGÁ-
LATA TÖBBVÁLTOZÓS ADATELEMZŐ MÓDSZEREKKEL**

KOVÁCS JÓZSEF¹-VID GÁBOR²-MAUCHA LÁSZLÓ³-BERÉNYI
ÜVEGES JUDIT⁴-IZÁPY GÁBOR⁵

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Alkalmazott és Környezetföldtani
Tanszék, Budapest, Pázmány P. sétány 1/c. kovacs.jozsef@geology.elte.hu

²Budapest, Külső-Szilágyi út 110. vidg@vidg.hu

³Vízgazdálkodási Kutató Kht., 1095 Budapest, Kvassay J. u. 1.,
maucha@vituki.hu

⁴Növény- és Talajvédelmi Központi Szolgálat, Budapest, Budaörsi út 141.
buj@spike.fa.gau.hu

⁵Hydrosys kft, 1094 Budapest, Viola u. 6. izapy@hydrosys.hu

Abstract: László Maucha and his co-workers regularly analyzed the chemical composition of the water in the big karst springs of Aggtelek-karst between 1981-83 (Baradla rövid-alsó barlang, Jósua-forrás, Szabó-kút, Nagy Tohonya-forrás, Kis Tohonya-forrás, Lófej-forrás, Komlós-forrás, Babot-kút). In years 2002-2004, Gábor Vid and his co-workers observed water in their bore-holes in the Baradla- and Béke-cave. The goal of their present work was to examine the similarities of their water-samples from the deposit of the mentioned caves and the water-samples from the big karst springs of the Aggtelek-karst. For executing this analysis, we used up-to-date mathematical methods e.g. cluster analysis and multidimensional scaling. The results meet our expectations. Based on our analysis, the big springs of the Aggtelek-karst can be categorized into two big cluster according to their chemical composition, and out samples from the bore-holes belonged to the cluster expected by us based on the knowledge about the geological environment.

Előzmények

2004-ben a Baradla-barlangban, az “Olimposzon” végzett fúrásunk során - hasonlóan az elmúlt évben a Béke-barlang 86-os alappontjánál végzett fúráshoz - vizet észleltünk. A fúrást béléscsővezetük, szűrőztük. Ezzel egy időtálló észlelő kutat alakítottunk ki (BERÉNYI *et. al.* 2005). Vízkémiai vizsgálatok céljára ebből a „Kútnak” elnevezett, béléscsővezett, szűrőzött fúrólukból és a közelében található, egy korábbi kutatás során készített „Gödörből”, továbbá a Béke-barlang 86-os pontjánál 2003-ban készített fúrásunkból (BERÉNYI *et al.* 2004) egy-egy mintát vettünk. Ezeket a Bács-Kiskun megyei Növény- és Talajvédelmi Szolgálat Talajvédelmi Laboratóriuma vizsgálta. Mivel összesen csak egy-egy minta állt rendelkezésünkre, amely komolyabb következtetések levonásához nem elegendő, ezért a leg-

korszerűbb matematikai módszerekkel próbáltunk a rendelkezésre álló adatokból a lehető legtöbb információhoz jutni. A további kutatások irányvonalának meghatározásához szükségünk volt arra, hogy megtudjuk, hogy ezek a vízminták az aggteleki karszt mely vizeivel mutatnak rokonságot. Célunk az volt, hogy megállapítsuk, hogy a barlangban vett vízmintáink több kémiai komponens alapján milyen hasonlóságot mutatnak az Aggteleki Karszt egyes forrásaiban a felszínre törő vizekkel, valamint megállapítsuk, hogy a barlangi patak mederkitöltő üledékben található vizek mennyire hasonlítanak az adott barlangokhoz tartozó forrásokban (Jósva-forrás és Alsó-barlang, illetve a Komlós -forrás) felszínre törő vizekéhez. Ennek meghatározásához sokváltozós adatelemző módszereket vettünk igénybe. Vizsgálatainkhoz Maucha Lászlónak a terület forrásaiban 1981-1983 között végzett vizsgálatosorozatának eredményeit használtuk fel (MAUCHA 1998).

A rendelkezésre álló adatok bemutatása

I. táblázat
Table I.

A rendelkezésre álló adatok számának bemutatása (vizsgált jellemzők száma)
Representation of the count of the accessible parameters

forrás	jele	összes minta száma	vízhozam	víz hőmérséklet	vezetőképesség	pH	összes keménység	lágosság	Ca	Mg	NH	HCO ₃	CL	SO ₂	NO ₃	NO ₂	felhasznált adatok száma
Szabó-kút	SZAB	150	81	100	148	135	147	148	147	147	1	148	1	0	93	1	79
Alsó-barlang	ALSO	198	10	183	194	171	187	190	188	187	38	190	33	2	136	38	111
Nagy tohonya-f.	NAGY	165	165	160	163	145	157	156	157	157	6	156	0	0	101	6	88
Lófej-f.	LOFE	128	128	120	128	115	119	118	119	119	4	118	0	0	91	1	76
Komlós-f.	KOML	168	168	159	165	137	164	165	163	163	11	165	1	0	99	8	79
Kis Tohonya-f.	KIST	189	189	165	188	161	183	185	184	183	19	185	2	0	78	16	63
Jósva-forrás	JOSV	200	200	185	197	167	189	190	189	189	41	190	34	2	136	40	112
Babot-kút	BABO	85	73	77	83	77	81	82	82	81	1	82	0	0	44	0	38

Az *I. táblázatban* bemutatjuk MAUCHA (1998) által vett minták helyét, ezekhez az általunk használt négybetűs kódot, a vizsgált kémiai paramétereiket és azt, hogy egy adott paramétert egy adott forrásban hányszor vizsgáltak, azaz a rendelkezésre álló adatok darabszámát.

A táblázat alapján meg lehetett határozni azokat a paramétereiket, amelyekről a legnagyobb számban rendelkezünk mért adattal. Ennek azért volt jelentősége, mert az általunk használt sokváltozós matematikai módszerek megkövetelik, hogy a vizsgálatba bevont minták mindegyike rendelkezzen minden paraméter mért értékével. Így a további számításokhoz a vezetőképeség, pH, összes keménység, Ca, Mg, HCO₃ és az NO₃ koncentráció paramétereiket használtuk fel. A további feldolgozáshoz megfelelő minták számát tartalmazza a táblázat utolsó oszlopa. Itt jegyezzük meg, hogy a számítások során az egy időpontban mért kémiai paramétereiket a forrás kódjával és a mérés dátumával azonosítottuk.

Az általunk vizsgált jellemzők szerinti legfontosabb áttekintő adatok a következők

Több statisztikát is kiszámoltunk a mért paramétereiből. Így az átlagot, szórást, mediánt, legkisebb, legnagyobb értéket (ezek közül az átlagot mutatjuk be a *II. táblázatban*). Bár mindegyik hasznos információt közöl, de egyik sem világítja meg azt, hogy mennyire is változékonyságok a mért paraméterek. A mért paraméterek változékonyságának ismeretére szükségünk van, hiszen ezek ismeretében eldönthetjük, hogy az általunk egyszer mintázott vizeket milyen biztonsággal tudjuk elhelyezni vízkémiai szempontból az Aggteleki Karszt forrásai és víznyerő helyei között. Ezért kiszámítottuk az úgynevezett variációs tényezőt, mely megadja az adott paraméter változékonyságát, más szavakkal azt, hogy az adatok az átlag hány százalékával térnek el átlagosan az átlagtól (*FÜST 1999, III. táblázat*)

Megállapítható, hogy a legnagyobb variációs tényezője – mindegyik paraméter! – esetében az Alsó-barlangnak van. Ha azt vizsgáljuk, hogy melyik paraméter a legváltozékonyságú átlagosan, akkor megállapítható, hogy a nitrát az, százalékosan kifejezve: 24%. Ez az adat visszatükrözi, hogy mennyire veszélyeztetett a karszt a szennyeződésekkel szemben. Második legváltozékonyságú paraméter a magnézium, 20%-kal. Összehasonlítva ezeket az adatokat a pH-val (1,4%) vagy a fajlagos vezetőképeséssel (4,7), jelentős különbségeket láthatunk.

II. táblázat
Table II.

A mért jellemzők átlag értékei
Means of the measured values for the parameters

forrás	vezetőképesség [$\mu\text{s}/\text{cm}$]	pH	összes keménység [mg/l]	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	HCO_3 [mg/l]	NO_3 [mg/l]
Alsó-barlang	548,56	7,75	188,40	121,98	7,94	382,85	6,43
Babot-kút	616,26	7,15	218,97	107,61	29,39	445,79	2,36
Jósva-forrás	530,36	7,21	175,50	110,57	9,35	354,89	11,73
Kis Tohonya-f.	622,73	7,26	219,43	115,33	25,24	434,27	2,70
Komlós-f.	560,59	7,33	188,18	120,90	8,41	375,28	2,67
Lófej-f.	615,33	7,26	216,49	118,64	22,38	427,55	1,09
Nagy tohonya-f.	584,34	7,22	204,05	112,85	20,20	406,56	3,64
Szabó-kút	582,22	7,28	203,48	101,95	26,59	415,51	8,30

III. táblázat
Table III.

A mért jellemzők variációs tényezői
Coefficient of variation of the measured values for the parameters

forrás	vezetőképesség [$\mu\text{s}/\text{cm}$]	pH	összes keménység [mg/l]	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	HCO_3 [mg/l]	NO_3 [mg/l]
Alsó-barlang	0,120	0,028	0,147	0,160	0,376	0,163	0,367
Babot-kút	0,046	0,010	0,039	0,160	0,235	0,029	0,189
Jósva-forrás	0,057	0,011	0,058	0,068	0,190	0,067	0,154
Kis Tohonya-f.	0,019	0,011	0,021	0,077	0,195	0,023	0,369
Komlós-f.	0,069	0,017	0,069	0,086	0,240	0,075	0,232
Lófej-f.	0,016	0,013	0,027	0,026	0,106	0,024	0,191
Nagy tohonya-f.	0,018	0,013	0,014	0,059	0,197	0,027	0,219
Szabó-kút	0,033	0,014	0,033	0,071	0,084	0,035	0,204

IV. táblázat
Table IV.

A mért jellemzők korrelációs mátrixa
Correlation matrix of the measured values for the parameters

	vezetőképesség [$\mu\text{s}/\text{cm}$]	pH	összes keménység [mg/l]	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	HCO_3 [mg/l]	NO_3 [mg/l]
Vezetőképesség [$\mu\text{s}/\text{cm}$]	1						
pH	-0,11	1					
Összes keménység [mg/l]	0,93	-0,11	1				
Ca [mg/l]	0,48	0,33	0,45	1			
Mg [mg/l]	0,51	-0,40	0,61	-0,43	1		
HCO_3 [mg/l]	0,88	-0,06	0,95	0,41	0,60	1	
NO_3 [mg/l]	-0,62	0,04	-0,65	-0,39	-0,31	-0,57	1

V. táblázat
Table V.

Lófej – forrás paramétereinek mediánjai és hozzájuk tartozó időpontok mérési adatai (a Ca adatok alapján)
Medians for the parameters of the Lófej – forrás with the corresponding date and measured values (based on the Ca values)

	vezetőképesség [$\mu\text{s}/\text{cm}$]	pH	összes keménység [mg/l]	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	HCO_3 [mg/l]	NO_3 [mg/l]
Lófej 1981.11.09	603	7.28	216	118	22	427	1,0
Lófej 1982.08.30	608	7.26	214	118	22	428	1,0
Lófej 1982.09.27	608	7.29	214	118	22	430	1.2
Lófej 1982.11.15	618	7.31	217	118	23	430	1.3
Lófej 1983.08.29	614	7.20	219	118	24	429	0.9
Lófej 1983.09.12	611	7.20	221	118	24	432	0.8
Lófej 1983.10.03	612	7.20	218	118	23	425	1,0
Lófej 1983.10.10	608	7.20	219	118	24	425	1,0
Medián (Lófej forrás összes adatára)	614	7.25	217	118	23	428	1,0

Elkészítettük az egyes paraméterek korrelációs mátrixát (*IV. táblázat*) az összes mért mintavételi helyre és paraméterre. Az $|0,7|$ alatti korrelációs együtthatót (ezt a kizárólag lineáris kapcsolatot mérő, a matematikai statisztikában használt módszerrel határoztuk meg) korrelációs egy már nem tekintettük jelentősnek, mivel a lineáris kapcsolat fennállása már ekkor is alatta marad 50%-nak (*FÜST* 1999). Amennyiben ilyen szempont szerint értékeljük a sztochasztikus kapcsolatokat, látható, hogy a fajlagos vezetőképesség szoros lineáris kapcsolatban van az összes-keménységgel és a hidrogén-karbonát koncentrációval. Ez a szoros korreláció nem váratlan, hiszen a vizek vezetőképességét az oldott anyagok határozzák meg, és esetünkben – karsztvízről lévén szó – az összes-keménység és a hidrogén-karbonát koncentráció mutatja meg leginkább az oldott anyag tartalmát. Ugyanakkor a kalcium és a magnézium koncentráció csak gyenge kapcsolati viszonyt jelez. A pH a mért paraméterekkel gyakorlatilag korrelálatlan.

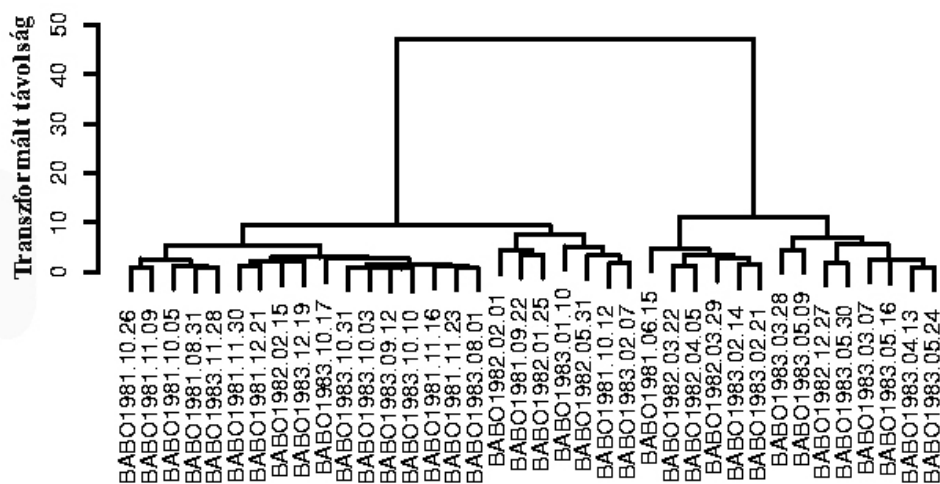
Vizsgáljuk meg az adatokat egy másik statisztikai módszerrel is. Kiszámoltuk minden forrásnak, minden paraméterére a mediánt. Példaként a Lófej-forrás esetét mutatjuk be. Az *V. táblázat* legalsó sora tartalmazza a számított medián értékeket. Ezeket a mintavételezési idővel és az akkor mért egyéb paraméterek értékeivel együtt visszakerestük az idősorokból. Dőlt félkövér szedéssel jelöltük meg ezek közül azokat az értékeket, amelyek a számított medián értékekkel azonosak. A táblázatból látható, hogy a mediánokból „létrehozott” víz sosem folyt a forrásban, így - bár a források vizének jellemzésére a medián jó tájékoztatást ad, - a mi célunk eléréséhez, vagyis konkrét vizek hasonlóságának a megállapításához, még a variációs tényező figyelembe vételével sem nyújt kellő támpontot. Olyan módszert kellett keresnünk, amivel megállapíthatjuk, hogy az adott forrásban melyik az a minta, ami leginkább jellemzi a forrást, ami tehát valóságban mért paraméterekkel rendelkezik, nem pedig egy olyan „matematikai módszerekkel létrehozott összetétel”, ami sosem lett mérve az adott forrásban. A cél az ún. klaszter analízis módszerével elérhető.

A matematikai módszer és a kapott eredmények

A klaszter analízis

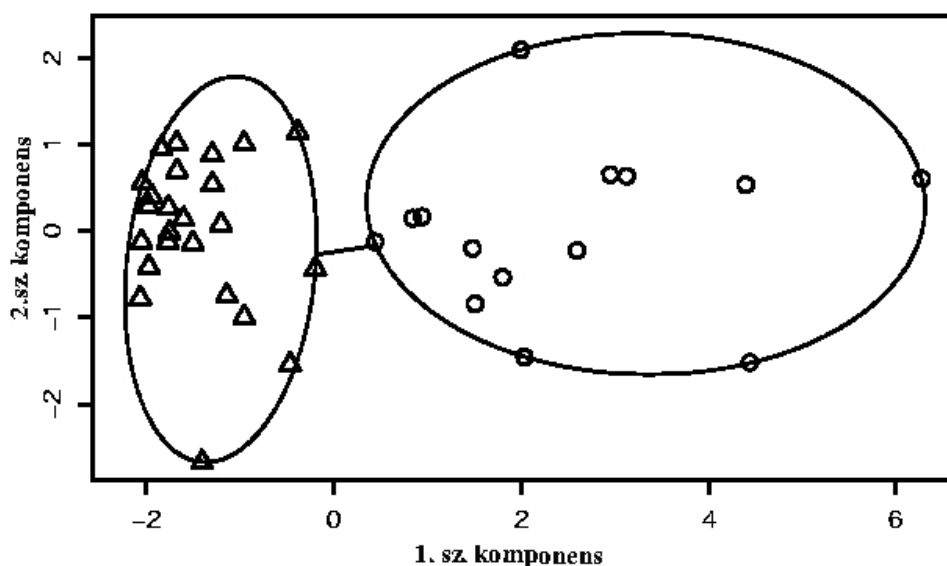
Elméletileg minden egyes mintát a mért paramétere (az ún. valószínűségi változók) alapján egy többdimenziós térben egy ponttal (más megközelítés szerint egy vektorral) lehet ábrázolni. Ahány paramétert mérünk a minták esetén, annyi dimenziós térben dolgozunk. Esetünkben ez egy 7 dimenziós tér. A számítások alapját a pontokból (vektorok) számított ún. távolságmát-

rix adja, ami az összes pontnak az összes ponttól mért távolságaiból áll. Mi az ún. euklideszi távolságot alkalmaztuk, de a módszer nem zárja ki a más módon definiált távolságok alkalmazását. Mivel az egyes tengelyek mentén az eltérő léptékek használata befolyásolná a távolság-számítást, ezért az adatokat célszerű *“normálni”*. A távolságmátrixnak a különböző eljárások szerinti rendezésével a mérési minták csoportokba sorolhatók. A klaszteranalízis ezeknek a csoportoknak a definiálásával és további vizsgálatával foglalkozik. A klaszteranalízisen belül több eljárás csoport ismert, mi két eljárás-csoport módszereit használtuk: az egyik az ún. hierarchikus klaszterezés, a másik az ún. k-középpontú. Mindkét eljárás-csoporton belül nagyon sok eljárás ismert. Az egyes eljárások nagyjából hasonló eredményeket adnak. A két eljárás-csoport lényegesen eltér, hiszen a k-középpontú klaszterezés egyik bemeneti adata a csoportok száma, azaz a mintákat hány csoportba kell besorolni. A csoportok számát más módszerekkel kell meghatározni, pl. a hierarchikus klaszterezés eredményeiből kaphatjuk meg egyéb, szakmai szempontok figyelembe vételével. Első lépésben ezért elvégeztük az egyes források adatainak hierarchikus klaszterezését, aminek ábrájából meghatároztuk, hogy hány csoportba sorolhatóak a minták. A hierarchikus klaszterezést két különböző módszerrel végeztük: az egyik az általánosan elterjedt ún. ward módszer, a másik az úgynevezett divizív módszer. A két módszer kis eltérésekkel azonos eredményt adott. A különbségek a matematikai eljárások különbségéből adódnak. A hierarchikus klaszterezés eredményeként az ún. dendrogramokat kapjuk. Mintaként bemutatjuk a Babot-kút ward módszerrel készített dendrogramját (1. ábra).



1. ábra: Babot-kút mért adatainak ward módszerrel készített dendrogramja
 Figure 1. Dendrogram made by ward method for the parameters of Babot-kút

A csoportok számának meghatározása után a k-középpontú klaszterezés segítségével meghatározható a csoportok középpontja, valamint meghatározható az a minta, amelyik ezt a középpontot megtestesíti. Ezzel számunkra teljesült további vizsgálataink legfontosabb feltétele, miszerint valós, de egy meghatározott csoportot jellemző mintával tudjuk összevetni a három darab mintánkat. A k-középpontú klaszterezés szemléletes bemutatására az ún. sokdimenziós skálázás módszerét használja az általunk választott programcsomag. A módszer lényege, hogy az n-dimenziós vektorteret kettő (vagy a felhasználó döntése alapján lehet három) dimenziós térbe transzformáljuk le. Az 2. ábrán példaként bemutatjuk a Babot-kút mérési adataiból készített kétdimenziós változatot.



Ez a két komponens megmagyarázza a pontok variabilitának 78,48 %-át

2. ábra: Babot-kút adatai „k” középpontú klaszterezésének bemutatása a sokdimenziós skálázás módszerével
 Figure 2. „k”-mean cluster represented by method of multidimensional scaling for the parameters of Babot-kút

A kapott eredmények

A fenti lépés sorozattal minden forrást, kutat olyan mért értékekkel jellemeztük, amelyek reprezentálják a mérések egy – egy csoportját. Az eredményeket a mintavételi hely nevével és időpontjával, valamint a kémiai paraméterekkel a VI. táblázatban mutatjuk be.

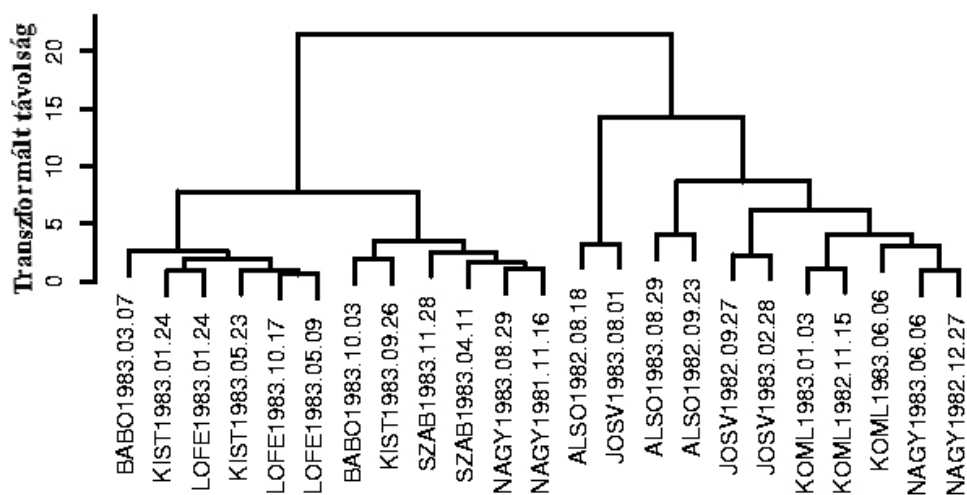
VI. táblázat
Table VI.

Az egyes forrásokra kapott „jellemző” összetételek.
Characteristic composition for the karst-springs

	vezetőképesség [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	pH	összes keménység [mg/l]	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	HCO_3 [mg/l]	NO_3 [mg/l]
ALSO1983.08.29	576	7.85	199	129	8	417	6,0
ALSO1982.08.18	421	7.52	130	82	7	257	11.3
ALSO1982.09.23	532	7.86	180	97	19	367	5.6
BABO1983.03.07	665	7.12	231	123	26	458	2,0
BABO1983.10.03	595	7.16	213	92	37	440	2.7
JOSV1982.09.27	516	7.22	172	107	10	353	12.5
JOSV1983.08.01	455	7.16	146	94	6	297	12.9
JOSV1983.02.28	567	7.20	188	121	8	370	10.1
KIST1983.01.24	621	7.34	219	117	24	432	2.2
KIST1983.09.26	619	7.21	219	107	30	438	3.5
KIST1983.05.23	629	7.19	225	125	22	438	1.7
KOML1983.01.03	537	7.35	178	115	7	347	2.1
KOML1983.06.06	580	7.45	202	132	8	408	2.2
KOML1982.11.15	552	7.27	185	115	10	370	3.2
LOFE1983.10.17	613	7.25	218	117	24	425	1,0
LOFE1983.01.24	616	7.40	215	121	20	425	1.2
LOFE1983.05.09	620	7.21	223	121	24	432	1,0
NAGY1983.06.06	581	7.16	208	119	19	408	2.6
NAGY1983.08.29	578	7.18	205	110	22	410	3.9
NAGY1981.11.16	581	7.32	204	106	24	414	4.5
NAGY1982.12.27	594	7.20	203	121	14	393	2.4
SZAB1983.04.11	593	7.15	213	115	23	437	6,0
SZAB1983.11.28	577	7.28	200	99	27	414	9.3

A következő lépésben a korábbiakban kapott jellemző értékekkel újra elvégeztük a csoportosítást. Erre azért volt szükség, hogy mintegy visszaellenőrizzük, hogy hasonló képet kapunk-e, mint amit eddig az Aggteleki

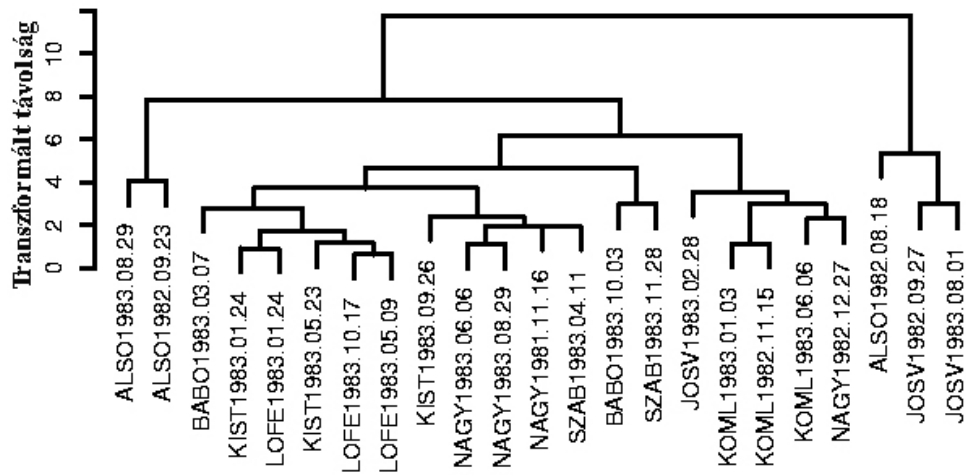
Karszt kutatói feltártak a vízmintavételi helyek vízgyűjtőiről. Az eredményekből (3-4. ábra) jól látható, hogy egy csoportot képez a Jósva-forrás, Alsóbarlang és a Komlós-forrás, és egy másik csoportot képez a Kistohonya- és Lófej-forrás, valamint a Szabó- és Babot-kút. A Nagytohonya-forrás mindkét csoport adataival mutat rokonságot, egyes időpontokban az egyik, más időpontokban a másik vízgyűjtő terület forrásaihoz áll kémiai közelebb. A Nagytohonya-forrás esetén a variabilitással magyarázható ez az eredmény. A pontos okok feltárása, miszerint miért kerültek két eltérő csoportba a Nagytohonya-forrás adatai, további vizsgálatokat igényelnek. Megjegyezzük, hogy az eltérő klaszterezési módszerek eltérő eredményeket adtak a Nagytohonya-forrás esetén, hiszen a k-középpontú klaszterezésben ezt a viselkedést nem látjuk (5. ábra), ez is alátámasztja azt, hogy érdemes ezt a kérdést is tovább vizsgálni.



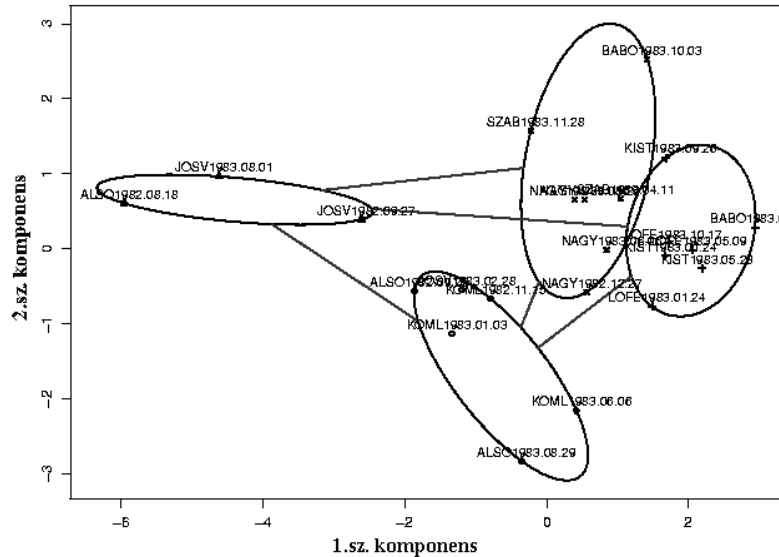
3. ábra: Az egyes források „jellemző” összetételei alapján ward módszerrel készített dendrogram
 Figure 3. Dendrogram made by ward method for the characteristic parameters of the springs

Mivel a klaszteranalízisből kapott eredményeket megfelelőnek tartottuk, elvégeztük a vizsgálatot úgy is, hogy az adatok közé betettük az ún. „jellemző” értékeket, valamint az általunk vett három minta elemzéseinek adatait. Az eredményeket 6-8. ábrán mutatjuk be, melyből megállapítható, hogy a három általunk észlelt víz a Jósva-forrásban, Alsó-barlangban és a Komlós-forrásban mért vizek jellemző értékei közé tartozik. Megjegyezzük

zük, hogy itt jól megfigyelhető a klaszter analízis érzékenysége, hiszen ezen ábrákon jól megfigyelhető, hogy a Nagy Tohonya-forrás már egyértelműen másik csoportba került.

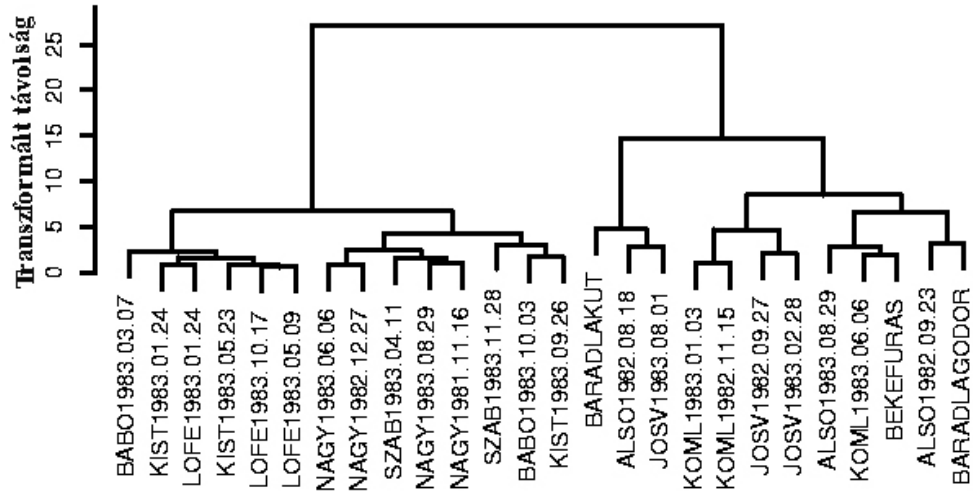


4. ábra: Az egyes források „jellemző” összetételei alapján divizív módszerrel készített dendrogram
Figure 4. Dendrogram made by divisive hierarchical clustering method for the characteristic parameters of the springs



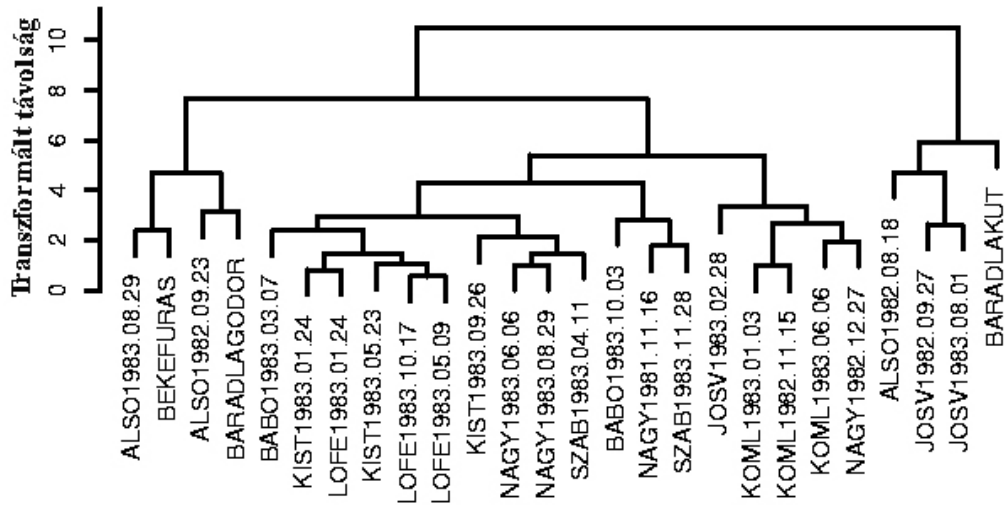
Ez a két komponens megmagyarázza a pontok variabilitásának 82,91 %-át

5. ábra: Az egyes források „jellemző” összetételei alapján „k” középpontú klaszterezése, a bemutatás a sok-dimenziós skálázás módszerével
Figure 5. „k”-mean cluster represented by method of multidimensional scaling for the characteristic parameters of the springs



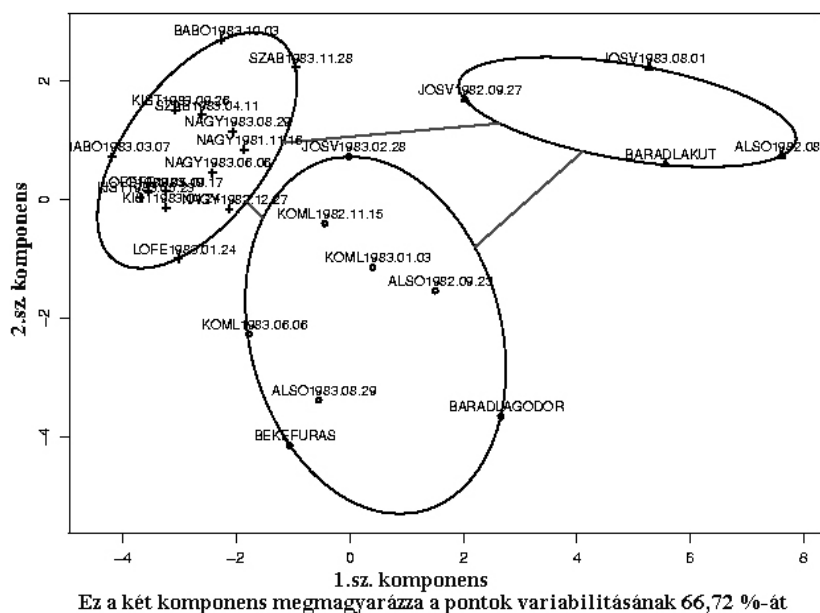
6. ábra: Az egyes források „jellemző” összetételei és az általunk vizsgált három minta ward módszerrel készített dendrogramja

Figure 6. Dendrogram made by ward method for the characteristic parameters of the springs and our three samples



7. ábra: Az egyes források „jellemző” összetételei és az általunk vizsgált három minta divizív módszerrel készített dendrogramja

Figure 7. Dendrogram made by divisive hierarchical clustering method for the characteristic parameters of the springs and our three samples



8. ábra: Az egyes források „jellemző” összetételei és az általunk vizsgált három minta „k” középpontú klaszterezése, a bemutatás sokdimenziós skálázás módszerével
 Figure 8. „k”-mean cluster represented by method of multidimensional scaling for the characteristic parameters of the springs and our three samples

Az eredmények összefoglalása

A cél az volt, hogy három különböző helyről származó egy-egy barlangi vízmintát elhelyezzünk a Aggteleki karszt vízgyűjtő területeinek valamelyikében. Rendelkezésünkre álltak az Aggteleki karszt vízgyűjtő területén található források vízkémiai idősorai. A hierarchikus és k-középpontú klaszter analízis és sokdimenziós skálázás együttes alkalmazásával meghatározhatóak voltak a hasonló források csoportjai, amely csoportok természetesen egybe vágtak a korábban más módszerekkel meghatározott vízgyűjtő területekkel. Ezen csoportokba az ismert geológiai háttérrel szintén megegyezően sikerült elhelyeznünk az általunk vett és elemzett három vízmintát. Ezzel meghatározhatóvá vált a barlangban lévő víz hovatartozása és szoros rokonsága a forrásban felszínre törő vizekkel.

A továbbiakban szükséges meghatározni az optimális mintavételezési gyakoriságot, amihez a geostatistika alapfüggvényét a variogram függvényt kívánjuk felhasználni.

Köszönetnyilvánítás

Ez úton köszönjük az Aggteleki Nemzeti Parknak kutatásunk támogatását, a Bács-Kiskun megyei Növény- és Talajvédelmi Szolgálat Talajvédelmi Laboratóriumának kiemelten Szegény Zsigmondnak a laboratóriumi vizsgálatokat. Hertelendy Zoltánnak, Berényi Üveges Istvánnak és Berényi Üveges Katalinnak a terepi mintavételekben történő közreműködését.

IRODALOM

BERÉNYI ÜVEGES I.–BERÉNYI ÜVEGES J.–VID G. (2005): Járattalp alatti vízészlelés a Baradla-barlangban – Karsztfelődés X. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 123-129.

BERÉNYI ÜVEGES J.–BERÉNYI ÜVEGES I.–LOVAS GY.–VID G. (2004): Vizsgálatok a Baradla- és a Béke-barlang kitöltéseiben - Karsztfelődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék Szombathely 2004.

FÜST A. (1999): Geostatisztika - Egyetemi jegyzet, Eötvös kiadó Budapest

MAUCHA L. (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai (1958-1993) - A VITUKI Rt. Hidrológiai Intézete, Kiadva az OTKA támogatásával

JÁRATTALP ALATTI VÍZÉSZLELÉS A BARADLA- BARLANGBAN

BERÉNYI ÜVEGES ISTVÁN¹, BERÉNYI ÜVEGES JUDIT²,
VID GÁBOR³

¹Dél-Dunántúli Vízügyi Igazgatóság, Pécs, Köztársaság tér 7.
berenyi.vizgazd@ddvizig.hu

²Növény- és Talajvédelmi Központi Szolgálat, Budapest, Budaörsi út
141. buj@spike.fa.gau.hu

³Budapest, Külső-Szilágyi út 110. vidg@vidg.hu

Abstract: In order to install a radon measuring device and gain information on the sediments a new drilling was carried out in the Baradla cave on the „Olimposz hill” next to the intermittent stream. The borehole was 6,46 m deep. Most of the sediments identified were lean clay according to the soil mechanics classification. Groundwater was detected in the borehole. After installing the stabilization tubes the groundwater level was 262 cm which is 91 cm deeper than the water in the exploration pit which was dug earlier by other experts in the bed of the stream. Later the groundwater level varied between 236-295 cm. The results of the inverse pumping test indicates that the filtration coefficient is very low.

Bevezetés

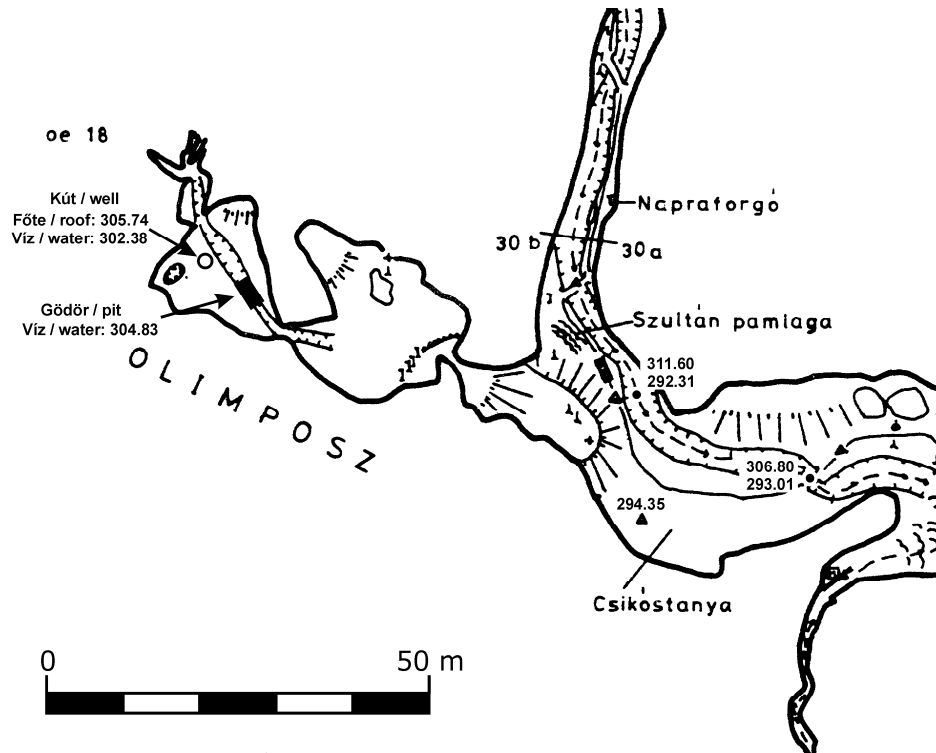
Kutatócsoportunk az Aggteleki Karszt barlangjaiban (Baradla és Béke) 2002-ben kezdte a barlangi üledék-kitöltések vizsgálatát. A vizsgálatokhoz a járatszinten, a patakmederből és az oldalakon felhalmozódott üledékekből is vettünk mintákat, és kísérletet tettünk hagyományos, kézi fúróberendezés alkalmazásával mélyebb szintről származó üledékek begyűjtésére is. Első eredményeinket a 2004. évi Karsztfelődési Konferencián ismertettük. (BERÉNYI *et al.* 2004, BURJÁN *et. al.* 2003)

Olimposzon végzett fúrás tapasztalatai

A helyszín kiválasztása

A Baradlát kitöltő üledékek jobb megismerése, valamint München átjárónál telepített radonmérő berendezéshez hasonló eszköz telepítése során merült fel az Olimposzon egy kutatófúrás létesítésének lehetősége. A helyszín kiválasztása mellett szólt az, hogy ott a vízfolyás medre finomszemű üledékbe mélyült, és egy kutatógödörrel a rétegsor feltárását elődeink már

megkezdtek. Előzetes helyszíni bejárásaink során feltételeztük, hogy itt is viszonylag vastag üledékréteg tölti ki a járatot (1. ábra).



1. ábra: A Baradla-barlang "Olimposz" fúrás helyszín rajza a megadott magasságok Balti alapszintben értendőek, a felül lévő számok a főte, az alul lévő számok a járatp, illetve a nyugalmi vízszint adatok.
Fig. 1. Baradla-cave "Olimposz", location of the well with height above Balti-sea. The upper numbers is height of roof, lower numbers is the under side or water level. (Ország et al. 1989)

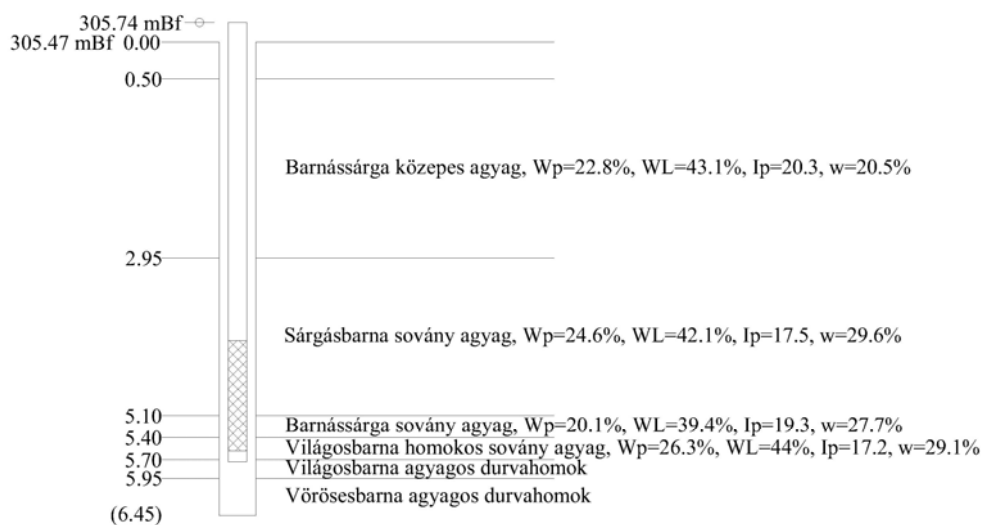
A mintavételezés fúrással és a „figyelőkút kialakítása”

7 főnyi fúrócsapatunk 2004. május 16.-án kezdte meg a feltárást a két időszakos vízfolyás közti földnyelven. Tájékoztatásul elmondjuk, hogy fúró felszerelésünk forgatófejből, rudazatból, egy 55 mm átmérőjű spirálfúróból, valamint egy 40 mm-es kiszúróhengerek vételére alkalmas mintázóból állt. Ennek megfelelően a spirál lehajtása és kiemelése eleinte egy, a fúrás végzetével már 4 markos legény közreműködését igényelte. A kiemelt anyag elsődleges leírása és mintavétele a fúrással párhuzamosan történt.

A fúrás közben az első napon észleltünk nedvesedést, a fúrás másnapi folytatásakor –3,80 m-es talpmélységnél (301,67 mBf) 346 cm mélység-

ben (302,01 mBf) mértük a beállt vízszintet. Ez egyértelműen jelezte az üledékben lévő vízrendszer jelenlétét, mert a furatba a mélyebb szinten alig csordogáló patakból közvetlen vízbefolyás nem volt lehetséges. A fúrás munkát - annak egyre időigényesebb volta miatt- 2004. május 16.-án 5,38 m mélységű fúrástalppal (300.40 mBf) voltunk kénytelenek abbahagyni.

A folytatáshoz szükséges személyi-és eszközfeltételeket 2004. június 26.-ra sikerült biztosítani. Ennek során észleltük, hogy a furat közel 1,5 m hosszúságban feliszapolódott. A furatot kitisztítottuk, felbővítettük, és 6 m hosszúságú, 1,5 m szakaszon perforált, 60/50 mm átmérőjű műanyag bélés-csővet építettünk be. A csövet 27 cm kiállással sikerült lerakni, a csőperem magassága 305.74 mBf a későbbi szintezés szerint. A béléscső védelme mellett sikerült a fúrás tovább mélyíteni. Ennek során harántoltuk a kötött rétegeket, majd a fúrás 6,46 m mélységben (299,02 mBf) kötörmelékös, durvaszemű, agyagos homokrétegben elakadt. A fúrászelvényt a 2. ábrán mutatjuk be, a rétegek megnevezése részben laboratóriumi azonosító vizsgálatok, részben helyszíni leírás alapján történt, néhány laboratóriumi vizsgálati eredmény még nem áll rendelkezésre.



2. ábra: A fúrás szelvénye
Fig. 2. Bore-hole

A kialakított figyelőkútban, és a közelében található korábbi kutató-gödörben összegyűlt vízből vízkémiai vizsgálatok céljára vízmintát vettünk. A vízkémiai vizsgálatok eredményeiről külön tanulmányban számolunk be (KOVÁCS *et al.* 2005).

Hidraulikai vizsgálatok

A béléscsővezetett fúrás már alkalmas volt szivárgási vizsgálatok elvégzésére. Az adott viszonyok között elsőként a MAAG-módszert tudtuk alkalmazni, ami a furat feltöltése után a vízszint süllyedésének sebessége alapján teszi lehetővé a réteg k-tényezőjének számítását.

A június 27.-i kísérlet alkalmával a furatban 35 perc után stabilizálódott a vízszint, ennek alapján a réteg szivárgási tényezője $k = 0,00026$ cm/sec ($2,6 \cdot 10^{-6}$ m/sec) mértékűnek adódott. A feltöltéses vizsgálatot szeptember végén ismételtük meg, amikor is a vízszintsüllyedés mértéke nagyobbak mutatkozott, viszont a számított szivárgási tényező értéke az első vizsgálat fele volt. A szakirodalomból kiderült, hogy a kapott eredményeket a furat feliszapolódása is okozhatja. Az újabb ellenőrzést az idei évre tervezzük.

A kutaknál szokásos visszatöltődési próba elvégzéséhez megfelelő szivattyút kellett beszerezni. A hordozható (könnyű) kézi szivattyú elkészítése Hertelendy Zoltán érdeme. Ennek birtokában 2004. július 17.-én a víz-mintavétel után, összesen kb. 5 l víz kiszívása után a szivattyú már sűrű iszapot hozott a felszínre.

A leszívott vízszint gyakorlatilag egy óra alatt egyetlen cm-t sem emelkedett, és 23 óra elteltével is csak 32 cm volt a vízszint emelkedése. Ez a tény a feltöltési próbák során meghatározott, igen alacsony szivárgási tényező helyességét támasztja alá.

Kutatásunk során alkalmanként mérjük a kútban a vízszintet, ami jól megfigyelhető ingadozást mutat. A mért vízszintingadozás 35 cm-en belül változik, kiértékeléséhez hosszabb adatsort tartunk szükségesnek.

Tudomásunk van más barlangot kitöltő üledékben szivárgó vízre utaló jelenségről is. A Béke-barlang üledékeinek vizsgálata során mélyített fúrásaink közül kettőben is észleltük víz jelentkezését.

Vizsgálati eredményeinkből az alábbi következtetések vonhatók le

- A patakos barlangok egy részében a vastag üledékekkel kitöltött szakaszokon a patak víz-rendszere alatt, és a telített repedéshálózatban szivárgó víz között egy külön vízrendszer található.
- A kitöltésekben a szivárgási tényező alacsony mértéke miatt az áramlás igen lassú.
- A kitöltésben szivárgó vízrendszer időszakos vízszintváltozásai egyértelműen mérhetők.

- Az üledékben található víz viselkedése szempontjából a felszíni körülmények közötti talajvízzel rokon, ezért megnevezésére Maucha László tanácsára a „*barlangi talajvíz*” megnevezést javasoljuk.

Köszönetnyilvánítás

Végezetül köszönetet mondunk az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóságának és munkatársainak a kutatási feltételek biztosításáért, Varga Andrásnak (ELTE Alkalmazott Földtan Tanszék) Rihmer Kálmán (SOLIFORM Kft) és Szegény Zsigmondnak (Bács-Kiskun Megyei Növény és Talajvédelmi Szolgálat Talajvédelmi Laboratóriuma) laboratóriumi vizsgálatokért, valamint Berényi Üveges Katalin, Hertelendy Zoltán, Kovács Dániel, Kulcsár Balázs, Margittai Piroska, Moravszky József, Staub Klára, Suskó Zoltán, Tóth István Zoltán, a mintavételekben és helyszíni vizsgálatokban nyújtott segítségért.

IRODALOM

BERÉNYI ÜVEGES J.-BERÉNYI ÜVEGES I.-LOVAS GY.-VID G. (2004): Vizsgálatok a Baradla- és Béke-barlang kitöltéseiben - Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.311-321

BURJÁN ZS.-VID G. (2003): Radon potenciális forrásásványainak vizsgálata a Baradla-barlang kitöltéseiben - Kézirat

KOVÁCS J.-VID G.-MAUCHA L.-BERÉNYI ÜVEGES J. (2005): Az Aggteleki-karszt nagy forrásainak és a Baradla- illetve a Béke-barlangban a járat-talp alatt észlelt vizek kémiai összetevőinek vizsgálata többváltozós adatelemző módszerekkel - Karsztfejlődés X. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 109-122.

ORSZÁG GY.-VID Ö.-SZILÁGYI F.-VÉGH ZS.-GYURICZA GY.-FRUNYÓ E.-TÓTH ZS. (1989): Baradla-barlang 1:1000 - Magyarország barlangtérképei 7. kötet, MKBT, Budapest

RÓMAI KORI VÍZNYERŐ HELYEK KUTATÁSÁNAK TAPASZTALATAI VESZPRÉM MEGYÉBEN¹

PALÁGYI SYLVIA¹ – SZABÓ ADRIENN¹ – CSIRKE ORSOLYA¹ –
BARTA KÁROLY² – VASSÁNYI ISTVÁN³

¹Laczkó Dezső Múzeum, Veszprém-8200, Erzsébet sétány 1.
palagyi@vmmuzeum.hu

²SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged-6722,
Egyetem u. 2. barta@earth.geo.u-szeged.hu

³VE Információs Rendszerek Tanszék, Veszprém-8200, Egyetem u. 10.
vassanyi@irt.vein.hu

Abstract: There are 92 roman archeological localities around Veszprém in Hungary. The investigation has proposed to identify and characterize their possibilities of water supply. The examined 66 localities can be compartmentalized into 5 categories: settled to the Lake Balaton, to karst springs, to floodplain of smaller rivers, to groundwater emergences on loessy areas and to the rim of smaller rivers. Because of the drastic landscape changes, climate changes and intensive water pumping most of the localities have not any surface water at all.

Bevezetés

Napjaink földrajzi-régészeti kutatásai között egyre nagyobb szerepet kapnak az ősföldrajzi vizsgálatok. Ezek célja nem pusztán az évszázadokkal-évezredekkel ezelőtt élt elődeink életkörülményeinek és természeti környezetüknek a megismerése, hanem ezen ismeretanyag segítségével válik lehetővé a jelenleg is zajló környezeti változások (globális felmelegedés, vízháztartási szélsőségek növekedése, talajerózió, stb.) reális értékelése. Az ősföldrajzi viszonyokra legtöbbször az egykori élővilág megismerésén (pl. palynológia, paleontológia), vagy az üledékképződés jellegének feltárásán (szedimentológia) keresztül tudunk következtetni (KISS *et al.* 1998). A hajdani vízrajzi viszonyok jellemzéséhez rendkívül fontos adalékanyagot szolgáltat a lakóhelyek ismerete, hiszen a történelem előtti időktől kezdve létrejöttükben az egyik legfontosabb telepítő tényező a bőséges és jó minőségű víz volt.

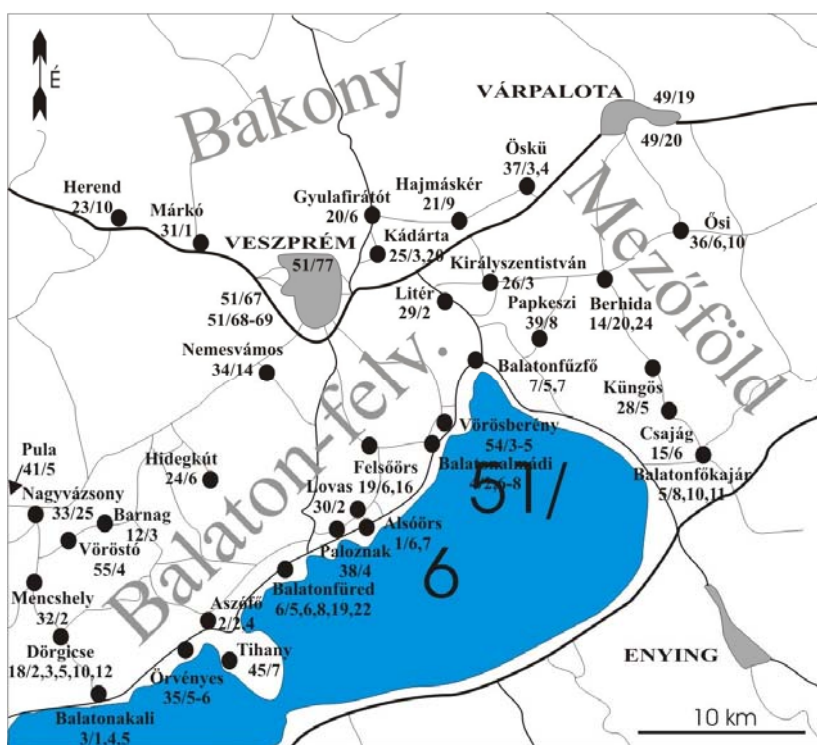
Kutatási célként azt tűztük ki magunk elé, hogy a Közép-Dunántúl ismert római kori lelőhelyeinek beazonosítsuk a víznyerő helyeit, és össze-

¹ A kutatás a 142/2002 nyilvántartási számú IKTA-projekt támogatásával valósult meg.

függést találunk a lakóhelyek mérete és jellege, valamint a vízellátásukat biztosító vízbázisok milyensége között.

A mintaterület jellemzése

A római kori lelőhelyekben rendkívül gazdag területen a kutatás első lépéseként mintaterületül a hajdani veszprémi járást jelöltük ki, amely három élesen elkülönülő tájegységet foglal magába (1. ábra).



1. ábra: A vizsgálatba bevont lelőhelyek településenkénti eloszlása
Fig. 1: Roman archeological localities around Veszprém

Hozzávetőlegesen a járás harmada a Balaton-felvidékhez tartozik, mely legfontosabb geológiai jellemzője, hogy permii vöröshomokkővek és triász karbonátos kőzetek (mészkő, dolomit, márga) építik fel. A Balaton-felvidék veszprémi járásra eső részén a pannon bazalt alárendelt szerepű, csak a Dörgicsei-medence peremén, a Halom-hegyen fordul elő jelentősebb mennyiségben. Vízföldtani szempontból meghatározó szerepe van a vízzáró és víztartó rétegek elhelyezkedésének, miszerint a Balaton-felvidék legmagasabb, középső sávját triász karbonátos összletek alkotják (Mencshely –

Hidegkút – Veszprémi-fennsík vonala). A lehulló csapadék ebben és a maximum néhány méter vastag laza fedő üledékekben (lössz, lejtőtörmelék, stb.) tározódik, illetve áramlik az északi és a déli peremek felé. A víz felszínre lépése sok esetben már a vízvásztó közelében megtörténik, de sokkal gyakoribbak a jóval alacsonyabban fakadó források – nem egyszer a vízzáró kőzeteknek köszönhetően (*BUDAI et al.* 1999a, 1999b).

A veszprémi járás északi és nyugati része a Bakonyvidék középtájához (*ÁDÁM et al.* 1987) tartozik. Mivel a Kab-hegy környékéről egyetlen lelőhelyet sem vontunk be a vizsgálatba, mintaterületünk az Északi-Bakony déli lábát foglalja magába. Hidrológiájára a Magas- és a Keleti-Bakonyból táplálkozó rendkívül bővizű peremi karsztforrások jellemzőek, amelyek a Várpalota – Gyulafirátót – Herend vonalon sorakoznak, illetve sorakoztak.

A területen található harmadik tájegység élesen elüt a fentebb említett, alapvetően karsztos térszínektől. A Mezőföld nyugati csücske már alföldi jellegű táj, bár még viszonylag nagy reliefkülönbségek jellemzik. A döntően pannon üledékekből (Nagyvázsonyi Formáció) és pleisztocén löszből felépülő síkság formakincsét a lapos hátak és a széles deráziós völgyek határozzák meg. A terület erózióbázisát a Séd és a Sárvíz alluviális síkja, a Balaton-medence és a Bürkösréti-patak medencéje (Balatonfőkajártól délre) jelenti (*ÁDÁM et al.* 1958). A Séd és a Sárvízen kívül állandó vízfolyásai nincsenek, a nagyobb völgyek is csak a csapadékosabb periódusokban és a hóolvadás idején szállítanak vizet.

Anyag és módszer

A hajdani veszprémi járásban található 92 római kori régészeti lelőhely (*ÉRI* 1969, *K. PALÁGYI* 2003) közül eddig 66 vizsgálatát végeztük el (*I. ábra*). A leletek döntő többsége szántóföldről vagy építkezésekről került elő, így ma már felszíni nyomát nem találjuk meg, a helyének a beazonosítására pedig kizárólag a térképi koordináták biztosítanak lehetőséget. Ezek az alkalmazott vetületi, illetve koordinátarendszerek változásai miatt sajnos sokszor még a leggondosabb konvertálás ellenére sem adják meg a lelőhelyek pontos helyét (pl. a szentkirályszabadjai Rom-kút esetében az ismert lelőhely és a koordináták által adott helyszín között több száz m-es légvonalbeli távolság van). Ilyen esetekben a lelőhelyet vagy kihagytuk a vizsgálatból, vagy egy közeli, jól azonosítható morfológiai formához (pl. dombtető, völgyfő pereme) kötöttük.

Az 1:10.000-es méretarányú topográfiai térképeken bejelölt lelőhelyek víznyerő helyeire a felszíni topográfia és a rendelkezésre álló geológiai, hidrológiai ismeretanyag (*ÁDÁM et al.* 1958, 1987, *BUDAI et al.* 1999a,

1999b, stb.) alapján következtettünk. Minden egyes lelőhely esetében a vizsgálat elmaradhatatlan részét képezte a terepbejárás, amely legfőbb célja a szakirodalmi tények kontrollálása mellett a jelenlegi hidrológiai viszonyok (pl. vízfolyások, források vízhozamai, állóvizek, vízenyős területek, időszakos vízfolyásokra utaló jelek) jellemzése volt.

Eredmények

A lelőhelyek tipizálása

A 66 lelőhely közül szinte mindegyik vízbázisa jól beazonosítható volt, csak két olyan helyszínnel találkoztunk (21/9, 29/2), ahol felszíni víz jelenlétét már a római időkben sem feltételezhetjük. A lelőhelyek – néhány kivételtől eltekintve – nagyon jól tipizálhatóak a vízbázisuk alapján. Eszerint döntő többségük az alábbi öt kategória valamelyikébe sorolható (*I. táblázat*):

- A Balatonra, vagy kevéssel a Balaton fölött fakadó forrásokra települt lelőhelyek (B). Érdekes megfigyelés, hogy egyetlen olyan villa van (45/7), mely esetében a Balatonon kívül nem tudtunk más vízbázist kimutatni. Még a parti vagy partközeli épületeknél, villáknál is jellemző, hogy a Balatonon kívül egyéb víznyerő helyük is lehetett, mint például peremi leszálló források vagy kisebb vízfolyások. Az ebbe a kategóriába sorolható mindkét település (4/8, 7/5) pedig a beömlő nagyobb patakok (egykori) torkolata közelében található. Jelenleg két lelőhely (2/2, 4/8) víz alatt van, amely fontos adalékot szolgáltat a Balaton vízszintváltozásaira vonatkozóan. A tó vízszintjének kérdésében az autópálya-építésekhez kötődő régészeti feltárások kapcsán számos új információval gyarapodtunk az elmúlt években (*SÜMEGI et al 2004*).

- Karsztforrásokra, vagy karsztforrások által (is) táplált kisebb (max. 1-2 m³/perces), állandó vízhozamú, többségében a Balatonra lefutó patakokra („sédék”) települt lelőhelyek (K). Jól jelzi a veszprémi járás hidrológiai adottságait, hogy ezek a lelőhelyek képviselik kiemelkedően a legnagyobb arányt az összes többi között. Az ide tartozó 24 lelőhely több mint 70 %-a ténylegesen közvetlenül a Balaton vízgyűjtőjén található. Kettő kivételével (18/2, 19/6) ezek a tótól alig néhány száz méterre, maximum 1,5-2 km-re települtek (a Vörösberényi-séd, Lovasi-séd, Örvényesi-séd, Koloska-patak, stb. mentén), a tóra lefutó meredek lejtőre. Az említett két lelőhely meglepően hasonló morfológiai-hidrológiai bélyegeket tükröz: mindkettő olyan völgyszakaszra települt, ahol a Balaton-felvidék legmagasabb vonulatait jelentő felszíni vízválasztótól a Balaton felé induló vízfolyások átréselik a triász karbonátos összletet, bevágódó, meredek falú völgyszakaszokat ala-

kítva ki benne. Vízük ma már csak időszakosan van, de feltételezhetően évezredekkel ezelőtt kristálytisza, bővizű karsztpatakok csobogtak bennük.

A maradék hét lelőhely a Veszprémi-fennsík északi (Kádárta), illetve a Bakony déli lábánál található (Herend, Márkó, Öskü és Inota térségében). Vízkészletüket a fennsík, illetve a hegység gazdag karsztvizét megcsapoló leszálló karsztforrások adták, amelyek mára többnyire elapadtak.

1. táblázat

Table I.

A vizsgált lelőhelyek tipizálása a víznyerő helyük alapján (jelölések magyarázatát ld. a szövegben)

A lelőhelyek kódolását korábbi forrásokból vettük át (ÉRI 1969, K. PALÁGYI 2003)

The main types of the localities (B: settled mainly to the Balaton; K: settled to karst springs or streams originated from karst springs; S: settled to the floodplain of smaller rivers; VF: settled into head of loess valleys; VO: settled to the rim of smaller rivers; Egyéb: others)

The codes of localities are originated from ÉRI 1969 and K. PALÁGYI 2003

	épület	villa	település	össz.
B	1/7, 2/2, 2/4, 3/1, 3/4, 35/6	3/5, 45/7	4/8, 7/5	10
K	4/7, 6/8, 23/10, 25/3, 37/3, 54/4	6/5, 6/6, 6/19, 6/22, 35/5, 49/19	1/6, 4/6, 7/7, 18/2, 19/6, 30/2, 31/1, 37/4, 38/4, 49/20, 54/3, 54/5	24
S	20/6, 51/77	14/20	5/10, 5/11, 15/6, 33/25, 36/6	8
VF	12/3, 18/3, 18/5, 18/12, 19/16, 25/20	24/6, 32/2, 34/14, 36/10	14/24, 18/10, 55/4	13
VO	51/67, 51/68, 51/69	28/5,	41/5	5
Egyéb	4/2, 26/3, 29/2,	5/8, 21/9,	39/8	6
Össz.	26	16	24	66

- Jelentősebb vízfolyások (min. több m³/perces vízhozammal) alluviális, vizenyős síkjára, vagy annak peremére települt lelőhelyek (S). A 8 lelőhely közül 4 a Séd, 3 a Bürkös-réti-patak, egy pedig a Vázsonyi-séd mellett található. Ma az említett három patak már szabályozott, mesterséges mederben folyik, ezért a lelőhelyek többsége az élővíztől nagyobb távolságra került. Egyedül ezen típuson belül haladja meg az 50%-ot a települések részaránya, ami valószínűleg a nagy vízhozamoknak köszönhető, amelyek gyakorlatilag korlátlan vízfelhasználást biztosítottak. Fontos még megemlíteni a Gyulafirátóti-medence északnyugati szegletében található 20/6-os lelőhelyről, hogy a medencében, illetve annak peremein felbukkanó karsztvizek (FUTÓ 2001) legalább ugyanakkora szerepet játszhattak a vízellátásban, mint a Séd vize.

- Lössös és egyéb laza üledékekkel fedett térszín völgyfőiben, vagy völgyfőszerűen kiszélesedő völgyszakaszaiban fakadó karszt- és talajvízforrások, illetve kisebb patakok mellé települt lelőhelyek (VF). E kategória két legtipikusabb képviselője a Mezőföldön van (14/24, 36/10), ahol egy-egy

deráziós fülke, illetve völgykezdemény csekély vízhozamú talajvízforrásai jelenthették a vízbázisukat. A Balaton-felvidékről azokat a lelőhelyeket soroltuk ide, amelyek hasonló morfológiai szituációban, a vízválasztó közvetlen közelében (pl. 24/6, 25/20, 32/2, 34/14), vagy legalábbis a vízhozamok jelentős hányadát adó karbonátos összletekben kialakult völgyszakaszok előtt (pl. Dörgicsei-medence, Felsőörs) találhatóak. Bár ezek némelyikének vizébe karsztvíz is keveredhetett, de viszonylag kis vízgyűjtő területről és kizárólag leszálló jelleggel. Ezért a morfológiai hasonlóságon túlmenően a vízbázisok megbízhatósága (megbízhatatlansága) jelenti a közös vonásukat. Feltételezhetően az ebbe a típusba tartozó településeknek ásott kutakkal is ki kellett egészíteniük vízellátásukat.

- Jelentősebb vízhozamú (néhány 100 l/perctől több m³/percig), meredek falú völgyek oldalába és peremére települt lelőhelyek (VO). Az eddigiektől ezt a típust a vízfolyások mérete és a lelőhelyek környékére jellemző völgyszakaszok morfológiája különíti el. A 28/5-ös a Bürkös-réti-patak, a 41/5-ös a Vázsonyi-séd mellett, a Veszprém környéki lelőhelyek (51/67-69) pedig a Séd és a Tekeres-völgy torkolatának közelében találhatóak.

Hat lelőhely a leírt típusok semelyikébe sem volt belesorolható, ezeket „*egyéb*” címszó alatt tüntettük fel (*I. táblázat*). Ezek között szerepeltetjük azt a kettőt is, amelyeknek semmiféle felszíni víznyerő helyét (forrás, patak, tó) nem sikerült azonosítanunk. Közülük a 21/9-cel jelölt helyszín a Hajmáskér és Öskü közötti dolomítkopáron található. Vizét feltételezhetően a felszín közelében húzódó karsztvízszintig mélyített kutakból nyerhette. A 29/2-es lelőhely Litértől délnyugatra, a Bendola-patak völgyfőjétől néhány száz méterre található, markáns morfológia nélküli lejtős szántóföldön. A topográfiai viszonyokból adódóan mély talajvízszintet feltételezhetünk. Nem zárható ki viszont a Bendola-patak forrásaiból a gravitációs úton történő vízvezetés.

Legérdekesebb morfológiával az 5/8 jelű lelőhely rendelkezik. A Balatonakarattyától kb. 1 km-re keletre lévő villa egy csuszamlás hepéjében található. További vizsgálatokat igényelne annak eldöntése, hogy milyen korú tömegmozgással állunk szembe: az utóbbi ezer év mezőgazdasági művelése eredményezte-e létrejöttét, éppen ezzel tárva fel a leleteket, vagy a rómaiak települtek a jóval idősebb fosszilis csuszamlás belsejébe. Ez utóbbi esetben a csuszamlás következtében fakadó talajvízforrások jelenthették a vízbázist. A növényzet egyébként még ma is a környezeténél nedvesebb térszínre utal.

Általános tapasztalatok

A mintaterület részletes bejárása és a víznyerő helyek beazonosítása során közvetlen szembesülhettünk olyan tényekkel, mint a természetes vízháztartás utóbbi néhány ezer évben bekövetkezett drasztikus megváltozása, illetve a víz és az egyéb telepítő tényezők kapcsolatrendszer. A tapasztalatok alapján az alábbi általános megállapítások tehetők:

- A klímaváltozások, a tájhasználat szerkezetének gyökeres megváltozása és az utóbbi 50 év intenzív vízkitermelése és -felhasználása olyan mélyreható változásokat eredményezett a felszíni és felszín alatti vízháztartásban, hogy a beazonosított víznyerő helyek több mint fele ma már csak időszakosan működik, vagy teljesen száraz, és létre csak morfológiai és hidrogeológiai bizonyítékokat találunk. Kivételt képeznek ez alól a Balatonra, a „sédék”-re (Séd, Nagyvásonyi-séd, Balatonra lefutó sédek, beleértve a Koloskapatatot is) és néhány más karsztforrásra települt lelőhelyek.

A Mezőföldön csak a Séd közelében lévő lelőhelyeknek van ma is állandó felszíni vizük, jól jelezve ezzel azt az óriási változást, amit a több száz éves mezőgazdasági művelés eredményezett: a terület csapadékvisszatartó képességének lecsökkenését, a lefolyási tényező megnövekedését, a források és vízfolyások időszakossá válását.

A Bakony déli lábánál a bővizű karsztforrások eltűnéséért az 1950-es évektől a rendszerváltásig tartó bányászathoz és nehéziparhoz kötődő intenzív vízkiemelést okolhatjuk (SCHMIDT 1961, ÁDÁM *et al.* 1987, FOGARASI 1997), a tájhasználat változása itt jóval kisebb szerepű volt, hiszen a vízgyűjtők jelentős részét még ma is erdők borítják.

A római kori lelőhelyek vízbázisa legnagyobb arányban a Balatonfelvidéken funkcionál még ma is, bár feltételezhető, hogy az itteni vízhozamok is töredékükre estek vissza. A ma is működő, legmegbízhatóbb víznyerő helyek egyértelműen karsztvízbázisúak, mint ahogy a vizsgálatba bevont 24 római kori település fele is karsztforrásra, vagy döntően karsztforrásból táplálkozó vízfolyásra települt (ld. *I. táblázat* 4. oszlopa).

- A víznyerő helyek és a lelőhelyek viszonya alapján is kiderül, hogy a víz közelségénél, illetve a víz gravitációs úton történő szállításának megvalósíthatóságánál jóval fontosabb szempont volt a beláthatóság és a védhetőség. Gyakorlatilag ez azt jelenti, hogy a legtöbb helyen nem közvetlenül a forrás vagy a vízfolyás mellé települtek, sőt mégcsak nem is az árvízszintek feletti legalacsonyabb teraszra vagy építésre alkalmas szintre, hanem jóval magasabbra, a völgyet határoló gerince, hátra vagy dombra. Ugyanakkor nem szabad lebecsülnünk a víz, mint telepítő tényező szerepét sem. Jól illusztrálja ezt az is, hogy a mai települések vízművei is gyakran a római kori lelőhe-

lyek közvetlen szomszédságába, azok egykori víznyerő helyeire települtek (pl. Balatonakali, Balatonfüred, Dörgicse, Felsőörs, Lovas, Öskü esetében).

Összegzés

A veszprémi járás 66 római kori lelőhelyének a víznyerési lehetőségeit megvizsgálva tipizálni tudtuk a lelőhelyeket a vízbázisok jellege és a lelőhelyek morfológiai elhelyezkedése alapján. A lelőhelyek milyensége (épület, villa, település), a víznyerő helyek típusai és az egykori vízbázisok mai állapota között fennálló kapcsolatrendszer érdekes tanulságokat szolgáltat a vízháztartás utóbbi néhány ezer évben bekövetkezett változásaira vonatkozóan. Az eredmények egyértelműen rávilágítanak arra, hogy a karsztvíz mind a római időkben, mind napjainkban óriási értéket képviselt, illetve képvisel.

IRODALOM

- ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. (szerk.) (1958): A Mezőföld geomorfológiai térképe. M=1:100.000. Budapest
- ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. (szerk.) (1987): A Dunántúli-középhegység. Magyarország tájféldrajza sorozat. - Akadémiai Kiadó, Budapest
- BUDAI T. – CSÁSZÁR G. – CSILLAG G. – DUDKO A. – KOLOSZÁR L. – MAJOROS GY. (1999a): A Balaton-felvidék földtana. - Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. MÁFI, Bp.
- BUDAI T. – CSILLAG G. – DUDKO A. – KOLOSZÁR L. (szerk.) (1999b): A Balaton-felvidék földtani térképe 1:50 000. MÁFI, Budapest
- ÉRI I. (szerk.) (1969): Magyarország Régészeti Topográfiája 2. Veszprémi Járás. - Akadémiai Kiadó, Budapest
- FOGARASI S. (1997): A Dunántúli-középhegység karsztvízrendszerének modellje. - Szakdolgozat. JATE Szeged.
- FUTÓ J. (2001): A kádártai forrásmészű konkréciók. - Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. p. 185-193.
- K. PALÁGYI, S. (2003): Wassergewinnungsmöglichkeiten der römischen Siedlungen in Komitat Veszprém. - In: PANNONICA. Provincialia et Archeologia. Budapest, p. 481-498.
- KISS, T. – SZABÓ, J. (1998): Sedimentation of artificial lakes – an investigation on some reservoirs near Debrecen, NE-Hungary. - In: J. Wach (ed): Anthropogenic Aspects of Geographical Environment Transformations. Sosnowiec. p. 7-17.

SCHMIDT E. R. (főszerk.) (1961): Magyarország vízföldtani atlasza. - MÁFI, Bp.

SÜMEGI P. – BODOR E. – JUHÁSZ I. – HUNYADFALVI Z. – MOLNÁR S. – HERBICH K. – SZEGVÁRI G. – IMRE M. – TIMÁR G. (2004): A balatoni déli autópálya régészeti lelőhelyeinek környezettörténeti feldolgozása. - In: ΜΩΜΩΣ Őskoros Kutatók III. Összejövedele (szerk: Ilon G.). Szombathely. p. 399-420.

AZ AGGTELEK-RUDABÁNYAI-HEGYSÉG ÉDESVÍZI MÉSzkŐ ELŐFORDULÁSAI

SÁSDI LÁSZLÓ

Magyar Állami Földtani Intézet
1143. Budapest, Stefánia út 14. sasdi@mafi.hu

Abstract: Until now did not published summerizing publication about the travertine of the Aggtelek–Rudabánya Mts., and the publications about some part are general. This paper remedy the deficiency, so detailed analysis not being made. After the first observation could distinguished some different travertine level which ages and relative altitude are different: at the altitude of 140–150 m there are Early-Pannonian travertine at the both side of the Rudabánya and Szalonna Mts and the edge of the Teresztenye Highland. This travertine of lacustrine origin. At the southern foot of the Alsó-hegy at the altitude of 55–155 m there are the Early-Pleistocene travertine. In the Kútfej Valley and on the Kaffka meadow nearby Jósvafő at the altitude of 25–45 m the travertine age is Middle-Pleistocene. Neighborhoods of the karstic springs at different altitudes can be found 2–10 m thick travertines. The age of this travertine Late-Pleistocene–Holocene. The lower level of the travertine is nearby the streams.

1. Bevezetés

A hegységek édesvízi mészköveinek kutatása nem tekint jelentős múltra vissza. Az első említés 1924-ből származik, amikor *SÜMEGHY* leírta a Rudabányai-hegység ÉK-i részét képező Szalonnai-hegység DK-i oldalán elhelyezkedő Szalonna és Martonyi környéki édesvízi mészkövek csigafau-náját. *KESSLER* a “*Búvár*” című ismeretterjesztő lapban a Kopolya-völgy 300 m széles mésztufájáról 1936-ban tett pár soros említést a Kopolya-zsomboly felfedezése kapcsán. A Szalonna melletti előfordulások térképen is rögzítve lettek, melyet *BALOGH* 1950-ben tett közzé az ún. egységesített, 1:25000-s méretarányú földtani térképen. A Magyar Állami Földtani Intézet által 1965-ben megjelentetett földtani térképmagyarázóban *ALFÖLDY et. al.* a pleisztocén és holocén édesvízi mészköveknek egy-egy bekezdést szentelt, ezek azonban általános leírások. *SZENTE* (1972) az Alsóhegy déli lábánál a Vecsem- és Pasnyag-források között elhelyezkedő édesvízi mészköveket kutatta kézi fúrásokkal is, eredményeiről azonban csak kézirat, magán-kézben levő beszámoló áll rendelkezésre. *SCHEUER–SCHWEITZER* (1981) Magyarország édesvízi mészköveivel foglalkozó tanulmányában a terület édesvízi mészköveinek mindössze egy 8 soros bekezdést szentelt, melyben pannon, pleisztocén és recens édesvízi mészkövek előfordulásairól írnak az ismert irodalmak alapján, de név szerint csak a szalonnai előfordulás lett megemlítve. Az 1985-ben (*LESS-GRILL-SZENTPÉTERY-RÓTH-GYURICZA*) és 1996-ban (*LESS*) által szerkesztett, ugyancsak a MÁFI által megje-

lentetett 1:25000-es illetve 1:100000-es méretarányú földtani térképeken a pannon korú előfordulásokon kívül csak négy fiatalabb előfordulás került feltüntetésre. Az addig ismert előfordulásokon túl *SÁSDI* (1991, 1998) pleisztocén édesvízi mészkő előfordulásokat említett Teresztenye és Szögliget környékén.

2. Az édesvízi mészkő előfordulások ismertetése

Az alábbiakban a hegységekben ismert édesvízi mészkő előfordulásokat nagyrészt feltételezett keletkezési koruk szerint, fiatalodási sorrendben kerülnek ismertetésre. Mivel laboratóriumi vizsgálatok eddig nem történtek, csak a terepi előfordulások leírása adható közre. A részletes vizsgálatok a jövő feladatai közé tartoznak.

2.1. Alsó-pannon előfordulások

2.1.1. Szalonnai-hegység DK-i pereme

A legjelentősebb előfordulások a hegység délkeleti peremén található Szalonna és Martonyi környezetében.

Az egyik előfordulás a Szalonnai-hegység déli sarkánál a Borzlyuk-tető térségében helyezkedik el. Az édesvízi mészkő középső-triász Steinalmi Mészkövön helyezkedik el kb. 300 m tszf. magasságban.

A másik előfordulás a Szalonnai-bércről Martonyi Ny-i részéig húzódik. DK-i része legalább 300 m vastag pannon üledéken nyugszik, a mészkövet a Szalonna-9. sz. fúrás harántolta, 300 m tszf. magasságból indulva. Az édesvízi mészkő itt kevés talaj és 1,7 m limonitos színezésű homok alatt fekszik. Innentől 9,7 m-ig mészhomokos, mészmárgás mészkő rétegek váltakoznak, majd homok következik. Újabb vékony mészmárga réteget csak 19 m és 35 m mélységben harántolt a fúró, 1 m-nél kisebb vastagságban. Kémiai vizsgálat csak 1 mintából történt, ennek oldási maradéka 2,5 %. A leírás alapján a mészkőrétegek csigahéjakat, illetve a helyüket kitöltő kalcithéjakat és növénymaradványokat tartalmaztak.

A harmadik – hasonló tszf. magasságban levő előfordulás – Martonyitól ÉK-re ugyancsak pannon üledékek fedőjében található.

Az említett édesvízi mészkövek csigafaunája *SÜMEGHY* (1924) szerint egyértelműen édesvízben élt, melynek hőmérséklete 30 °C körüli volt.

A Szalonna 9. sz. fúrás magmintáinak 2004 októberében általam történt átnézése során sajnos a kiépítési méterközök olvashatatlaná válása miatt a rétegsor részletes újrleírását nem lehetett elvégezni, csak néhány

mintát sikerült a gyér magminta darabokból venni. Ezek friss törési felületén számos csigafaj lenyomatát, és rossz megtartású kőbeleit lehetett megtalálni (1. kép). Ezekről KROLOPP szóbeli közlése alapján csak annyit lehetett megállapítani, hogy pleisztocénnél idősebbek.



1.kép Csigamaradványok a Szalonna-9. sz. fúrás magmintájában
Picture 1 Molluscs in the core of the Szalonna-9 borehole

2.1.2. Korlát-hegy (Rudabányai-hegység)

A hegyvonulat DK-i oldalán – 300 m tszf. magasságban – található egy előfordulás. A mészkő kis kiterjedésű pannon üledék fedőjében található, környezetében középső-triász Gutensteini Dolomit, Steinalmi Mészkő, valamint Upponyi-hegységi típusú, szilúr kori metamorf radiolarit és agyagpala (Tapolcsányi Formáció) található, melyek öbölszerűen fogják közre a fiatal üledékeket.

2.1.3. Észak-borsodi-dombvidék

A területen számos, feltehetően nem in situ előfordulás található a pannon üledékek felett. Ezek a törmelékdarabok a pliocén után kerülhettek jelenlegi helyükre.

2.1.4. Teresztenyei-fennsík

A fennsík ÉNy-i peremén kis kiterjedésben fehér ooidos kifejlődésű édesvízi mészkő található, 300 m tszf. magasságban. Bázisát pannon abrázíós kavics alkotja, fedőjét pliocén kavics (Borsodi Kavics Formáció). Az anyag a felszíni elszórt törmeléken és ooid halmazokon kívül a lemosási árkocskákban és két kis feltárásban ismert. Utóbbi helyen a nagyobb törmelékdarabok pados, törmelékszemcsékből felépült édesvízi mészkőből állnak. Az ooidok átlag 1-2 cm átmérőjűek, de gyakoriak a 4-5 cm-es darabok is (2. kép). Ez utóbbiak magját fekete (alsó (?) triász) mészkő, olykor édesvízi mészkő törmelék, illetve meszesedett növényi maradvány töredéke alkotja.

Az üledék területi lehatárolása a felette levő talaj fehér színe, illetve az ooidok elterjedése alapján történt, ami megkülönbözteti a kavicsos agyag vörös, és a pannon üledékek világossárga színétől.



2. kép Pisoidok a Teresztenyei-fennsík édesvízi mészkő előfordulásából
Picture 2 Pisoides from the travertine of the Teresztenye Highland

A terepi tapasztalatok alapján az alsó-pannon édesvízi mészkő előfordulások anyaga nagy valószínűséggel a korai-pannon üledékképződés (Edelényi Tarkaagyag F.) zárótagjaként értelmezhető. Feltehetően keletkezése elsősorban nem a karsztforrások működésének tulajdonítható – bár a tó szintjében működhettek karsztforrások – hanem a Pannon-beltó tavi mészkiválásának. Az elterjedési területen kimutatható egységes 300 m-es tszf.

szint alapján utólagos elmozdulás a Szalonnai-Karszt tömegéhez képest nem történt. Az akkori tó szintje egyben a karsztterület mészkőzeteiben a karsztvíz szintjét is meghatározhatta, amire a Szalonnai-hegység ÉNy-i részén levő esztramosi Földvári Aladár-barlangban azonos tszf. magassági szintben kimutatható oldási főtészint utal. A kőzet hasonló környezetben képződhetett, mint a Dunántúli-középhegység hasonló korú édesvízi mészkövei (Kapolcsi Mészke F., vagy Nagyvázsonyi Mészke F.). Pontosán meghatározni egyelőre nem tudjuk a képződés korát.

A teresztenyei előfordulás ooidos jellege alapján a fentiekben ismertetettektől eltér. Itt az ooidok egyértelműen hosszú időn át mozgatott vízre utalnak, ami hullámzást, vagy forrásvíz áramlását egyaránt jelentheti (tenger alatti?). A jelentős hozamú forrásműködés ellen szól, hogy az előfordulás legfelső szintje felett már csak néhány méternivel magasabb az alig 2 km² kiterjedésű karsztterület, a Teresztenyei-fennsík, s ez a mészképződés időszakában sem lehetett sokkal magasabb. Utólagos elmozdulás itt is kizárható.

2.2. Plio-pleisztocén előfordulások

2.2.1. Alsóhegy déli lába

Az Alsóhegy déli lejtőjének lábánál néhány száz méter hosszúságban édesvízi mészkő mutatható ki, kb. 215-275 m tszf. magasságban. Az erősen porózus szerkezetű anyagot csak a hegyre felvezető, használaton kívüli szerkérút bevágásában lehet tanulmányozni, nem túl jó feltárásokban. Ezen kívül néhány kézi fűréssal sikerült harántolni az agyagos törmelékes talajtakaró alatt (SZENTE 1972) Helyzete egyelőre nem magyarázható egyértelműen, mivel éppen a Vecsem- és Pasnyag-források között helyezkedik el, egykori forrásra, barlangra utaló objektum jelenleg nem ismert a háttérben, de nem zárható ki a karsztforrás vizéből történt lerakódás.

2.3. Középső (?) -pleisztocén előfordulások

Kaffka-rét a Jósmafő melletti Jósfa-forrás felett a Kecső-völgy felé lejtő Kaffka-réten törmelékes megjelenésű, erősen porózus szerkezetű mésztufa kevés törmeléke található kb. 50 x 50 m-es területen, 270 m tszf. magasságban. Az anyag a magas, dús aljnövényzet miatt nem szembetűnő. Az előfordulás egy magasságban helyezkedik a Baradla ősi járatával, mely az Óriások-terme felől a Labirintusig húzódik, így minden valószínűség szerint itt volt a Baradla ősi forrása. Az egykori karsztforrás Gutensteini Mészkeből

fakadt, a vizet a Kaffka-réten NyÉNy-KDK irányú tektonikai pásztában áthúzódó késői-perm - korai-triász vörös homokkő és aleurit (Perkupati Evaporit F.) kényszeríthette felszínre.

Kútfej-völgy a Szögliget alatt a Ménes-völgybe torkolló Kútfej-völgyben a baloldalon a völgytalp felett 20 m-el 10 m-es sziklafalak találhatóak 240 m tszf. magasságban, melyeket nagy részben erősen tömött, kis részben porózus szerkezetű édesvízi mészkő alkot. Anyagából eddig csak növényi szálakat sikerült találni, egyéb, kormeghatározásra alkalmas ősmaradvány nem került elő. A völgyoldali forráskúp jellegű előfordulás korai-triász Szinpetri Mészkövön helyezkedik el. Ez meglepő, mert kb. 2-300 m-el északra már jól karsztosodó, középső-triász Wettersteini Mészkő található nagy kiterjedésben, ezzel azonban a terepi megfigyelések alapján semmiféle kapcsolat nem mutatható ki.

2.4. Felső-pleisztocén előfordulások

Szögliget a község ÉK-i oldalában a templom mellett a faluból kivezető úton vöröses kalcittal cementálva Wettersteini Mészkő törmeléke található kb. 180 m tszf. magasságban. A 0,2-2 cm méretű cementált szemcsékből álló, pados megjelenésű kőzet csak 1-1,5 m vastagságban, s az út mellett kb. 10 m hosszban tanulmányozható. Jelentősebb bizonyíték híján csak jellege alapján lett forrásbreccsának nyilvánítva, mivel tőle néhány 10 m-re, fakad a hidegvízű Papkerti-forrás, valamint a 16-18 C^o-os vizű Melegvíz.

Martonyi Mosó-forrás a községtől É-ra levő forrás jelenleg vízmű terület. Ennek hegy felőli végében az egyik forrásfoglalásnál a szögligetihez hasonló kalcitos breccsát lehet találni, melyet forrásbreccsaként (forrásvízből kivált mésszel cementált hegylábi törmelék) lehet felfogni.

2.5. Felső-pleisztocén – holocén előfordulások

Kopolya-forrás a Szinpetritől északra 1 km-re ÉÉNy-DDK irányban húzódó Kopolya-völgyben 205 m tszf. magasságban fakad a több, mint 1000 l/p vízhozamú Kopolya-forrás. A helyenként 100 m széles völgyben azt teljes szélességében kitöltve, kb. 2-3 m vastagságú mésztufa található kb. 300 m hosszúságban, melynek DK-i végét 2 m-es mésztufán kialakult vízesés jelzi. (Ezt az előfordulást KESSLER H. már 1936-ban említette a Kopolya-forrás és barlangjának leírásával foglalkozó ismeretterjesztő írásában.) A mésztufa a völgy két szélétől lankásan lejt a meder felé, jelezve, hogy pár méterrel magasabb szinten vált ki, de a későbbi patakvizek lepusztították a jelenlegi szintre.

Kis Kopolya-forrás a Kopolya-völgytől keletre (mellékvölgyként) húzódik a Kis-Kopolya-völgy, melynek felső végében, Wettersteini Mész-kőből fakad 275 m tszf. magasságban a közepes hozamú Kis-Kopolya-forrás. A fakadás alatt rögtön 20 X 30 m-es kiterjedésű mésztufa plató található, mely a völgy korai-triász Szinpetri (lemezes) Mészköben kialakult szurdokáig tanulmányozható. Az előfordulás jellege hasonlít a Bolyamér-forrásnál ismerthez, annál valamivel kisebb.

Bolyamér-forrás a Bolyamér-völgy fejében 262 m tszf. magasságban fakadó közepes hozamú áradásos karsztforrástól lefelé fákkal és aljnövényzettel erősen benőtt területen a völgyet teljes szélességében kitöltő édesvízi mészkő található. Az előfordulást a forrástól alig csökkenő sík jellemzi, majd kb. 100 m múlva meredek lépcsővel éri el a tulajdonképpeni völgy alját.

Az idősebb mésztufa aprótörmelékes, porózus anyaga csak állatok ásása nyomán válik láthatóvá. A jelenlegi mésztufaképződés az előfordulás Ny-i peremén folyó patak mentén látható, ahol kis méretű tetarata rendszer ismerhető fel (3. kép).

A forrás mögött a szűk járatrendszerrel jellemezhető Eötvös Lóránd-barlang emeletes, alján aktív vizes járatrendszere húzódik.



*3.kép Mésztufa lépcsők a Bolyamér-forrás melletti édesvízi mészkő előfordulás nyugati oldalán
Picture 3 Travertine steps near the Bolyamér spring, at the west side of the travertine*

Kecskekút-völgy a Jósva-völgy jobb oldali mellékvölgye a Szín előtt beletorkolló Kecskekút-völgy. Ennek felső részén fakad a Kecskekút-forrás, mely a Dász-töbri-víznyelőtől majdnem a forrásig ismert Szabadság-barlang és térségének vizeit hozza felszínre. A forrás alatt közvetlenül kb. 100 m-hosszú, 40 m széles mésztufa előfordulás található, melynek nagy része akár

1 m vastag talajjal fedett (4. kép). A mésztufa csak az aktív patakon kívül az újabb vízmosások medrében, illetve árvizek által kimosott mederszakaszokban kerül felszínre, így pontszerűen jelenleg képződő és már pusztulófélben levő előfordulások tanulmányozhatók.



4. kép Talaj alól kihantolódó édesvízi mészkő a Kecsekút-forrásnál
Picture 4 Travertine under the soil near the Kecsekút spring

2.6. Jelenkori édesvízi mészkő előfordulások

Kecső-völgy a szlovákiai Kecső falutól É-ra 400 m-re fakad a Kecső- és a Nagy-forrás, melyek a falu vízellátását szolgálják. Ezek vize kis vízhozamok időszakában még szlovákiai területen a völgyben elnyelődnek, csak közép- és nagyvizek alkalmával jut el a víz hazánk területére. A mederben számos helyen találunk mésztufával bekérgezett kőzettörmeléket, olykor ezek összecementált állapotban vannak. A völgyben állandó vízfolyás csak a 260 m tszf. magasságban fakadó Babot-kút forrástól indul. A patak mentén számos helyen tapasztalható mésztufa kiválás, amit a vízben levő ágak bekérgezése mellett helyenként 2-4 tetarata lépcső tükröz.

Törőfej-völgy (Jósva-forrás) a Jósvafőtől Ny-ra levő Törőfej-völgyben fakad az Aggteleki-karsztvidék legnagyobb hozamú karsztforrása a Jósva-forrás. Az 1950-es évek első felében még egyetlen fakadás volt ismert, melynek egy részében ismert volt egy árvizek idején iszaposodó ún. szökevényforrás. Az 1955. évi augusztusi árvíz során a heglábi törmeléket a kitörő víz ereje elmosta, s akkortól ismert, hogy lényegében 2 forrás fakad itt. 1957-ben JAKUCS irányításával tárót hajtottak mindkét forrásnál a reménybeli barlangjárat megtalálására, de ez akkor csak az egyik esetben

sikerült. A vízvezető barlangot végül teljes, 1 km-es hosszában 1982 nyarán sikerült megismerni (Rövid Alsó-barlang), míg a másikat még napjainkban is csak omladékos, 150 m hosszú járatként tarthatjuk számon.

A Rövid Alsó-barlangi táró létesítése óta annak bejáratán folyik ki a barlangi patak. A víz alaphozama kb. 100 l/p, árvízkor azonban a táró teljes szelvényében ömlik az iszapos áradat, ennek hozama 350000 l/p is lehet. A Táró előtti két méteres lépcsőn létesítése óta történik mészkiválás (5. kép), melynek térfogatát a mohákon kívül a ráhulló levelek is növelik. Alján 2 ponton is tanulmányozható a szingenetikus mésztufa barlang képződése. A mésztufa térfogata jelenleg kb. 2 m³, így az adatok alapján itt a mészkiválás intenzitása is jól számolható. Ez az érték 0.0425 m³/év. Érdekesség, hogy a barlangban is több helyen tapasztalható mésszel cementelt kavicsok jelenléte a hordalékban, sőt, a negyedik szifon után tetarata lépcsőkkel tagolt 3 m magasságú mészkiválás is található.



5. kép 1957 óta kivált édesvízi mészkő a Jósva-forrás Rövid Alsó-barlangi bejáratánál
Picture 5 Travertine precipitated from 1957 at the enter of the Short Lower Cave, Jósva spring



6. kép Mészufa lépcsők a Jósva patak medrében
Picture 6 Travertine steps in the bed of the stream Jósva

A patak folyása után a Tengerszem-tó gátjánál tapasztalható kevés mészkiválás, a vízesés két oldalán. Itt már a 2 forrás vize egyesülve folyik tovább. A Jósva-patak mentén a völgyben több helyen is találni 1-2 dm-es mésztufa lépcsőket (6. kép), melyek tetarítás kifejlődésűek. Feltételezhetően a Jósva-völgy mentén a völgykitöltés több helyen tartalmaz mésztufát, ezeket azonban feltárás hiányában (?) nem ismerjük.

Tohonya-völgy a Jósvafőtől ÉNy-ra húzódó Tohony-völgy a Kis-Tohonya-forrásnál kezdődik, mely a Vass Imre-barlang járatain át a Haragistya területének vizeit hozza felszínre. Átlaghozama valamivel nagyobb 1000 l/p-nél, árvízi hozamai a 30000 l/p-et is elérik. A völgy lejjebbi szakaszán, ahol szurdok jellegűvé válik, a mederben mészkérgeződések figyelhetők meg. A völgynek ez a szakasza medernyelős, így itt az év nagy részében nem találunk aktív vízfolyást. A forrás mögötti Vass Imre-barlangban több ponton képződik mésztufagát, így felszíni képződése nem meglepő.

Lófej-völgy a Tohonya-völgy bal oldali mellékvölgye a Lófej-völgy, melynek völgyfőjében fakad a szivornyás kitöréseiről is nevezetes Lófej-forrás. Állandó működésű, de kb. 400 m-re a forrástól a víz teljes egészében elnyelődik a mederben, hogy - a víznyomjelzések tanúsága szerint – Jósvafőn, a Tohonya-völgy alsó részén fakadó Nagy-Tohonya-forrásban jelentkezzen újra. Az aktív patakos meder alján mészkérgeződések figyelhetők meg, a víz lényegében ezek között nyelődik el, folyamatosan csökkentve a patak vízhozamát.

Sárogkerti-völgy a Ménes-völgy első jelentős bal oldali mellékvölgye. Völgyfőjében fakad a Két forrásfakadásból összetett, olykor árvízi hozamokat is produkáló Sárogkerti-források csoportja. Közepes hozamú, árvízi hozamai is csak 2-3 ezer l/p-et érnek el, együttesen. A források alatt vastag talajjal fedett füves terület van, s a patakmederben levő mészkéregződések alapján feltételezhető, hogy a talaj alatt mésztufa helyezkedik el. A rét után meredek szurdokjellegű szakaszon folyik a víz, ahol apró tetarata lépcsőkön bukik egyre lejjebb, míg a Medvekerti-forrás nagyhozamú patakvizébe torkollik.

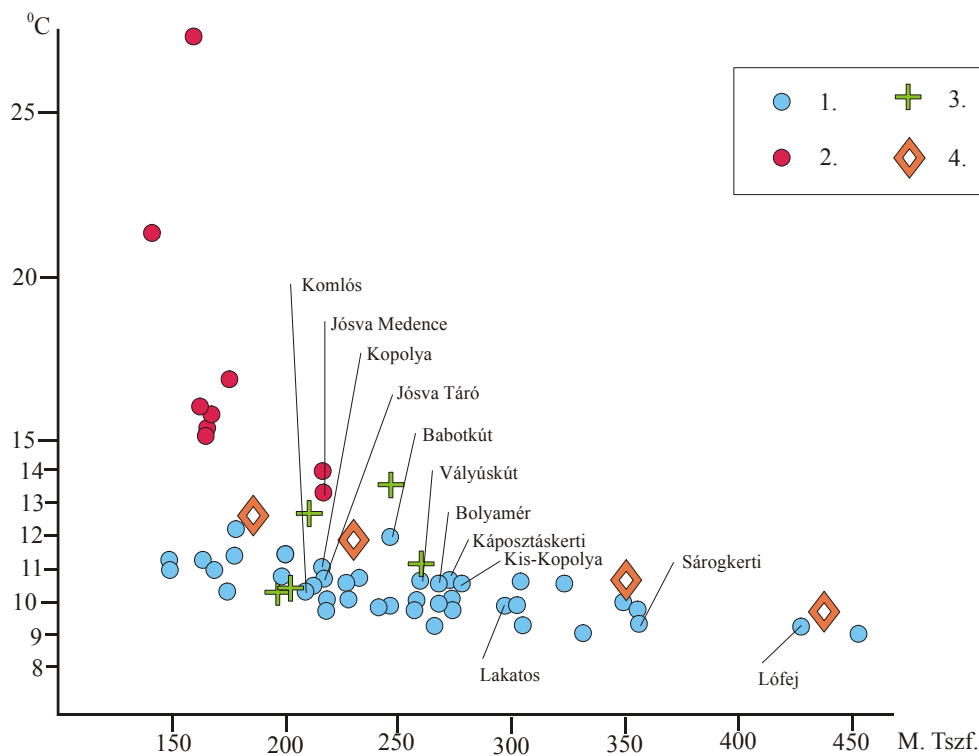
Mocsolyás a Ménes-völgy harmadik bal oldali mellékvölgye. Ebben fakad a Kecskés-kút-, a Rémiás-oldali, az Éles-tetői-, valamint a Mocsolyás-forrás. A völgy meredek esésű, szurdok jellegű szakaszain a kisebb eséslépcsőknél fonatos jellegű mészkiválások találhatóak, a mederben pedig mészkéregződések.

Patkós-völgy a Ménes-völgy egyetlen jobb oldali mellékvölgye, melynek középső szakaszán fakad a dolomitos vízgyűjtővel rendelkező Patkós-forrás. A tőle vezető patakmederben kis esésű tetarata lépcsők és mészkéregződések találhatóak.

Vályús-kút a Ménes-völgy negyedik bal oldali mellékvölgye, melynek végében fakad a közepes hozamú, Vályuskút karsztforrása, melyet Zúgó-forrásnak is neveznek. A forrástól meredek esésű völgyben széles mésztufa kiválás lehet a morfológia alapján, mésztufa azonban csak a patak mentén látható egyértelműen. A területet dús vízi növényzet és kis termetű fák-ból álló erdő borítja.

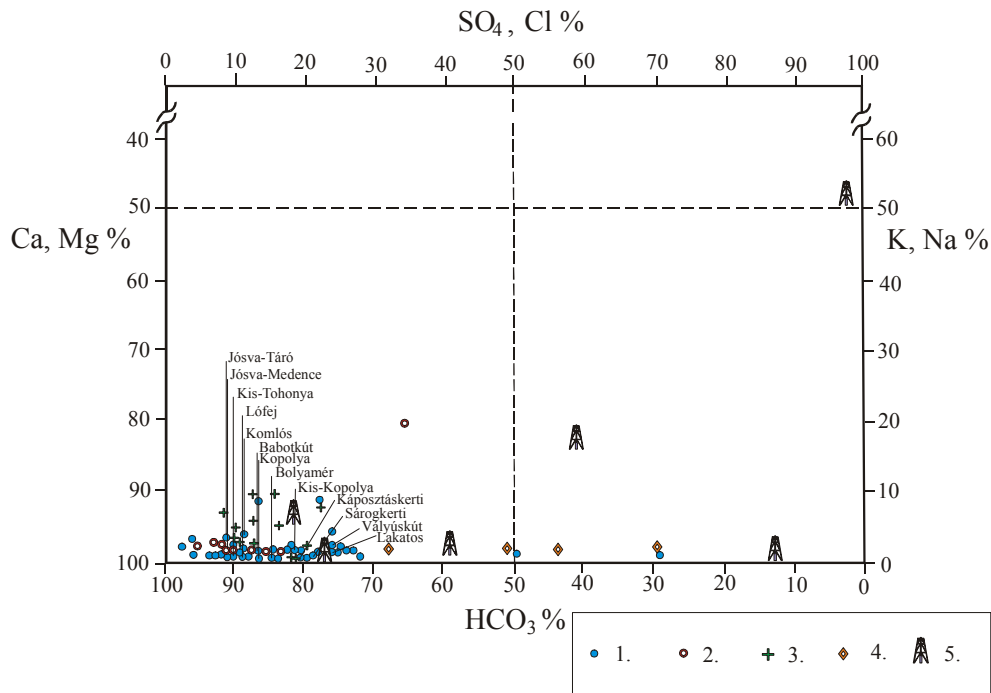
A Ménes-völgynek Szádvár alatti kanyarjába torkollik a Bába-völgy, melynek mészkőterületen kialakult szurdokát Bába-szurdoknak nevezik. Ennek felső végében fakad a kis hozamú Diós-kút, valamint az ennél nagyobb vízhozamú Lakatos- (Borz-) forrás. A szurdokban a források vizéből mészsanyag válik ki, mely a Mocsolyás-völgyben ismert fonatos jellegű mésztufa kiválásokhoz hasonló megjelenésű.

Csurgó-forrás a Bába-völgy alsó szakaszának oldalában fakad a Gutensteini Mészkő vízgyűjtő területű Csurgó-forrás, amely kis vízhozamú forrás. Fakadása alatt erősen porózus szerkezetű mésztufakiválás figyelhető meg, mely az esők által bemosott talajjal keveredik. Formája alapján lapos forráskúp jellegű, mely háromszög alapú, területe kb. 200 m², vastagsága 1 m körüli.



1. ábra Az Aggteleki-karszt édesvízi mészkövet lerakó forrásainak hőmérséklete és tengerszint feletti magassága
 1. Hideg vízü karsztforrás 2. Langyos vízü karsztforrás 3. Rétegforrás 4. Szulfátos vízü rétegforrás
 Fig 1 Temperatures and altitudes of the Karstic springs in the Aggtelek Karst
 1. Cold-water karsticscprimg 2. Luke-warm-water karstic sp. 3. Contact sp. 4. Water of Sulphate contact sp.

Az édesvízi mészköveket lerakó források vize calcium-hidrogénkarbonátos (1, 2. ábra) kb. 450-550 mg/l CaCO₃ tartalommal, a Mg⁺ 1-10 mg/l mennyiségű. A forráskilépés helyén jelentős mértékű nyomáscsökkenés nincs, ami indokolná a mészkiválást, hiszen a barlangokban max. 10 m mélységről származik a víz, a töménység hasonlóan mellékes szerepet játszik. Így a mészkiválás a helyi patakmedrek esésviszonyaitól függ, ahol megfelelő meredekségű eséslépcsőknél megfelelő a víz kiszellőzése - amit esetleg növényi életműködés is segíthet - akkor megindul a mészkiválás. Ezt olykor csak egy a mederben levő keresztben fekvő fatörzs is kiválthatja. A növényi CO₂ elvonás jelentőségét alárendeltnek tekinthetjük, amit a barlangi mésztufagátak képződése támaszt alá.

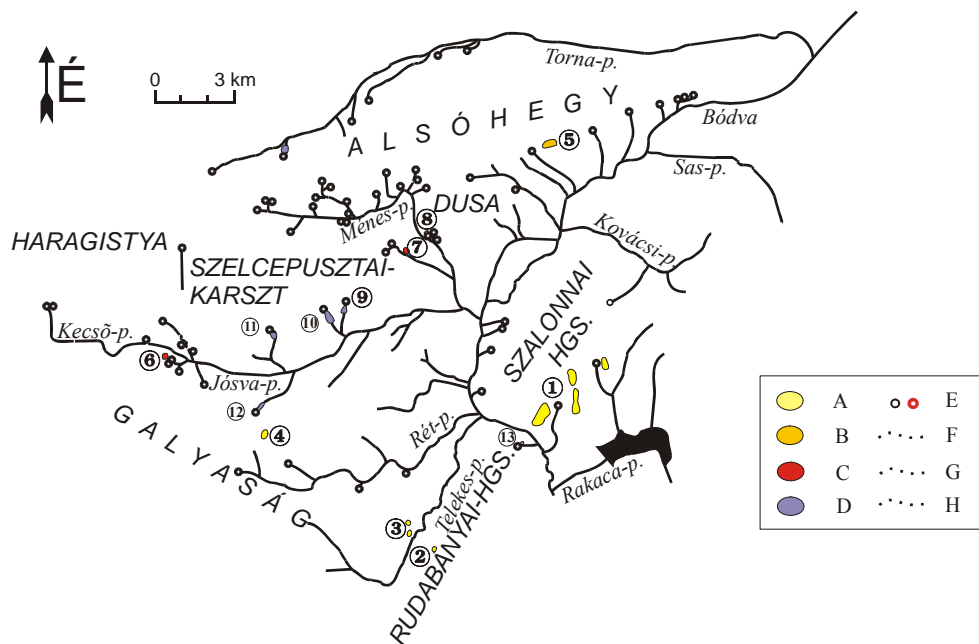


2. ábra Az Aggteleki-karszt édesvízi mészkövet lerakó forrásainak kémiai összetétele négyződiagramon
 1. Hidegvízű karsztforrás 2. Langyosvízű karsztforrás 3. Rétegforrás 4 Szulfátos vízű rétegforrás 5. Mélyfúrás
 Fig 2 Chemical components of the karstic springs water in the Aggtelek Karst on a quadrangle diagram
 1. Cold-water karsticspring 2. Luke-warm-water karstic sp. 3. Contact sp. 4. Water of Sulphate contact sp.
 5. Borehole

3. Eredmények

Az Aggtelek-Rudabányai-hegységek édesvízi mészkőelőfordulásairól eddig összefoglaló publikáció nem jelent meg, ez a tanulmány ezt a hiányt pótolja. A hegységekben az alábbi édesvízi mészkő szinteket sikerült elkülöníteni (3. ábra):

- 290-300 m tszf. magasság: tavi kifejlődésű, korai-pannon édesvízi mészkő a Rudabányai- és Szalonnai-hegységek két oldalán. Kialakulása a Pannon-beltóhoz kötött (Edelényi Tarkaagyag F. zárótagja), karsztforrás tevékenység szerepe kevésbé valószínű. Ez a hasonló magasságban levő törmelékes-oidos kifejlődésű Teresztenyei-fennsíki előfordulásra is érvényes. Relatív magassága a helyi erózióbázistól függ.
- 215-275 m tszf. magasság: az Alsóhegy déli lábánál ismert előfordulás a Pasnyag- és Vecsem-források között. Kora, jellege nem ismert, feltételeesen korai-pleisztocén. Relatív magassága 80-110 m.



3. ábra Édesvízi mészkő jelentősebb előfordulásainak elhelyezkedése az Aggtelek-Rudabányai-hegységekben. Jelmagyarázat: 1. Martonyi 2. Korlát-hegy 3. Cinegés-puszta 4. Terezstenyei-fennsík 5. Alsóhegy déli lába 6. Kaffka-rét 7. Kútfej-völgy 8. Szögliget 9. Kis-Kopolya-forrás 10. Kopolya-forrás 11. Bolyamér-forrás 12. Kecsekút-forrás 13. Szalonnai-vízmű A. Alsó-pannon édesvízi mészkő B. Alsó-pleisztocén édesvízi mészkő C. Középső-pleisztocén édesvízi mészkő D. Felső-pleisztocén édesvízi mészkő E. Jelentősebb karsztforrás (hideg, langyos) F. Mészkiválásmentes aktív vízfolyás G. Aktív vízfolyás mészkiválással H. Időszakos vízfolyás mészkiválással

Fig 3 Travertine occurrences in the Aggtelek-Rudabánya Mts

Legend: 1. Martonyi, 2. Korlát Hill, 3. Cinegés steppe, 4. Terezstenye Highland, 5. Southern foot of the Alsó Hill, 6. Kaffka meadow, 7. Kútfej Valley, 8. Szögliget, 9. Kis-Kopolya spring, 10. Kopolya spring, 11. Bolyamér spring, 12. Kecsekút spring, 13. Szalonna waterworks A. Early-Pannonian Travertine B. Early-Pleistocene Travertine C. Middle-Pleistocene Travertine D. Late-Pleistocene – Holocene Travertine E. Significant karstic spring (cold-water, luke-warm-water) F. Free of carbonate active watercourse G. Active watercourse carbonate precipitation H. Ephemeral watercourse carbonate precipitation

- 270-240 m tszf magasság: ebben a szintben a Jósvafő melletti Kaffka-réten, valamint a Kútfej-völgyben ismerünk forrásvízi édesvízi mészkövet. Relatív magasságuk 25-40 m. Koruk feltételesen kb. középső-pleisztocén.
- Eltérő magasságú édesvízi mészkő előfordulások a különböző magasságokban fakadó karsztforrások előterében. 0.5-10 m vastag porózus szerkezetű, tetarítás kifejlődésű mésztufa lépcsők. Koruk feltételesen késői-pleisztocén – holocén, mivel képződésük jelenleg is tart.
- Jelenlegi patakszintek édesvízi mészkő kiválásai, mely a jelenlegi vízfolyások terméke.

A terület édesvízi mészköveinek kiválásában elsősorban a patakmedrek esésviszonyainak van szerepe, a növények CO₂ elvonó hatása, a források kemizmusának kevéssé meghatározó.

IRODALOM

- ALFÖLDY L.* (1965): Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térképéhez. - Miskolc. p. 190-192.
- BALOGH K.* (1955): Magyarország egységesített földtani térképe. M = 1 : 25000. Szendrői lap. – MÁFI Kiadvány, Budapest
- KESSLER H.* (1936): Egy új barlang a Gömör-Tornai-karszthegységben. – Búvár, 1936. március. p. 199-200.
- LESS GY.–GRILL J.–SZENTPÉTERY I.–RÓTH L.–GYURICZA GY.* (1985): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. 1:25000. - MÁFI kiadvány, Budapest
- LESS GY.* (1996): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. 1:100000. - MÁFI kiadvány, Budapest
- SÁSDI L.* (1991): Az Aggtelek-Rudabányai hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete. – Karszt és Barlang 1990. I. p. 3-8.
- SÁSDI L.* (1998): Az Aggtelek-Rudabányai hegyvidék karsztjának fejlődéstörténete. – In. Baross G. (szerk.) Az Aggteleki Nemzeti Park. p. 154-157. Budapest, 1998. Mezőgazda Kiadó.
- SÜMEGHY J.* (1924): Szalonna és Martonyi (Borsod m.) forrásmészkő faunája. – Földtani Intézet Évkönyve. 26. (2.) p. 25-27.
- SCHEUER GY.–SCHWEITZER F.* (1981): A hazai édesvízi mészkőösszletek származása és összehasonlító vizsgálatuk. – Földtani Közlöny 1981. 111. k. 1. f. p. 67-97.
- SZENTE I.* (1972): Előzetes jelentés az 1971. évi alsó-hegyi kézi fúrásokról. – Kézirat. p. 21-22.

A MADAGASZKÁRI TSINGY

**VERESS MÁRTON-ZENTAI ZOLTÁN-TÓTH GÁBOR-
CZÖPEK ISTVÁN-SCHLÄFFER ROLAND**

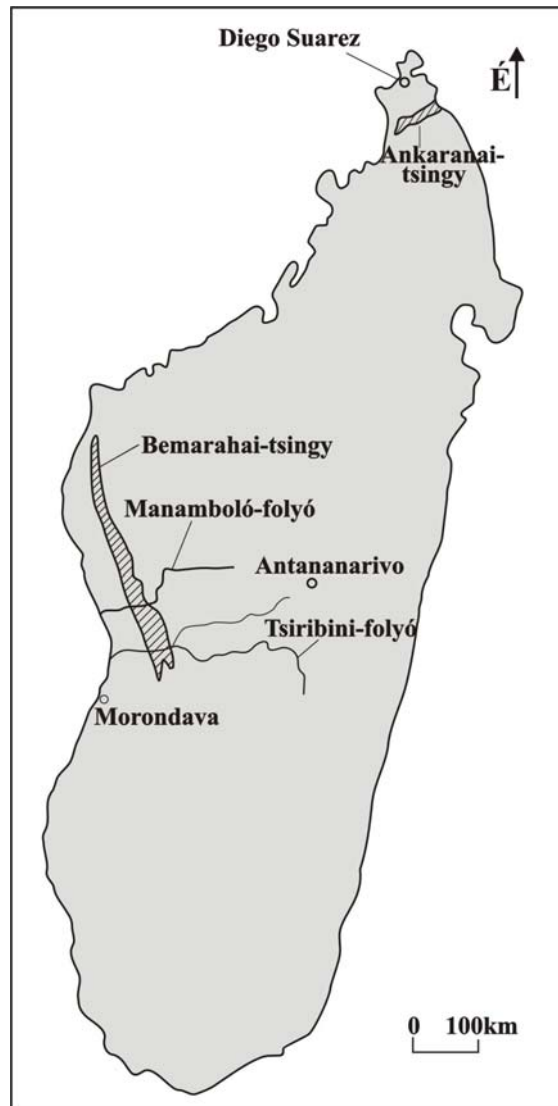
Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely,
Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@bdtf.hu, zzoltan@bdtf.hu, tothg@bdtf.hu,
czopy@bdtf.hu, schroland@operamail.com

Abstract: We present the tsingy, which is typical karren (assemblages of karren) of Madagascar. We followed different investigations on the tsingy (for example mapping, production of the profiles, measuring of the direction of the grikes, etc.). The tsingy has two occurrences: the Ankarana tsingy and the Bemaraha tsingy. We established that the tsingy is assemblages of karren. The tsingy is built up of giant grikes, which developed along cracks and such smaller different karren forms, which are on surfaces between grikes. The grikes developed during non-soil dissolution. The rainfall dissolved the limestone along the cracks at the grikes of the Ankarana tsingy. The grikes of the Bemaraha tsingy developed in the epiphreatic and phreatic zone. Later the corridors of these zones passed to the surface. The dissolution which expanded from downward, or breakdown of the corridors roofs have a role in the process.

1. Bevezetés

A tsingynek Madagaskáron két előfordulása ismeretes (*1. ábra*): az Ankarana- és a Bemarahai-tsingy. A madagaskári tsingyket elsőként *DUFLOS* (1966) és *ROSSI* (1974, 1983) írta le. Így *ROSSI* (1983) bemutatta a tsingy néhány morfológiai sajátosságát (pl. hasadékokra és kardszerű magaslatokra különül). A különböző expedíciók a tsingy karsztnak elsősorban a barlangjait és élővilágát kutatták (*DUFLOS* 1966, *DOBRILLA-WOLOZAN* 1994, *MIDDLETON* 1996, 1998). Összefoglaló jellemzését a tsingyeknek *MIDDLETON* (2004) adta meg. A madagaskári tsingyhez hasonló karrokat írtak le Brazíliából (*TRICART-CARDOSO* 1960), Új-Guineából (*VERSTAPPEN-DELFT* 1966), Nyugat- és Kelet-Ausztráliából (*GRIMES* 2005), Sarawakról (*WILLFORD-WALL* 1965), Tanzániából és Kenyából (*COOKE* 1973). *ROSSI* (1983) szerint olyan mészköveken alakul ki tsingy közvetlenül a csapadékvíz hatására, amely jól rétegzett, tiszta, nyitott törésekkel sűrűn átjárt, kristályos és kevésbé porózus. *ROSSI* (1974) szerint a csapadékhullás intenzitása is fontos lehet létrejöttében (az Ankarana-tsingyn 1 óra alatt 105 mm, ill. 24 óra alatt 350 mm csapadékhullást is mértek). *ROSSI* (1974, 1983) és *BALÁZS* (1980) szerint a törések mentén szivárgó csapadékvíz oldja a kőzetet, miáltal a rések, repedések egyre széle-

sedve hasadékokká fejlődnek. SALOMON (1987) szerint a tsingy talaj és málladéktakaró alatt alakul ki, amelyet elveszítve fokozatosan kitakaródik.



1. ábra: A tsingy előfordulása Madagaszkaon (BALÁZS 1980 adatainak felhasználásával)
 Fig 1: Occurring of the tsingy on Madagascar (using data of BALÁZS 1980)

A tsingyt egymásra merőleges, nagyméretű hasadékok rendszere képezi. Ez a karr FORD-WILLIAMS (1989) osztályozás szerint „Corridor karst”, „labyrinth karst”, vagy „giant grikeland”, de egyes részei „Pinnacle karst”-nak is tekinthetők. Mind az alább kiderül a hasadékok közti tömbö-

kön, a magaslatok tetején és oldalán, számos különböző, másodlagos karrforma fordul elő. Ezek talajnélküli környezetben létrejött karrok és megegyeznek a magashegységi karrokkal. Méretük nem, vagy nem haladja meg számottevő mértékben, pl. az alpi karszterületek karrformáinak méretét, míg sűrűségük azonban igen. Ezért a tsingy nem karr, hanem egy speciális trópusi karregyüttes.

A tsingy változatos morfológiai helyzetben fordulhat elő. Így megtalálható tetőhelyzetben (völgyközi háton és völgyoldalban), vagy alig tagolt, alacsony, sík felszíneken. Kisebb kiterjedésű, kevésbé fejlett foltjai völgytalpakon is előfordulnak. Személyes benyomásaink alapján a tsingy bár sok hasonlóságot mutat a köerdő típusú karral, mégsem teljesen azonos azzal. Külön kutatás tárgyát képezhetné a két típus pontos morfológiai és genetikai elkülönítése.

Mind az Ankaranoi-, mind a Bemarahai-tsingy alacsony, dombsági karszt, felszínük magassága 320 m alatti. Az Ankaranoi-tsingyn a csapadék mennyisége több mint 2000 mm, míg a Bemarahain 1000-1500 mm. A tsingyket hordozó júra mészkő törések mentén megbillenve nyugatnak dől. A hordozó térszínnek K-i pereme, amely kuesztát formál, meredekebb elvégződésű. A tsingy felszínnek más felszíni formákban és így a karrformákon kívül más karsztformákban is szegények.

Így az Ankaranoi-karszt tsingys térszíneinek a területén ill. azok környezetében kanyonok (*DUFLOS* 1966), továbbá különböző méretű és alakú völgyek fordulnak elő. E völgyek a határoló bazaltos térszínekről nyúlnak át a mészkőre. Valószínűleg többségük átöröklődéssel fejlődött, de miután a karsztvízszint közel húzódik a felszínhez, ill. korábban akár azt el is érhetette, átöröklődés nélkül is létrejöhetnek a fedetlen karszton. Mint említettük más karsztformák alig fordulnak elő a tsingys felszíneken. Hiányoznak az oldódásos dolinák, de néhány szakadékdolina, és víznyelő azonban kialakult a tsingys térszíneken. Ez utóbbiak a bazaltos felszínnek pereménél is kialakulhattak. Bár a karsztperemi víznyelők medre, vagy völgye nem a bazaltos térszínen, hanem a karszton jött létre. Előfordulnak karsztbelseji víznyelők is (ankaranoi Kis-tsingy). Ezek nem völgytalpi közethatárnál képződtek, hanem szakadéktöbrökből alakultak át víznyelővé. Ugyancsak az ankaranoi Kis-tsingyre jellemző, hogy itt néhány völgytalpon előfordulnak kisebb, néhány m átmérőjű fedett karsztos formák is. Ezek ott alakulnak ki, ahol a mészkőben kialakult kürtő a felszínre nyílik. A tsingy felszínnek területére azonban sohasem vezetnek sem állandó, sem időszakos vízfolyások a nem karsztos térszínről. Természetesen a tsingy karszton gyakoriak a különböző méretű, jellegű (genetikájú) barlangok is.

2. Vizsgálati módszerek

- Mindkét tsingyn GPS-el magasságméréseket és helymeghatározásokat végeztünk.
- Mérési adataink felhasználásával keresztshelvényeket szerkesztettünk (2, 3. ábrák).
- Számos (273 db) hasadéknak mértük az irányát. Az adatokat osztályközökbe sorolva a hasadékoknak megadtuk az iránygyakoriság eloszlását (4, 5. ábrák).
- Mértük a hasadékok szélességét és mélységét. Az adatokat osztályközökbe soroltuk (6, 7, 8, 9. ábrák). A bemaragai Nagy-tsingy hasadékainak mélység eloszlását nem tudjuk közölni, miután a rendelkezésünkre álló eszközzel megbízható méréseket csak a kisebb mélységű hasadékoknál tudtuk végezni.
- Az ankarainai Kis-tsingyn 3 helyen a Nagy-tsingyn 2 helyen szelvény mentén mértük a karrformák szélességét, mélységét és helyét. E szelvények mentén számítottuk a fajlagos szélességet, vagy fajlagos leoldódást karrformánként és az összes karrformára is. A fajlagos leoldódás az 1 m-re jutó karrforma össz-szélességének az átlaga, de megadható minden egyes karrforma típusra is (I. táblázat). Az alábbi módon számítható (VERESS 2004):

$$f_{sz} = \frac{\sum k_{sz}}{h}$$

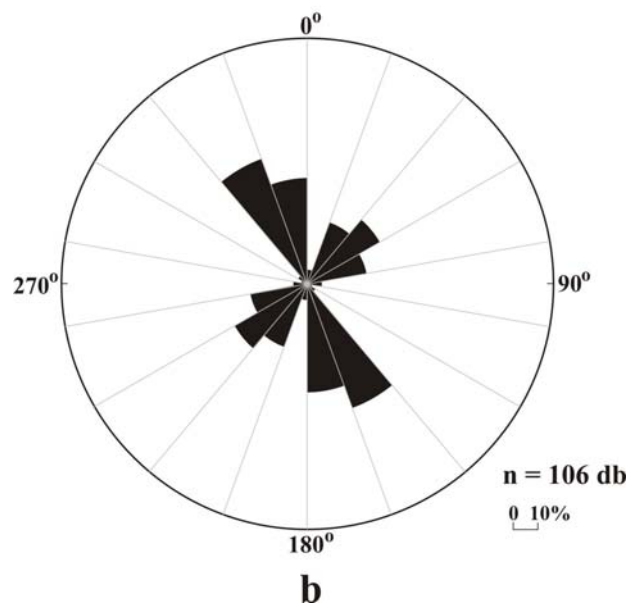
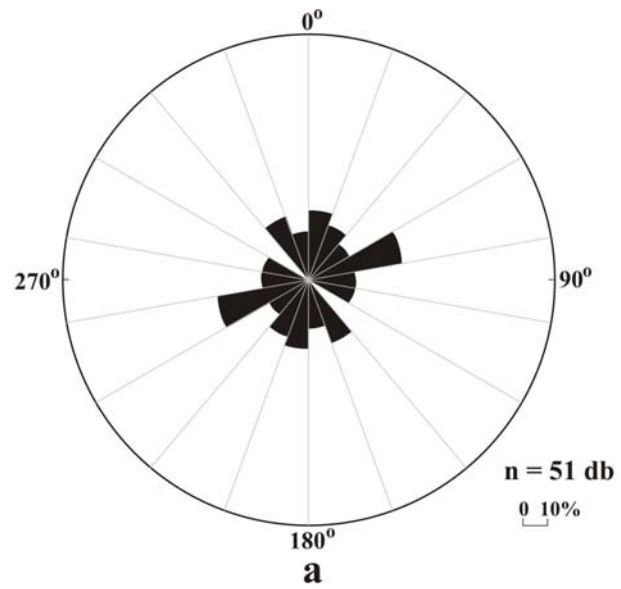
ahol $\sum k_{sz}$: a szelvény mentén felmért karrformák szélességeinek az összege,

h : a szelvény hossza.

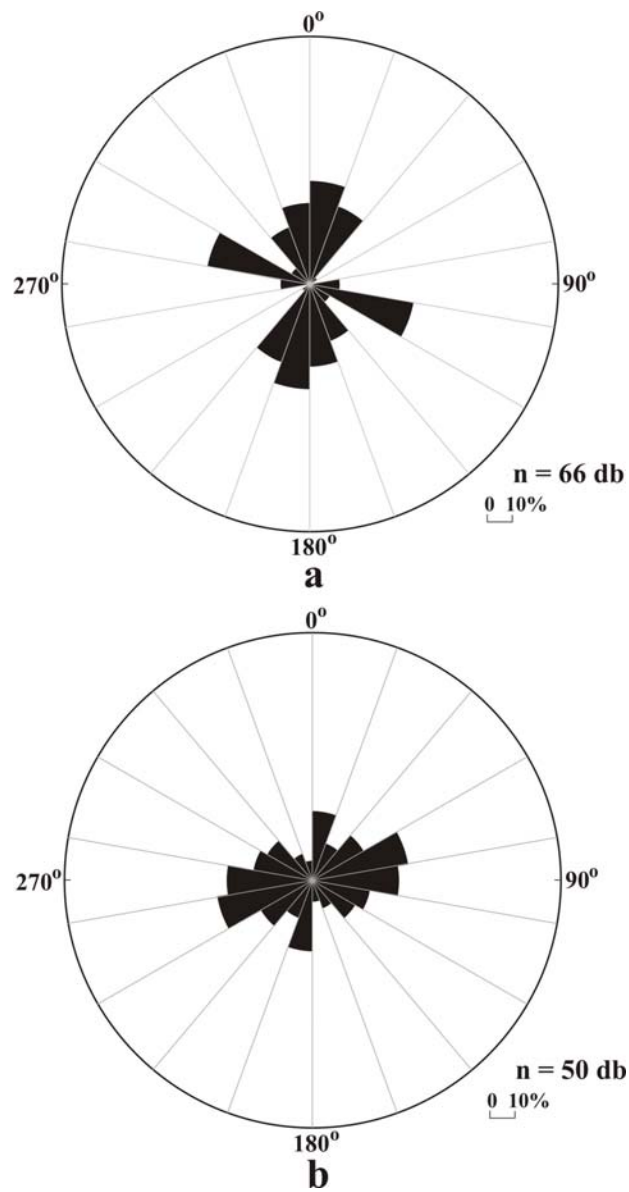
- Számítottuk a karrformák sűrűségét $\left(s \left[\frac{db}{m} \right] \right)$ az összes karrformára, de a különböző karrformákra is (I. táblázat).

$$s = \frac{n}{h}$$

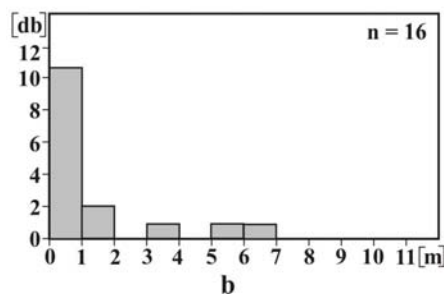
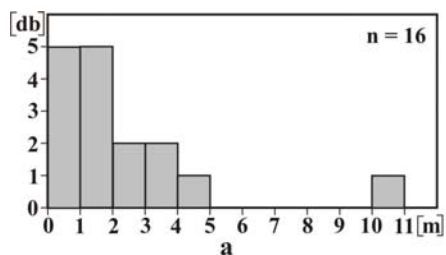
ahol: n : adott szelvényhosszon előforduló karrforma darabszáma.



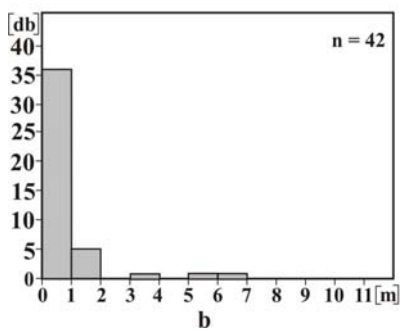
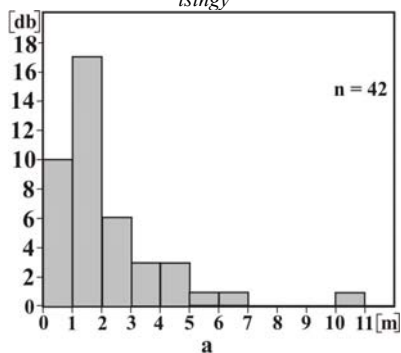
4. ábra: Hasadék irányok gyakoriságának eloszlása az ankarana Kis- (a) és Nagy-tsingyn (b)
 Fig 4: Distribution of abundance of grike directions on the Ankarana Little- (a) and Great tsingy (b)



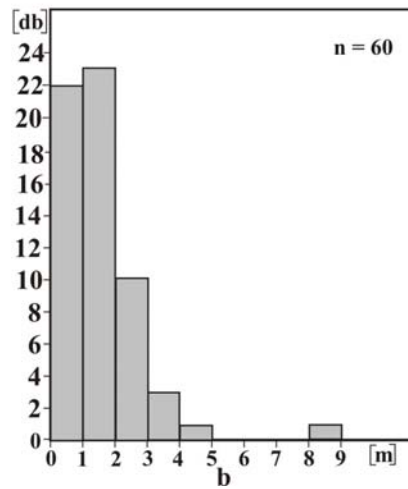
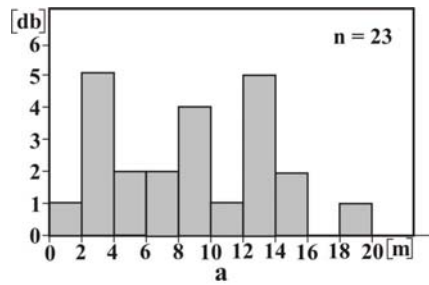
5. ábra: Hasadék irányok gyakoriságának eloszlása a bemarahai Kis- (a) és Nagy-tsingyn (b)
 Fig 5: Distribution of abundance of grike directions on the Bemaraha Little- (a) and Great tsingy (b)



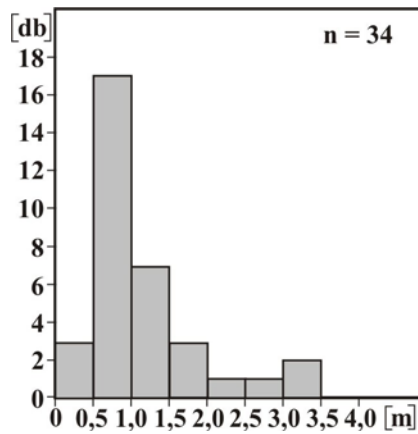
6. ábra: Az ankaranoi Kis-tsingyn a hasadékmélység (a) és hasadékszélesség (b) gyakoriságának eloszlása
 Fig 6: Distribution of abundance of the width of the grikes (a) and depth of the grikes (b) on the Ankarana Little tsingy



7. ábra: Az ankaranoi Nagy-tsingyn a hasadékmélység (a) és hasadékszélesség (b) gyakoriságának eloszlása
 Fig 7: Distribution of abundance of the width of the grikes (a) and the depth of the grikes (b) on the Ankarana Great tsingy



8. ábra: A bemarahai Kis-tingyn a hasadékmélység (a) és hasadékszélesség (b) gyakoriságának eloszlása
 Fig 8: Distribution of abundance of the width of the grikes (a) and the depth of the grikes (b) on the Bemaraha Little tsingy



9. ábra: A bemarahai Nagy-tingyn a hasadékszélesség gyakoriságának eloszlása
 Fig 9: Distribution of abundance the width of the grikes on the Bemaraha Great tsingy

I. táblázat
Table I.

A karrformák fajlagos szélessége és sűrűsége az Ankarana-i tsingy
Specific width and density of the karrenforms on the Ankarana tsingy

szelvény adatai és a karrformák		Kis-tsingy	Kis-tsingy	Kis-tsingy	Nagy-tsingy	Nagy-tsingy
szelvény jele		III.	IV.	V.	VI/a.	VIII/b.
szelvény helye		torony oldala	torony teteje		tömb felszíne	tömb felszíne
szelvény hossza	[m]	5,46	2,6	3	15,2	11
vályú	f.sz. [cm/m]	3,11	21,54	64,33	24,67	-
	s [db/m]	0,18	0,39	2	0,92	-
falikarr	f.sz. [cm/m]	55,67	11,54	21,33	1,12	-
	s [db/m]	2,56	0,38	0,67	0,07	-
rillenkarr	f.sz. [cm/m]	7,51 ; 55,68	0 ; 71,92	0 ; 98	0 ; 35,79	0 ; 20,18
	s [db/m]	5,86 ; 26,56	0 ; 79,61	0 ; 88,3	0 ; 24,67	0 ; 11
hasadék	f.sz. [cm/m]	24,72	-	-	6,45	5,55
	s [db/m]	0,37	-	-	0,33	0,18
kürtő	f.sz. [cm/m]	-	29,62	-	-	-
	s [db/m]	-	0,39	-	-	-
madáritató	f.sz. [cm/m]	-	30,77	-	2,83	50,27
	s [db/m]	-	0,77	-	0,13	0,45
kúp	f.sz. [cm/m]	-	-	12,33	11,38	3,73
	s [db/m]	-	-	0,67	0,26	0,18
összes	f.sz. [cm/m]	91,02 ; 139,19	93,46 ; 165,38	98 ; 196	46,45 ; 82,24	59,55 ; 79,73
	s [db/m]	8,97 ; 29,67	1,92 ; 81,53	3,33 ; 91,63	1,71 ; 26,38	0,82 ; 11,82

Megjegyzés

- f. sz. : fajlagos szélesség

- s: sűrűség

- A rillek valamint az összegzett értékek oszlopában két számadatot találunk. Az első számadat a nem karros formában előforduló rillek adatait tartalmazza. A második számadatot az előző érték továbbá más karros formában előforduló rillek adatainak felhasználásával számítottuk ki.

- rill becslült szélessége átlagosan 1,5 cm

Note

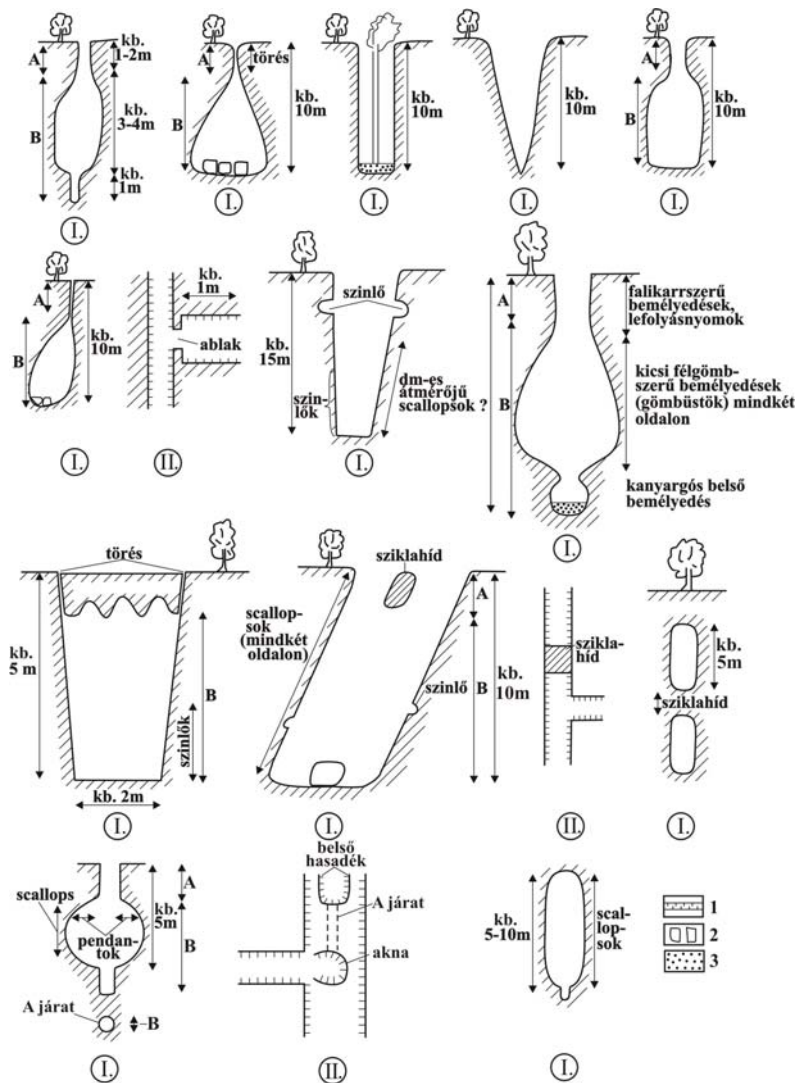
- f.sz.: specific width

- s: density

- We can find two numbers/data in the column in case of rills and altogether value. The first number contains the data of rills in non karren forms. The second number is counted from the previous data and data of rill occurring in other karren forms.

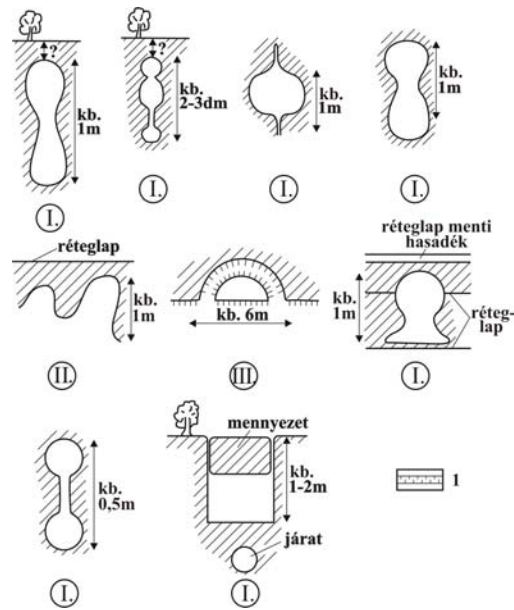
- the average estimated width of rill is 1.5 cm

- A Bemarahai-tsingyn a hasadékok nagy mérete, valamint számos az adatgyűjtési tevékenységet korlátozó rendszabály miatt keresztmetsvény felvételére nem volt mód. Ehelyett a terepbejárás során a hasadékokról vázlatos keresztmetszeteket, alaprajz- és hossz-szelvény részleteket készítettünk (10, 11, 12, 13, 14. ábrák).

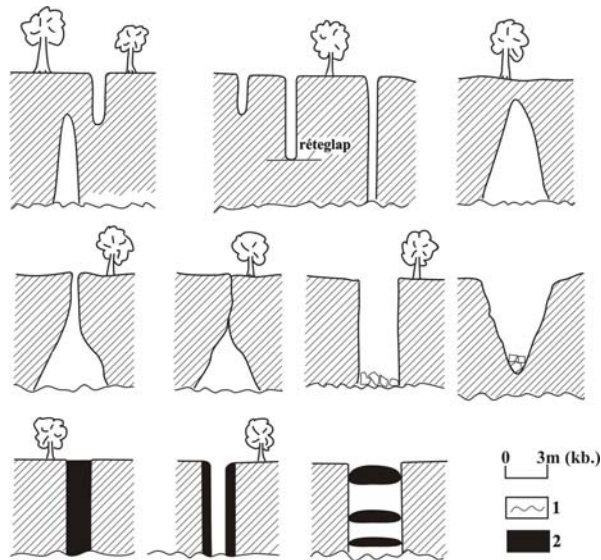


10. ábra: Hasadék szelvények (I) és alaprajzok (II) a bemarahai Kis-tsingyről
Jelmagyarázat: A. csapadékvíz által kialakult hasadékrész, B. karsztvízszint alatt kialakult hasadékrész, 1. folyosó (félülnézet), 2. omladék, 3. a hasadékba bemosott finomszemcséjű anyag

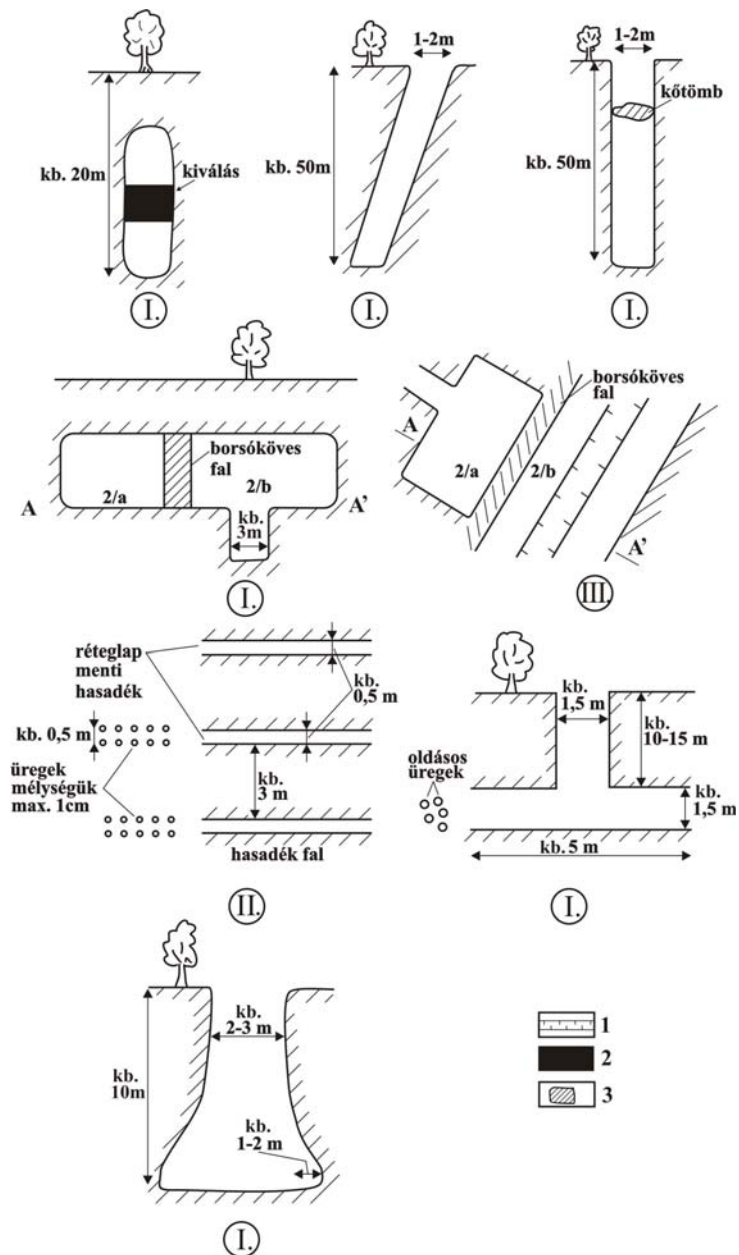
Fig 10: Grike profiles (I) and planimetric representation of grikes on the Bemarahai Little tsingy
Legend: A: grike part, which is developed by rainfall, B: grike part, which is developed by karst water, 1. corridor (top-view), 2. cave debris, 3. fine grain sediment, which is transported into the grike



11. ábra: Járatszelvények (I), hosszszelvények (II) és alaprajzok (III) a bemarahai Kis-tsingy folyosóiról
 Jelmagyarázat: 1. folyosó (felülnézetben)
 Fig 11: Corridors in profile (I) and in longitudinal section (II), in top view (III) from the corridors of the Bemaraha Little tsingy
 Legend: 1. corridors (top-view)

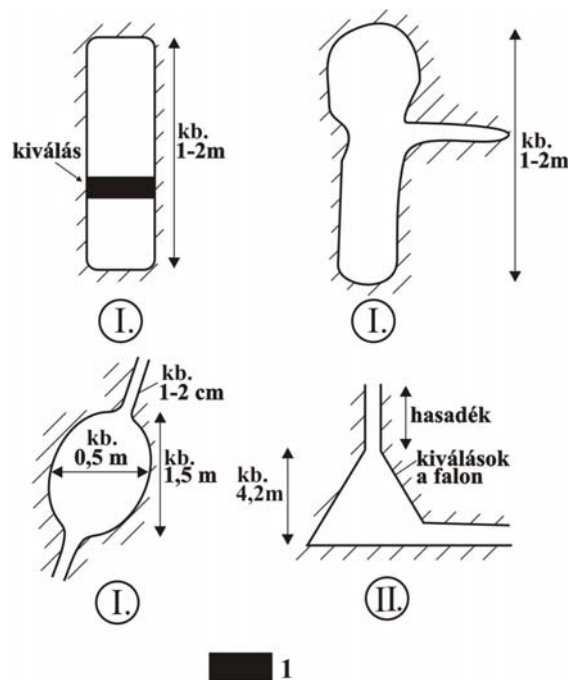


12. ábra: A Manamboló-folyó szurdokos falának hasadécai és folyosó (barlang) szelvényei (bemarahai Kis-tsingy)
 Jelmagyarázat: 1. folyó vízszintje, 2. mésztufa, cseppkő
 Fig 12: Grikes and corridors profiles from the walls of the canyon the River Manamboló (Bemaraha Little tsingy)
 Legend: level water of river, 2. calcareous sinter



13. ábra: Hasadék keresztmetszévények (I), hossz-szelvények (II) és alaprajzok (III) a bemarahai Nagy-tsingyről
 Jelmagyarázat: A: csapadék által kialakított hasadékrész, B: karsztvízszint alatti oldódással kialakult hasadékrész,
 1. folyosófal (félülnézet), 2. kiválás, 3. omladék

Fig 13: Grike in profile (I), in longitudinal section (II), and in top view (III) from the Bemaraha Great tsingy
 Legend: A: part of grike developed by rainfall, B: part of grike developed by dissolution under karst water level, 1.
 wall of corridor (in top-view), 2. calcareous sinter, 3. cave debris



14. ábra: Járatszelvények (I), hossz-szelvények (II) a bemarahai Nagy-tsingyről
 Jelmagyarázat: 1. kiválás
 Fig 14: Grike in profiles (I), in longitudinal section (II) from the Bemaraha Great tsingy
 Legend: 1. calcareous sinter

- A bemarahai Nagy-tsingyn több helyen mértük a falakon előforduló scallops csoportok scallopsainak az átmérőjét (ez a formának a kialakító víz feltételezett áramlási irányába eső legnagyobb kiterjedése) és mélységét (II. táblázat). A scallops átmérőkből számítottuk a kialakulásukat okozó karsztvíz áramlási sebességét az alábbi képlet felhasználásával (LISMONDE-LAGMANI 1987):

$$V = \frac{250}{L}$$

ahol $V \left[\frac{cm}{s} \right]$: a scallopsot kialakító víz áramlási sebessége,

250: az áramló vízre vonatkozó tapasztalati úton kapott állandó,

$L [cm]$: a scallops kiterjedése (az áramlás irányába).

Az áramlási sebesség számítható (amelyeket a III. táblázatban közlünk) a scallops hosszak átlagából (V_1), vagy úgy, hogy az áramlási részse-

bességeket minden egyes scallopsra kiszámítjuk, majd ezek átlagát képezzük (V_2).

II. táblázat
Table II.

Scallopsok adatai (bemaragai Nagy-tsingy)
Data of scallops (Bemaraha Great tsingy)

scallops helye	scallops adatai															megjegyzés
I.	27 8	35 10	52 11	32 12	37 8	50 10	41 9	30 5	34 6	31 7	28 7	33 10	24 9	45 13	33 18	mindkét folyosófalon 1-1,5 m között 5 m hosszúságban
II.	10 2	6 1	7 3	8 3	8 2	13 4	8 2	10 3	12 2	10 2	12 4	10 4	15 3	-	-	folyosófalon 1,5 m kiterjedésben
III.	1,4 0,3	1,2 0,2	2,0 0,3	1,8 0,4	1,7 0,3	1,7 0,5	1,4 0,3	1,6 0,3	-	-	-	-	-	-	-	folyosófalon 1,5x1,2 m kiterjedésben
IV.	19 2	10 5	19 3	15 3	16 2	10 1	11 2	18 2	9 1	-	-	-	-	-	-	barlangjárát falán 1,5 m magasságban
V/a	6 1	11 2	13 5	16 3	16 2	12 2	18 2	27 6	15 1,5	15 2	18 3	19 1	21 4	26 4	16 2	1,5 m magasan, 3 m hosszan
V/b	33 11	34 7	14 4	13 2	30 9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2 m magasan
V/c	26 5	35 7	32 7	44 9	38 9	19 8	31 7	-	-	-	-	-	-	-	-	3 m magasan

Megjegyzés

- felső adat scallops átmérője [cm]
- alsó adat scallops mélysége [cm]
- az egyes helyeken csak a scallopsok egy részének a felmérése történt meg
- V/a, V/b, V/c ugyanazon a helyen, de a folyosófalon különböző magasságokban

Note

- upper data is diameter of scallops [cm]
- lower data is depth of scallops [cm]
- the measuring happened at few scallops in the same place
- V/a, V/b, V/c are in the same place, but at different altitudes of the grike wall

Az áramlási sebesség pontosabban számítható a Prandtl-féle határréteg elmélet felhasználásával, ha a scallopsok előfordulási helyénél a hasadék szélességét is figyelembe vesszük, az alábbi formula szerint (*LISMONDELAGMANI* 1987):

$$\frac{V \cdot L_{3,2}}{v} = 20700 \left[1 + 0,266 \left(\ln \frac{D}{2 \cdot L_{3,2}} - 1,5 \right) \right]$$

ahol
$$L_{3;2} = \frac{\sum_{i=1}^n L_i^3}{\sum_{i=1}^n L_i^2} [cm] \quad (\text{Sauter-féle átlag}),$$

$D[cm]$: a hasadék átmérője,

$\nu \left[\frac{cm^2}{s} \right]$: az áramló folyadék kinematikai viszkozitása,

20700: az áramló vízre vonatkozó tapasztalati úton kapott állandó.

III táblázat
Table III.

Scallops adatok alapján számított áramlási sebességek a Nagy-tsingyről
Current velocity is calculated with using scallops data from the Great tsingy

scallops helye	V_1 [cm/s]	V_2 [cm/s]	V_3 [cm/s]
I.	7,05	7,38	5,66
II.	25,19	26,82	-
III.	156,25	159,96	-
IV.	17,72	19,22	-
Va.	15,06	17,09	-
Vb.	10,08	12,07	-
Vc.	7,77	8,29	-

V_1 : az áramlási sebesség számításához a scallops hosszak átlagát képeztük

V_2 : az egyes scallops hosszakból számított áramlási sebességek átlagát képeztük

V_3 : a Prandtl-féle határréteg elmélet és a folyosó szélesség felhasználásával kapott áramlási sebesség

V_1 : We calculated the mean of the lengths of the scallops to calculate the velocity of current.

V_2 : We calculated current velocity which belongs to different scallops, then we calculated the mean of the current velocity.

V_3 : Current velocity which is calculated by using border layer theory of Prandtl and the width of corridor.

3. Az Ankaranoi-tsingy

Az Ankaranoi-tsingy a sziget É-i részén Diego városától 70 km-re D-re helyezkedik el. Itt a tsingy kisebb-nagyobb foltokban viszonylag nagy területen fordul elő (teljes kiterjedése kb. 200 km²). Két jelentősebb előfordulása említhető a Kis-tsingy és a Nagy-tsingy, amelyek egymástól mintegy 20 km-es távolságra helyezkednek el. A Kis-tsingy egy völgy és a Denevérbárlang szakadéktöbre közti hát lejtőin és tetőszintjén található. Az oldallejtőkön azonban csak helyenként bukkan elő a talaj alól. E foltok területén a hasadékok kevésbé mélyek mint a tetőszinten kifejlődött tsingy hasadékaik mélysége. Ez utóbbi tsingy részlet kiterjedése 1600 m², magassága 295 m alatti. A hordozó 200 m-es vastagságú júra mészkő jól rétegzett. A réte-

gek vastagsága 30-70 cm közötti, dőlésirányuk 82° , dőlésszögük 10° . A Nagy-tsingy kis magasságú (318 m alatti) enyhén hullámos, völgyekkel tagolt térszínen alakult ki, egy szakadéktöbör peremén. Kiterjedését $0,5-1 \text{ km}^2$ -nek becsüljük. Mind a Nagy-tsingyn, mind a Kis-tsingyn a hasadékok közti felszíneken a karrosodás igen számottevő. A másodlagos karrformák sűrűsége és a fajlagos szélessége igen nagy, eléri, sőt meghaladja a kősó karrformáinak ezen jellemzőit (*I. táblázat*). Így, ha az ún. belső rillektől eltekintünk (más karrformákban kialakult rillek) ennek értéke 1 m-en a Kis-tsingyn 91-98 cm, a Nagy-tsingyn 46,45-59,55 cm közötti. A fajlagos szélesség a parajdi sókarszton 54-97 cm közötti (*VERESS 2003*). Ha a belső rilleket is figyelembe vesszük, akkor a Kis-tsingyn a fajlagos szélesség 139,19-196 cm, a Nagy-tsingyn 79,73-82,24 cm, míg a parajdi sókarszton 138-143 cm közötti. A só és a tsingy karrformáinak sűrűsége sem mutat különbséget. Amíg a parajdi sókarszton a sűrűségek 0,8-18 db/m, addig a tsingyn a sűrűség a belső rillek nélkül 0,82-8,97 db/m közötti értékeket mutat. A belső rillekkel együtt azonban a tsingy karrformáinak a sűrűségei 26,38-91,63 db/m között szóródnak. Ha a karrosodás intenzitását a karrformák sűrűségével ill. a formák 1 m-re jutó átlagos össz-szélességével fejezzük ki (amely kifejezi, hogy 1 m-ről mennyi közet oldódott és szállított el), akkor megállapíthatjuk, hogy a tsingyn ennek mértéke eléri, sőt meghaladja a kősóét. Ez az összehasonlítás azonban csak a mérési időpontra lehet reális. Hiszen a kősón a gyors oldódás miatt a formák gyorsan elpusztulnak és újraképződnek. Az Ankaranoi-tsingyn az alábbi formaelemek és formaegyüttesek különíthetők el.

3.a. Formák

Az Ankaranoi-tsingy elsődleges, vagy nagyformái a hasadékok, a gerincek, a tömbök és a tornyok, míg a másodlagosak a rillenkarr, a rinnenkarr, a falikarrok, a madáritatók, a gyűszűkarrok, a kúpkarrok, a kisebb gerincek.

A hasadékok szélessége és mélysége, de különösen utóbbi értéke igen változatos. A mélység 1 m-től 6 m-ig terjed, míg a szélesség néhány cm és néhány m közötti (*6. ábra*). Hasonlóképpen irányaik is változatosak. A Kis-tsingyn a hasadékok legalább három irány mentén csoportosulnak (*4.a. ábra*). A Nagy-tsingyn azonban a hasadékok iránya kevésbé változatos. Gyakoriságuk két, egymásra merőleges (ÉÉK-DDNY, valamint NYÉNY-KDK) irány mentén (*4.b. ábra*) nő meg. A Nagy-tsingy hasadéka-inak mélysége 0,5-11 m között, míg szélessége néhány cm és 6 m között változik, de jellemzőbbek a keskeny, néhány dm-es szélességűek. Amíg a

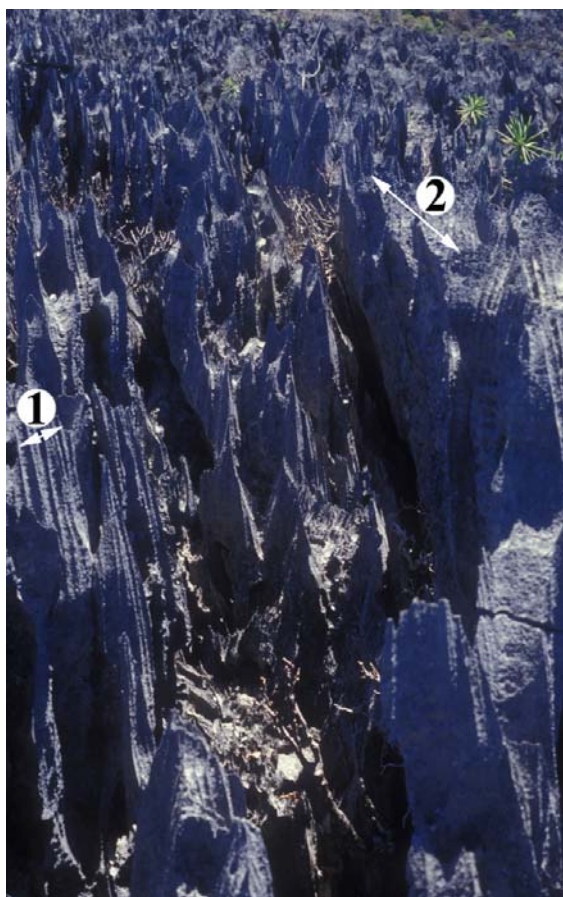
Nagy-tsingyn a hasadékok 78%-a keskenyebb 1 m-nél, addig a Kis-tsingyn a hasadékoknak csak a 36%-a szűkebb 1 m-nél (7. ábra).

Főbb változataik az alábbiak:

* Az egyszerű hasadék néhány dm-es szélességű, alsó végén zárt, lefelé fokozatosan elkeskenyedő, tagolatlan aljzatú forma.

* Az összetett hasadék aljzatát kisebb karrformák (pl. pengegerincek és ezek között részhasadékok) tagolják, alsó vége ugyancsak zárt.

* A karr utca több m-es szélességű bemélyedés. A hasadék jellege nem mindig ismerhető fel könnyen, miután oldalfala nem egységes, hanem ehelyett tornyok láncolata övezi. Az utca aljzatába egyszerű, keskeny hasadékok mélyülhetnek.



1. kép: Az ankaranoi Nagy-tsingy (penge tsingy)
Jelmagyarázat: 1. rillenkarr scallopsokkal, 2. pengegerinc és kúp-karr
Picture 1: The Ankarana Great tsingy (blade tsingy)
Legend: 1. rillenkarrren with scallops, 2. blade ridge and Spitzkarren

A hasadékoknak még további változatai is elkülöníthető: így pengegerincek közti hasadék (az összetett gerincet hasadékok különítik részgerincekre), ferde helyzetű hasadék, réteglapmenti hasadék (közel vízszintes helyzetű), aszimmetrikus hasadék (oldallejtői eltérő meredekségűek).

A hasadékok alul nem minden esetben záródnak. Gyakran fokozatosan elkeskenyednek, vagy törmelékkal kitöltöttek (az aljzatmélység egyik esetben sem állapítható meg). Feltűnő, hogy a hasadékfalakon nincs, vagy nagyon kevés karrforma fordul elő. Ez arra utal, hogy a hasadékfalak, miután feltehetően azokon a lecsorgó csapadékvíz felületileg fejlődik ki (lepelvíz), úgy oldódik, hogy ennek során önmagukkal párhuzamosan hátrálnak. Így karrformák ki sem alakulhatnak, vagy e kezdemények folyamatosan elpusztulnak.

A gerincek változatos magasságú és hosszúságú maradványformák.

A nagyobb gerincek hasadékokat különítenek el egymástól (*1. kép*). Ezeknek két változata különíthető el. A széles gerincek szélessége felső elvégződésüknél 0,2-1,0 m közötti, tetejük lehet lekerekített, vagy közel sík. A tetőkön madáritatók, rinnek is előfordulhatnak, utóbbiak kürtökhöz vezetnek. A gerincek másik változata a pengegerinc, amely felső elvégződésénél 0,2 m-nél kisebb szélességű. A pengegerincek oldallejtőinek felső, 1-2 dm-es szélességű sávját rillek tagolják. A pengegerincek oldalnézetben magaslatokra (kúpokra) és közöttük alacsonyabb gerincszakaszokra (nyergekre) különülhetnek. Az összetett gerincet több pengegerinc alkotja. Az összetett gerinceket nagy (szélesebb és mélyebb) szabálytalan alakú hasadékok és kürtők határolják, míg pengegerinceiket kisebbek (kevésbé szélesek és mélyek). A részgerinceken lokális átoldódással ablakok jönnek létre. Valószínűleg az összetett gerincek széles gerincekből alakulnak ki oly módon, hogy a tetőhelyzetű kürtők növekedve részgerincekre különítik a szélesebb gerinceket.

A kisebb gerincek egyéb karrformák (többnyire rinnek, vagy rillek) közötti maradványtérzínek. Irányuk változatos, magasságuk 1-2 dm, hosszanti kiterjedésük legfeljebb 1-2 m. Előfordulhatnak blokkok tetején torony tetején, vagy torony oldalán. Magasságuk lejtésirányban csökken, oldallejtőjüket rillek, tetejüket kúpok tagolhatják.

A tornyok néhány m magas, alaprajzban négyzetes, vagy gerincszerű formák. (A szomszédos tornyok magassága azonban igen különböző lehet.) A tornyokat minden oldalról hasadékok, vagy egykori hasadékok maradványai határolják. A tornyok oldallejtőit nagyméretű rillek, falikarrok tagolják. A torony tetőszintje nagyon változatos. Ennek figyelembevételével az alábbi változataik különíthető el (*2. kép*).



2. kép: Az ankarana Kis-tsingy (öreg tsingy)
 Jelmagyarázat: 1. összetett torony, 2. sapka, 3. pusztuló torony, 4. utca
 Picture 2: The Ankarana Little tsingy (old tsingy)
 Legend: 1. complex pinnacle, 2. cap, 3. destroyed pinnacle, 4. karst street

* Kúpos tetejű torony felfelé fokozatosan elkeskenyedik. Rendszerint egyetlen kúpban végződik el, amelyen ha rillek alakultak ki, pengegerincek tagolnak.

* Sík tetejű torony teteje széles, kis lejtésű. A tetőn elsősorban madáritatók, gyűszűkarrok, kürtők és pengegerincek fordulnak elő.

* Összetett torony tetőszintje több kúpra és pengegerincre különül. A pengegerincek között rinnek mélyülnek a felszínébe, a kúpok között madáritatók, gyűszűkarrok, rinnek, kürtők fordulnak elő.

* Romos toronynak a tetőszintjét alkotó kőzet réteglap mentén (amely több cm-es magasságú réteglapmenti hasadék is lehet) a torony többi részétől részben, vagy teljesen elkülönülve alkotja az ún. sapkát. A sapka lehet kúpformájú, vagy lapos tömb. Eredeti helyzetéből kimozdult is lehet, vagy torony tetejéről lehullva, omladékként mára a határoló hasadékba került.

A rillek a tsingy uralkodó formái. A meredek lejtőkön folytonos ki-fejlődésben fordulnak elő. Megjelennek rövidebb lejtőkön (így pengegerincek, madáritatók, ill. rinnek oldallejtőin), vagy hosszabbakon is (torony oldallejtőin). Egymásba kapcsolódhatnak, vagy úgy ékelődnek ki (akárcsak kőszón), hogy alattuk újabbak kezdődnek. Ez utóbbi legjellegzetesebb kifejlődése, amikor a lejtőt alkotó rétegfejen réteglaptól réteglapig terjednek.

Ezáltal egymás alatt rill sorozatok fejlődnek ki. Folytonos kifejlődésük miatt hiányoznak az oldódásmentes („*Ausgleichsfläche*”) felszínnek. Rövid, meredek lejtők (rinnoldalak) felső elvégződésén túlnyúlva, kis dőlésű lejtőkön is kifejlődhetnek anélkül, hogy kiékelődjenek.

A rillek nagyságuk szerint csoportosíthatók. A kisebbek 1-2 cm, a nagyobbak 2-10 cm közötti szélességűek. Ez utóbbiak 1 m hosszúságúak is lehetnek. Előfordulnak falikarrhoz vagy félkürtőhöz hasonlító rillek is, amelyek több m hosszúak. Ezek belsejében kisebb rillek fordulhatnak elő folytonos, tehát csoportos kifejlődésben.

A meredek rillek belsejét esetenként több sorban kb. 1 cm-es átmérőjű scallopsok tagolják, amelyek scallops sorokat képeznek.

A rinnek kis lejtésű felszíneken (tömbökön, esetleg tornyok tetején) fordulnak elő. Nem folytonos, vagy csoportos kifejlődésűek, hanem egyesével jelennek meg. Ahol egymás mellett több is előfordul közöttük az eredeti térszínből csak keskeny gerincek (pengegerincek) maradtak meg. A rinnek rövid (legfeljebb néhány m) hosszúságúak, többnyire hasadékokhoz vezetnek. Morfológiailag egyszerű vályúk, csak ritkán összetettek. Ez utóbbi esetben az I. típusú vályú talpán III. típusú fordul elő. Talpukon ritkán előfordulhatnak madáritatók, kürtők, vagy lépcsők. Néha madáritatókból ágaznak ki (túlfolyási vályú), vagy ezek összekapcsolódásával jönnek létre.

A falikarrok meredek, függőleges felületeken fejlődnek ki, elsősorban a tornyok és különböző magaslatok oldalán. Szélességük kb. 5 cm-től több dm-ig terjedhet, hosszúságuk több m is lehet. Metszetben félkör alakúak, tehát ún. félkürtő típusú (*VERESS-TÓTH-CZÖPEK 2003*) falikarrok. A nagyobb és szélesebb rillek, valamint a falikarrok között az átmenet fokozatos. Utóbbiak talán abban különböznek előzőektől, hogy esetenként nem közvetlenül sorakoznak egymás mellett. A falikarrok ugyancsak kiékelődhetnek réteglapoknál. Gyakori, hogy a falikarrok belsejében egy, vagy akár több rill is kifejlődik, máskor scallopsokkal, scallops sorokkal tagoltak.

A madáritatók a tsingy gyakori és változatos formái. A legnagyobb méretűek (akár több m átmérőjűek is lehetnek) a blokkos tsingy kis lejtésű, nagy kiterjedésű, sík térszínein, a blokkokon fejlődnek ki. Ez utóbbiak sík aljzatúak, tápláló, lecsapoló, vagy belső vályúkkal is rendelkezhetnek.

A kis méretű, néhány dm-es madáritatók változatos környezetben (pl. kisebb kiterjedésű tömbökön, tornyokon) jelenhetnek meg. E formák kis mélységűek (1-2 cm, ill. 1-2 dm), oldalfaluk aláhajló, annak tövében színlő is jelen lehet. A vályukat tápláló madáritatók (amelyek vályúvégeknél, vagy vályú peremeknél fordulnak elő) is e csoportba sorolhatók. A fél madáritatók, amelyek átmérője néhány dm, oldallejtői hiányosak. A kör alakú aljzat mintegy 1/3-ánál nincs oldallejtő. E helyeken a sík aljzat fokozatosan megy

át a határoló lejtőbe. E madáritató változat hasonlít a magashegységi karsztok saroknyomaihoz. Valószínű azonban, hogy nem igazi saroknyomok, mert e formák talpa gyakran kisebb mélyedésekkel (gyűszűkarrok) tagolt, vagy peremüktől rinnek, vagy rillek ágaznak ki. Az oldallejtőiket rillek tagolják. A meredekebb lejtőkön kicsi, sík aljzattal rendelkező kehelyszerű madáritatók is előfordulnak. A lejtésiránnyal ellentétes felső oldallejtőjük hosszú és meredek, az átellenes rövid és hiányos, ahol fokozatosan mennek át a határoló lejtőbe, vagy falikarroszerű rillekbe. E formák, különösen a hozzájuk kapcsolódó rillek pengegerincekkel határoltak.

A madáritatók talpán belső madáritatók alakulhatnak ki (összetett madáritató), vagy a madáritatók összenövésével uvala madáritatók is létrejöhetnek.

A gyűszűkarrok néhány cm-es átmérőjű és mélységű, kör alaprajzú, meredek oldalú bemélyedések. Átmenetet mutatnak (ill. hasonlítanak) a madáritatókhoz ill. a nagyobb mélységűek a kürtökhöz. Kis lejtésű térszíneken ill. nagyobb karros formák belsejében (pl. madáritatók) fordulnak elő egyesével, vagy csoportosan. Csoportos kifejlődés esetén egymásba oldódhatnak, miáltal közöttük gerincek hálózata, vagy kúpok csoportja maradhat vissza az eredeti térszínből.

A kúpkar kúpjainak, vagy kúphoz hasonló formáinak magassága néhány cm és néhány dm közötti. A kúpok felülnézetben kör alakúak vagy megnyúltak. A kör alakú kúpok a toronyok tetején (a torony éles határ nélkül egy-egy kúpba megy át), a blokkos tsingy kis lejtésű térszínein, vagy az összeoldódó karros formák (pl. madáritatók közötti térszínek) között fordulnak elő. A megnyúlt kúpok a különböző típusú gerincek részekre különüléssel létrejött maradványok. A félkúpok a magaslatok oldallejtőinek kiemelkedései. Határoló oldallejtőjük lejtésirányba hosszú, átellenes irányban rövid. A kúpok oldallejtőit rillek tagolhatják.

3.b. Karregyüttesek (tsingy változatok)

A tsingy karregyüttes változatai a tornyos-, a tömbös- és a penge tsingy.

A tornyos tsingy alkotja a Kis-tsingy jelentősebb részét (a magaslat tetőszintjét). E karregyüttes változat különböző méretű, egymásba kapcsolódó hasadékokból, ill. karr utcákból és az ezek között egymástól többé-kevésbé elkülönülő különböző méretű, alakú toronyból áll (2. ábra, 2. kép).

A tömbös tsingy karregyüttes változat a Nagy-tsingyre jellemző formaegyüttes. Jellemzősége a két irányú, egymásra merőleges hasadékok rendszere, amelyek kis lejtésű tömböket fognak közre (3. ábra). Megfigyelhető, hogy ugyanazon a helyen az eltérő irányú hasadékok hossza és széles-

sége lényegesen különbözik. Ez különösen a fiatalabb kifejlődésnél (ld. alább) tapasztalható. Ilyen helyeken főleg az ÉNy-DK-i hasadékok a hosszabbak és szélesebbek, míg az erre merőlegesek rövidebbek és keskenyebbek. Miután a rinnek főleg az ÉNy-DK-i hasadékokhoz kapcsolódnak, valószínű, hogy ezek, a tömbökről több vizet kapnak, mint az ÉK-DNy-iak. Emiatt gyorsabban fejlődtek, mint az ÉK-DNy-i irányúak. A tömbös tsingynek legalább két kifejlődése különíthető el. A fejletlenebb (fiatalabb?) hasadécai keskenyebbek (20-50 cm közöttiek), kevésbé mélyek (1-2 m közötti mélységűek) a tömbök felszíne kevésbé tagolt. A tömbök kiterjedése 2-5 m közötti. A tömbök karrformái (rinnek, pengegerincek, madáritatók) kisebbek. A hasadékok aljzatán kisebb hasadékok (amelyeket pengegerincek különítenek el egymástól) fordulnak elő. A fejlettebb (idősebb?) típus hasadécai valamivel szélesebbek (50 cm-t meghaladja a kiterjedésük), mélységük többnyire 2 m-nél nagyobb. Feltűnő, hogy itt a hasadékok lefelé kiékelődnek. Ezek talpa nem tagolt, a K-i (tehát a szakadékdolina felőli) hasadékkal gyakran kisebb dőlésű, mint az átellenes. Ez a hasadékmorfológia arra utalhat, hogy a szakadékdolina falát alkotó közettömeg több szakaszban kissé elmozdult annak belseje felé. A hasadékképződést lényegében áttektonikus kibillenés, vagy kibillenés sorozat is elősegítette. (Erre utalhat az is, hogy a felszín lépcsős és a lépcsők a dolina felé haladva egyre alacsonyabb helyzetűek.) A tömbök felszíne sokkal nagyobb mértékben tagolt karrformákkal, mint az előző változat tömbjei. A tömbökön uralkodnak a nagyméretű (több m átmérőjű madáritatók, madáritató uvalák, rinnek, pengegerincek és kúpok) karrformák.

Valószínű, hogy ez utóbbi változat nagyobb mértékű karrosodása arra vezethető vissza, hogy közvetlenül a szakadéktöbör peremét szegélyezi. Miután a szakadéktöbör kialakult előbb a talajvesztés annak közelében történt így a karrosodás is itt kezdődött, majd fokozatosan terjeszkedett attól egyre távolabbi térszín részletekre is. Emiatt a töbörtől távolabbi felszínnek karrosodása csak később kezdődhetett el és ezért kezdetlegesebb.

A penge tsingy egymással párhuzamos hasadékok, hasadék labirintusok együttese. A hasadékok kiékelődhetnek, egymásba kapcsolódhatnak, egyenesek, vagy kanyargósak. E formákat közel egymagasságú gerincek különítik el egymástól. A hasadékok többnyire nem mélyek (1-3 m közötti mélységűek), de aljzatuk részhasadékokkal, ill. azokat elválasztó pengegerincekkel lehet tagolt (3. ábra, 1. kép).

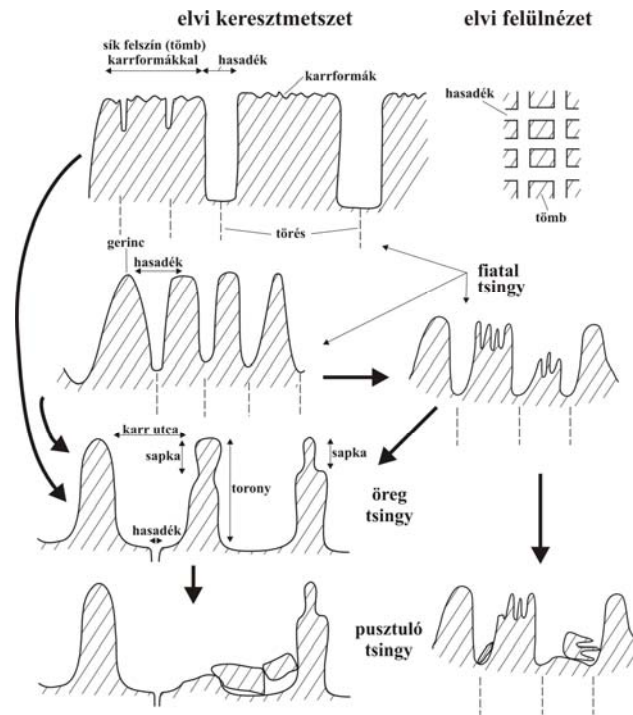
4. Az Ankaranai-tsingy kialakulása és fejlődése

A tsingy hasadécai törések mentén alakultak ki, amit nem csak a megfigyeléseink, a hasadékok gyakoriságának eloszlása, hanem az irodalmi adatok is megerősítenek. Megfigyeléseink a talajnélküli oldásos kialakulást is alátámasztják. Ugyanis a hasadékokban nincs, vagy csak elvétve van talaj. A csenevész, szórványos növényzet csak másodlagosan jöhetett létre a hasadékokban. A hasadékokból a talaj utólagosan nem pusztulhatott ki, ugyanis az olyan hasadékokból is hiányzik, amelyek talpán kisebb-nagyobb bemélyedések vannak. E helyekről a talaj nem szállítható el. A karszt belsejébe sem szállítható, miután a hasadékok többségének a talpa a Nagy-tsingyn teljesen zárt, nem folytatódik keskenyebb hasadékokban, vagy kürtőkben. A talajalatti oldódás hiányát bizonyítja, hogy hiányoznak azok a formák, amelyek a hasadék falon keletkeznek talajelborítás alatt (pl. színlők, zsebek, stb.). Ugyancsak talajnélküli oldódásra utal, hogy számos kis kiterjedésű tsingys folt fordul elő a Nagy- és Kis-tsingyn kívül. Ezeknél a hasadékok kisméretűek, amely jelzi, hogy fejlődésük kezdeténél tartanak, viszont területükön, vagy a hasadékokban sincs talaj. E tsingys foltok között természetesen számos helyen vannak talajjal borított, ill. talajukat éppen elvesztő kőzetfelszínek. E térszíneken nem fordulnak elő tsingys formaegyüttesek, vagy ha igen, akkor a hasadékok még igen kisméretűek.

Véleményünk szerint a tsingy ott alakul ki (vagy fejlődik tovább talaj alatt kialakult karrokból), ahol a talaj lepusztul. Ehhez kedvező körülményt teremt, pl. a szakadéktöbrök kialakulása. A talaját vesztett felszínen, a karrosodás főbb mozzanatai az alábbiak lesznek (15. ábra).

- A bőséges csapadékvíz a törések mentén elszivároghatva hasadékokat alakít ki. Már ekkor elkezdődhet a hasadékok közti térszíneken is a karrosodás.
- Kialakul a fiatal tsingy, amely kétféle lehet. Akkor, ha a törések távolabb esnek egymástól és kétirányúak, tömbös tsingy alakul ki. Ha a kőzetben egy törésirány a jellemzőbb és a töréssűrűség nagy, penge tsingy is kialakulhat.
- Ha a térszín lejtése kicsi, a tömbökre hulló csapadékvíz már ott telítődik. Ez a hasadék fejlődését fékezi, de kedvez a tömbfelszín lealacsonyodásának. Ilyen esetben a tömbös tsingy fázis úgy is stabilizálódhat, hogy a hasadékok mélysége nem változik. Ez akkor lehetséges, ha a tömbök felszínének az alacsonyodása és a határoló hasadékok mélyülésének a sebessége hasonló.
- Akkor, ha a hasadékok szélesednek (tömbös tsingy), vagy az oldás újabb (más irányú) törések mentén kezdődik el (penge tsingy) a tömbök szélességének a csökkenésével, vagy a pengék feldarabolódásával kialakul a tornyos tsingy (öreg tsingy). Megjegyezzük, hogy ROSSI (1974) elkülönít elsődleges és másodlagos töréseket. Az elsődleges törések által közrefogott egyet-

len tömbön belül a másodlagos törések mentén akár több torony is kialakulhat.



15. ábra: Az Ankaranai-tsingy kialakulása és fejlődése
Fig 15: Forming and development of the Ankarana-tsingy

- A tömbös tsingy magaslatai elpusztulnak. ROSSI (1974) szerint a tornyok oldallejtőik pusztulásával egyre fogynak. Kellő elkeskenyedésüket követően eldőlnék (pusztuló tsingy). A keletkezett kőtömbök a hasadékokban halmozódnak fel.

5. A Bemarahai-tsingy

A Bemarahai-tsingy Morondava városától 150 km-re É-ra a Manamboló-folyó mentén (attól főleg É-ra) mintegy 400 km² kiterjedésű területen található. Itt is elkülönítenek Kis-tsingyt és Nagy-tsingyt. A Kis-tsingy közvetlenül a folyót szegélyezi, míg az ún. Nagy-tsingy a folyótól mintegy 8 km-re É-ra helyezkedik el.



3. kép: Hasadék rendszerek a Bemarahai-tsingyről
Picture 3: Grike systems from the Bemaraha tsingy



4. kép: Folyó által feltárt hasadékok a bemarahai Kis-tsingyn
Picture 4: Grikes which are opened by river from the Bemaraha Little tsingy



5. kép: Folyó által feltárt barlangok a bemarahai Kis-tsingyn
Picture 5: Caves which are opened by river from the Bemaraha Little tsingy



6. kép: A hasadékok legnagyobbika a bemarahai Nagy-tsingyn
Picture 6: The greatest grike of the Bemaraha Great tsingy

A Bemarahai-tsingy olyan karregyüttes, amelynek hasadékai nagyobbak, mint az Ankarana-i-tsingy hasadékai, de a hasadékok ugyancsak többnyire két irányban fejlődtek ki és tömböket fognak közre (3. kép). A Kis-tsingy esetében a hasadékok mintegy 1-3 m szélesek (de előfordulnak 5 m, sőt 8 m-es hasadékszélességek is) és a mélységük 5-18 m. E formák, mint említettük két egymásra merőleges irány mentén (ÉÉK-DDNY, NYÉNY-KDK) mentén csoportosulnak (5. ábra). Külön szükséges szólni a Kis-tsingynek a folyó által elmetszett, feltárt hasadékairól (4. kép) és barlangjáratairól, folyosóiról (5. kép). Ezek a folyó medrének sziklás, meredek falán sorakoznak. Jellemzőik az alábbiak (12. ábra, 5, 6. képek):

- A barlangjáratok, folyosók mennyezete és a felszín között a kőzet lehet törésmentes, töréssel, vagy oldódásos, keskeny (néhány cm-es szélességű) hasadékkal átjárt.
- A törésmentes folyosók mellett (szintjében) a felszínről lefelé fejlődő hasadékok is előfordulnak. Utóbbiak folyosó nélkül is megjelenhetnek és különböző mélységig nyúlhatnak le.

- Előfordulhatnak függőleges, vagy ferde helyzetű, lefelé elkeskenyedő, talpukon omlásos eredetű tömbökkel kibélelt hasadékok.
- Végül egyes hasadékok kiválásokkal különböző módon részben, vagy teljesen kitöltöttek. Így a folyosót, vagy hasadékot több szintre különíthetik a kiválásokból (és ezek által összecementált törmelékből, vagy mállástermékből álló) létrejött álmennyezetek. Ez utóbbiak a folyosók kitöltésmaradványai.

A Nagy-tsingy hasadékainak a mélysége a Kis-tsingy hasadékainál lényegesen nagyobb, többségük mélysége 80-120 m közötti (6. kép), szélességük néhány dm-től 3 m-ig terjedhet (9. ábra). A hasadék irányok eloszlása változatos. Főleg az ÉK-DNY-i, ill. az ÉÉK-i-DDNY-i irányok tűnnek meghatározónak (5. b. ábra).

6. A Bemarahai-tsingy morfológiája és annak kialakulása



7. kép: Egymás felett kifejlődött rillek sorozata a bemarahai Kis-tsingyn
 Jelmagyarázat: 1. rill sorozat, 2. réteglap
 Picture 7: Rillen series above each other on the Bemaraha Little tsingy
 Legend: 1. rillen series, 2. bedding plane

A tömbök felszíne másodlagos karros formák által tagolt. A legjellemzőbb karrformák itt a rillsorok (7. kép), a különböző típusú rinnek (egyszerű vályú, túlfolyási vályú, lépcsős vályú), a madáritatók (egyszerű- és összetett madáritató, uvala madáritató, félmadáritató), a gyűszűkarrok, a meanderkarrok, s pengegerincek (rillekkel), fűzérkarrok (saroknyomok) (8.

kép), és a kürtök (*IV. táblázat*). A Bemarahai-tsingy fentebb felsorolt másodlagos karrformái lényegesen nagyobbak lehetnek az Ankaranai-tsingy karrformáinál. Így említhető a Nagy-tsingy egyik vályúja, amelynek a mélysége helyenként a 10 m-t is meghaladja (szélessége 1 m alatti), a talpát tagoló lépcsők 1-2 m magasságúak (*9. kép*). Belsejét egyébként nemcsak lépcsők, hanem rillek, gyűszűkarrok és madáritatók is tagolják.



8. kép: Saroknyomok a bemarahai Nagy-tsingyről
Picture 8: Trittkarren on the Bemaraha Great tsingy

A hasadékok keresztmetszetüket tekintve egyszerűek és összetettek (*10, 12, 13. ábra*). Az egyszerűek között előfordulnak fentről lefelé elkeskenyedők, vagy kiszélesedők, ill. egyforma szélességűek. Az összetett hasadékok között a leggyakoribbak a felső részükön keskeny, alsó részükön széles és ovális keresztmetszetű hasadékok. A két hasadékrész morfológiája eltér egymástól (ld. alább). Ez utóbbi hasadéktípusba tartoznak olyanok is, amelyek talpán egy kisebb bemélyedés (csatorna) is kifejlődött. A hasadékok fala gyakran aláhajló, aljukon szálközet, omladék és különböző áthalmozott finomszemcséjű anyag, ill. talaj fordul elő, ill. váltakozhat. A Kis-tsingyn néhány helyen homok (a folyóhoz közeli hasadéktalpakon) és kavics is előfordul. Különösen a Nagy-tsingy hasadékaiban, barlangjaiban számottevő gyakoriságban és mennyiségben fordul elő mészkiválás. Előfordul, hogy a hasadékoknak a kiválás kitöltéseiből álmennyezetek (a kiválásban járat jött létre), majd ezek részleges pusztulásával álmennyezetek maradványai képződnek. A hasadékok barlang folyosókba, ill. átjárókba mehetnek át (*10. ábra*). Utóbbi esetben a mennyezetek részleges lepusztulásával szikla-

hidak jönnek létre (10. kép). A sziklahidak kürtőkkel átjártak lehetnek, om-
ladék tömbökre különülhetnek. Előfordul, hogy az egykori mennyezeteket
mindössze a falak közé beszorult kötömbök jelzik. A hasadékok távolsága
és így a tömbök kiterjedése is nagyobb, mint az Ankarana-tsingyn (a Kis-
tsingyn 10-15 m, a Nagy-tsingyn ennél is nagyobb lehet, 15-30 m közöttire
becsülhető).



9. kép: Nagyméretű rinn a bemaraha Nagy-tsingyn
Jelmagyarázat: 1. szinlők
Picture 9: Great rinn on the Bemaraha Great tsingy
Legend: 1. notches

A hasadékfalak kialakulásuk szerint többfélék (IV. táblázat, 16. áb-
ra). Egyrészt előfordulnak közöttük olyanok, amelyek a tömbök felszínén is
jellegzetesek, tehát másodlagos karrformák. Ilyenek, pl. a gyűszűkarok,
kúpkarok, a rillek, a rinnek. Csak hasadékokra jellemző formák közt említ-
hetők olyanok is, amelyek a lefolyó csapadékvíz által alakultak ki. Ilyenek a
hasadékfalak felső részén előforduló falikarok (kicsi scallopsokkal), vala-
mint a lankásabb hasadéksíkokon a kehelyszerű madáritatók (11. kép), bár
utóbbiak néha a tömbök felszínén is megtalálhatók. E formák egymás felett
lépcsősen ismétlődhetnek. Az egymás feletti képződmények vagy egymástól
függetlenek, vagy egymáshoz kapcsolódhatnak. Talpukon gyűszűkarr fordul
elő.

IV. táblázat
Table IV.

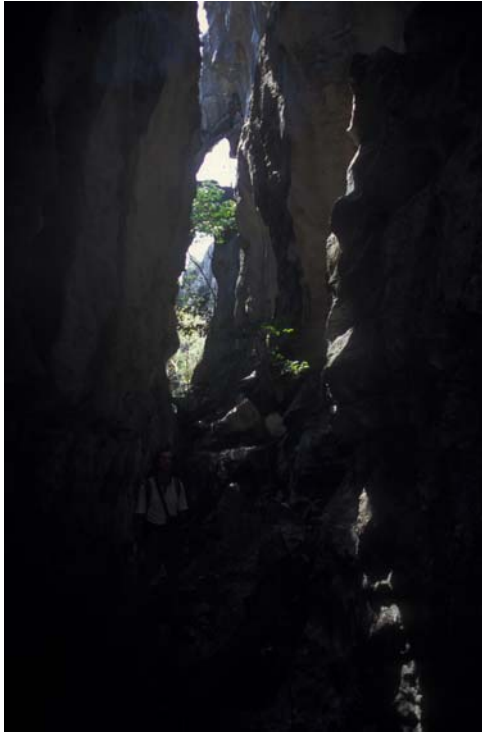
Karrformák és egyéb képződmények elterjedése a Bemarahai-tsingyn
Occurring of the karren forms and other karst forms on the Bemaraha tsingy

képződmény	előfordulása				megjegyzés
	tömb felszínén	hasadékfalon		hasadékban képződött	
		járatban alakult ki			
		karsztvízszint alatt	karsztvízszint felett vadózus zónában		
rill	+(1)+(2)			+(1)	
rinnen	+(1)+(2)			+(1)+(2)	
meanderkarr	+(1)				
saroknyom	+(2)				
kicsi scallops (karrformában)	+(1)+(2)			+(1)	
nagy scallops		+(1)+(2)+(3)	+(1)+(2)+(3)		
falikarr (fűzékarr)	+(2)			+(1)	
gyűszükarr	+(1)+(2)			+(1)	
madáritató	+(1)+(2)				
kehelyszerű madáritató	+(2)			+(1)+(2)	
kúp	+(1)			+(1)	
pengegerinc	+(1)+(2)				
kürtő	+(2)	+(2)			
gömbüst		+(1)			
pendant		+(1)+(2)	+(1)+(2)		
oldódásos ablak		+(1)			
akna		+(1)			
körszelvényű járat		+(1)+(2)			
kulcslyuk szelvényű járat		+(1)			
hasadék alatti járat		+(1)			
színlő		+(1)			
réteglap menti hasadék		+(1)+(2)+(3)		+(1)+(2)	
kerülő járat		+(1)			
átjáró		+(1)+(2)			
sziklahíd	+(1)	+(1)			
sziklahíd kürtőkkel				+(1)	
függőlegesen megnyúlt barlangjárat		+(1)+(2)+(3)			
belső hasadék		+(1)			
omladék a hasadék felső részén			+(2)+(3)		
cseppkölefolyás			+(1)		
cseppkőbevonat			+(2)+(3)		
függő cseppkő			+(2)		(4)
mész-tufa kitöltés			+(2)+(3)	+(2)+(3)	(4)
borsókő			+(2)	+(2)	(4)
álmennyezet kiválásból			+(2)	+(2)+(3)	(4)
Álmennyezet maradvány				+(2)	

Megjegyzés:

1. Kis-tsingy
 2. Nagy-tsingy
 3. Kis-tsingy folyóparti része
 4. mind folyósóban (vadózus zónában), mind hasadékban kialakulhat
- Note

1. Little tsingy
2. Great tsingy
3. Part of Little tsingy which is on the river bank
4. the form can develop equally in corridor (in vadose zone) or in grike



10. kép: Sziklahíd a bemarahai Kis-tsingyn
Picture 10: Bridge from the Little tsingy



11. kép: Madáritatószerű formák a bemarahai Nagy-
tsingyről
Picture 11: Kamenitza-like form from the Bemaraha
Great tsingy



12. kép: Kerülőjárat
Picture 12: By-pass cave



13. kép: Réteglap menti hasadék a bemarahai Nagy-tsingyn
Picture 13: Bedding grike from the Bemaraha Great tsingy



14. kép: Hasadék falak színlői a bemarahai Kis-tsingyn
Picture 14: Notches of the grike walls from the Bemaraha tsingy

A tsingy hasadékfalain, ill. ezek környezetében előforduló formák az alábbiak. Gyakorik a hasadékok közé ékelődve a barlangjáratok és az átjárók (10. ábra). A barlangjáratok (folyosók) többször 10 m, míg az átjárók mindössze néhány m hosszúságúak. E formák hasadékokat, hasadékrészeket kapcsolnak egybe. Ez történhet úgy, hogy ugyanazon hasadék két részlete közé ékelődnek, vagy úgy, hogy két különböző hasadékot kapcsolnak egybe. Hosszabb-rövidebb barlangjáratok lehetnek egyes hasadéktalpak alatt is. Az oldalfalak kör, vagy kulcslyuk keresztmetszetű járatai (függő barlangok, 11. ábra), a hasadékfalakon nyíló járatok (a padozat felett több m-es magasságban). Irányuk merőleges a hasadékok irányára. A kerülő járatoknak (11, 12. képek) a hasadékfalon két bejáratuk van, amelyek között a járat alaprajzban íves lefutású. A réteglapmenti hasadékok (13. kép), hasadékfalak, ill. barlangjáratok falán elhelyezkedő több m-es mélységű, néhány dm-es magasságú formák. Gyakran a szomszédos hasadékokat réteglapok menti hasadékok kapcsolják össze. Az oldódásos ablakok néhány dm és kb. 1 m közötti átmérőjű átoldódások. Ott alakulnak ki, ahol a szomszédos, egymáshoz közeli hasadékok, esetleg hasadékok és barlangjáratok közötti válaszfal oldódással átlyukadt. A pendantok dm-es kiemelkedések a barlangjáratok, átjárók mennyezetén, valamint az aláhajló hasadékfal részekén. Nem túl gyakran fordulnak elő. A hasadékokban és barlangokban ugyancsak előfordulnak kiválások. Ezek lehetnek mésztufák, vagy cseppkövek. A mésztufák kitöltést, vagy álmennyezetet képeznek. A cseppkövek lehetnek bekérgeződések, cseppközuhatagok, függőcseppkövek és borsókövek.

A scallopsok több dm-es átmérőjűek is lehetnek. Néha magányosak, máskor nagy sűrűséggel foltos kifejlődésben, helyenként több szintben borítják a barlang- és hasadékfalakat. Megjelenésük a talp felett 1 m-es magasságtól felfelé gyakori.

A színlők (14. kép) igen változatos méretűek lehetnek (néhány dm-es magasságúak, míg mélységük néhány dm-től a több méterig terjedhet). Átmenetet képezhetnek a réteglap menténi hasadékok felé. Előfordulhatnak páratlanul, vagy párosan, magányosan, vagy színlősort alkotva. Gyakran nem folytonos kifejlődésűek, hanem a kb. 10-30 m hosszúságú színlők a falakon kiékelődnek, majd ismét megjelennek. Előfordulnak barlangjáratok, függőbarlangok oldalfalain is.

A barlangi formák kialakulhatnak a freatikus, epifreatikus és a vadózus zónában (SLABE 1995). Miután a különböző zónákban a képződési feltételek (pl. az áramlási sebesség) hasonló lehet, ugyanaz a forma több zónában (környezetben) is létrejöhet. A fentebb bemutatott formákat az áramló vizek (ill. a kiválásokat szivárgó vizek is) hozzák létre. Egyes for-

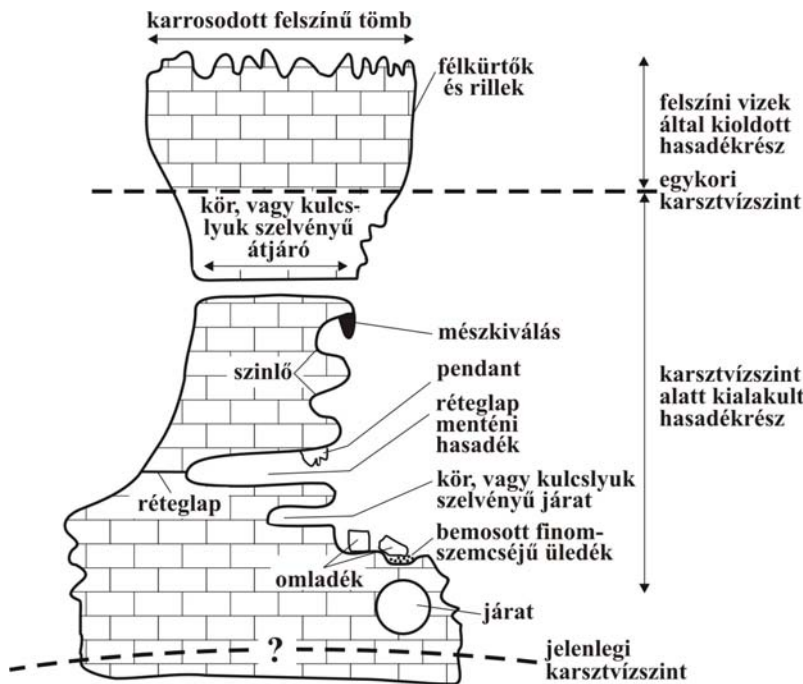
mák azonban nem csak a fenti zónákban (scallops) jöhetnek létre, hanem azokat felszíni vízfolyások is kialakíthatják.

Freatikus, ill. epifreatikus környezetben képződtek a lefelé szélesedő és az összetett hasadékok. Ezeknek a felső, keskenyebb részét törések mentén beszivárgó (befolyó) csapadékvíz alakította ki. Ezt bizonyítja, hogy e részek gyakran csak néhány dm-es szélességűek, továbbá az, hogy a falakon csapadékvíz által kialakított formák (falikarrok, rillek) a jellegzetesek. Az ilyen hasadékok alsó része széles (több m-es) az oldalfal aláhajló (ez utóbbi sajátosságuk miatt a felszínről befolyó csapadékvíz nem alakíthatta ki az ilyen falakkal közrefogott hasadékokat, ill. az aláhajló falrészletek formáit). Falaikon uralkodnak az áramló víz által kialakított formák. Ugyancsak freatikus, ill. epifreatikus környezetűek a barlangjáratok (folyosók), az átjárók, a függőbarlangok, a kerülő járatok, a gömbüstök, a pendantok, a réteglap menti hasadékok, a színlők és az ablakok.

Az ellipszis, vagy kulcslyuk szelvényű járatok karsztvízszint alatt réteglap menténi oldódással alakulnak ki (*BÖGLI* 1956, *WHITE* 1988, *SWEETING* 1973). A tsingy függőbarlangjai (keresztmetszetük alapján) karsztvízszint alatti réteglap menténi oldódással képződtek.

A színlők és réteglap menténi hasadékok vízszintnél kialakult képződmények, miután kialakulásuk csak úgy lehetséges, ha a vízszint tartósan ugyanabban a magasságban húzódik. Ez e formáknak a karsztvízszintjében történő kialakulására utal.

A hasadéktalpak alatti barlangok jelzik a karsztvízszint jelentős mértékű ingadozását, vagy süllyedését. A mennyezeti pendantok többféle (vadózus, epifreatikus) környezetben is kialakulhatnak. Ott képződnek, ahol az üregek részleges kitöltődése miatt a karsztvíz megemelkedve a mennyezeten csatornát, csatornarendszereket hoz létre (*SLABE* 1995). A Kis-tsingyn előfordulnak olyan hasadékok, amelyeknek alsó, aláhajló részén előforduló pendantok elterjedése jelzi a hasadéknak azt a részét, amely a karsztvízszint alatt alakult ki (*10, 16. ábrák*).



16. ábra: A Bemarahai-tsingy hasadékfalainak általánosított morfológiai szelvénye
 Jelmagyarázat: 1. mészkő
 Fig 16: Generalized morphological profile of grike walls of the Bemaraha tsingy
 Legend: 1. limestone

A mészkiválások a vadózus övben alakultak ki. Erre utal a cseppkövek jelenléte. A mésztufák egy része is barlangi környezetben keletkezhetett. Ugyanis a cseppkövek esetenként mésztufán is előfordulnak. Ha elfogadjuk, hogy a hasadékok fejlődésében a mai állapotot (lényegében felszíni környezet) megelőzte a vadózus környezet, akkor a mésztufák miután idősebbek a rajtuk képződött cseppköveknél, ugyancsak vadózus (vagy epifreatikus) környezetben képződtek.

A scallopsok bármely környezetben (freatikus-, epifreatikus-, vadózus-, felszíni környezet) kialakulhatnak. Számításaink szerint azonban a scallopsokat létrehozó víz áramlási sebessége igen eltérő volt (5,66 cm/s-159 cm/s között változhatott) a különböző helyeken (III. táblázat). A változatos sebesség értékek kevésbé valószínűsítik a felszíni vízbeáramlást. Nagyobb a valószínűsége a felszín alatti vízáramlásnak egy labirintus jellegű járatrendszerben. Ekkor a szélesebb, egyirányú folyosórészekben az áramlás gyorsabb, a keskenyebb (fejlődésének kezdetén álló), az irányt változtató folyosókban, folyosó kereszteződési helyeken az áramlás lassúbb. Ezért

valószínű, hogy a hasadékok scallopsai is a vadózus zónában, vagy a karsztvízszint alatt alakultak ki.

Megemlítjük azonban, hogy színlők és scallopsok előfordulnak a Manamboló-folyó mentén is. Ez jelentheti, hogy e formák felszíni vízáramlás során is kialakulhatnak, de jelentheti azt is, hogy a folyómeder (völgy) egyes részei barlangjáratok mentén alakultak ki.

7. A Bemarahai-tsingy kialakulása

A Bemarahai-tsingy egyes részei (így azok a hasadékok, hasadékrészek, amelyek kettős szelvényűek, vagy lefelé kiszélesednek, ill. az üregesedést bizonyító formakincsel rendelkeznek) részben, vagy teljesen, törések által preformált üreghálózatból jöttek létre. A tsingy mai formáját oly módon nyerte el, hogy az üreghálózat kisebb-nagyobb részei mennyezetüket vesztették. A hasadékokat megszakító, vagy azokból kiágazó barlangok az egykori üreghálózat maradványai. Az egykori üreghálózat állapotot az alábbiak bizonyítják:

- A hasadékok olyan formái, amelyek azoknak az egykori üregállapotát jelzik (sziklahidak, a sziklahidakból vagy mennyezetekből keletkezett kötőbök).
- A karsztvízszint alatt, ill. a vadózus zónában keletkezett képződmények, formák.
- Gyakori, hogy egy szintben egymás folytatásában barlangfolyosó és hasadék fordul elő. Ekkor a hasadék azon formái (pl. scallops) is ugyanazon környezetben alakultak ki, mint a barlangjáratok formái. Miután a barlangjáratok scallopsai karsztvízszint alatt, vagy a vadózus zónában képződtek, ez a hasadékok scallopsai esetében sem lehetett másképp.
- Gyakori, hogy egy szintben a hasadékok és barlangjáratok egyetlen rendszert alkotnak. E rendszerből nem hozhatta létre egy áramlás a barlangokat és egy másik a hasadékokat. A kialakító áramlás a barlangok jelenléte miatt csak a karsztvíz vize lehetett. Az áramló karsztvíz jelenléte kellően magyarázza egyúttal a rendszer labirintus jellegét, valamint a változatos áramlási sebességeket.

Azok a hasadékok, vagy hasadékrészek, amelyek lefelé nem szélesednek és falaikon nincsenek karsztvíz alatt kialakuló formák, nem karsztvízszint alatt alakultak ki.

A mindenkori karsztvízszintet és annak magasságát a Manamboló-folyó jelöli ki, amely a tsingys területet D-ről szegélyezi, ill. völgye részben a tsingyn alakult ki. Ezért az egykori karsztvíz a felszínhez közeli helyzetben húzódott és a tsingy szintjében áramlott. Ez nem is lehetett másképpen,

mivel száraz évszakban a folyó jelenlegi vízszintje (50 m) és a tsingy felszín legmagasabb pontja (190 m) között a magasságkülönbség mindössze 140 m. A karsztvízszintnek a felszínhez közelségére utal az is, hogy a Kis-tsingy egyik teremszerűen kiszélesedő hasadékrészletén a mészkövön vizes medence található. A medence talpa a környező felszíntől mintegy 10 m-rel van alacsonyabban. Itt a karsztvízszint magassága megegyezik a folyó kisvízhozamánál fennálló vízszint magassággal (ez mindkét helyen 50 m). A medence hasadékfalain felismerhetők a vízszint változás (elszíneződési szintek formájában) nyomai. Ez utóbbi jelentheti az egykori karsztvízszint ingadozását, vagy azt, hogy nedves évszakban a karsztvíz a tsingy kisebb-nagyobb részén a hasadéktalpakon megjelenik.

A hasadékok kialakulásában, vagy továbbfejlődésében a folyónak közvetlen szerepe lehetett. Ez a szerep az alábbiakban nyilvánulhatott meg.

- A folyó törések mentén elszivárgó vize folyosókat fejleszthetett oldalirányban, vagy kapcsolhatott egybe.
- A folyó vize áradások idején a Kis-tsingy folyóhoz közeli részeinek hasadékaiba áramlik (a hasadéktalpakon mint említettük folyóvízi homok is előfordul).
- A folyó bemélyülése során a már meglévő barlangjáratokat felnyitotta, miáltal maradványbarlangok alakultak ki.

Mivel magyarázható a hasadékok nagy mérete, továbbá az, hogy a Nagy-tsingy hasadékainak mélysége akár többszöröse is lehet a Kis-tsingy hasadékainak? A hasadékok nagy függőleges méretét a karsztvízszint hasonlóan nagy mértékű változása okozta. Miután az oldódás elsősorban a karsztvízszint közelében számottevő a karszt belsejében, a hasadéktalpakon végbemenő oldódást, tehát az egykori járatok mélyülését, a karsztvízszint süllyedése tette lehetővé. A karsztvízszint süllyedésének az okai az alábbiak lehetnek:

- A folyó bevágódása miatt a karsztvízszint süllyedt. Ha a folyónak a tsingys áttörési szakasza utáni részét tekintjük, alig van völgye. A mai vízszint és a medren túli felszín közötti magasságkülönbség 10 m. Az áttörési szakaszon sem nagyobb számottevően a folyó mentén a felszín magassága. A folyó bevágódása, ha nem is számottevő mértékben, de hozzájárulhatott a karsztvízszint süllyedéséhez és így az egykori járatok mélyüléséhez.
- A karsztvízszint ingadozott. Az ingadozás mértéke nagyon jelentős lehetett, ill. lehet éves viszonylatban. *BALÁZS* (1980) szerint a közeli Morandava városában a 780 mm csapadékból a nedves évszak négy hónapjában 710 mm hull.
- A karsztvízszint ingadozását még növelheti a folyó vízhozam változása miatti vízszint ingadozás is.

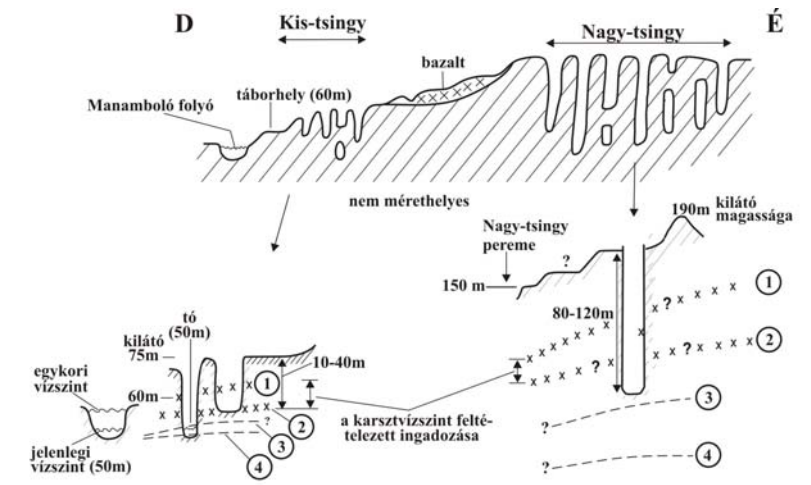
- Az üregesedés előrehaladtával a karsztvíz visszaduzzadásának a mértéke a gyorsabb áramlás miatt csökkent, ez a karsztvízszint süllyedését eredményezi.

Mindezek a tényezők együttesen okozhatták (vagy okozhatják jelenleg is) a karsztvízszint számottevő süllyedését, ill. ingadozását.

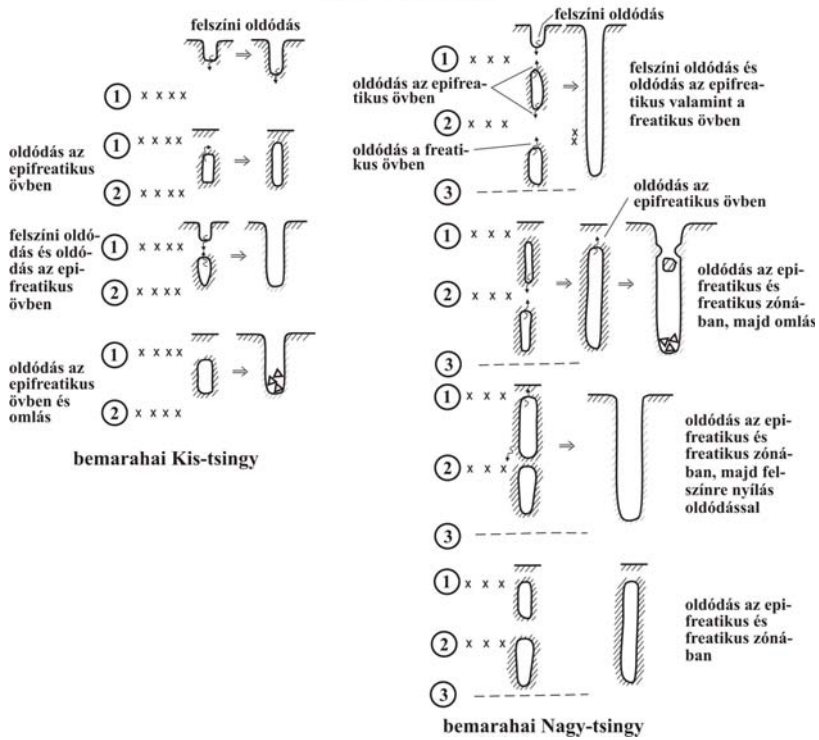
Az egykori folyosók kialakulása az epifreatikus övben és a freatikus övben (az alacsony karsztvízszint mentén, ill. attól lefelé még egy bizonyos, de ismeretlen mélységig) történt.

A két zónás, vagy csak egy zónás környezet létét eddigi ismereteinkkel nem tudjuk egyértelműen bizonyítani. Mert bár a folyosófalak számos morfológiai képződménye karsztvízszint alatti oldódással jött létre, ezen formák talán a nagyméretű scallopsok kivételével, mindkét zónában kialakulhatnak (SLABE 1995). A hasadékfalak scallopsainak mindkét zónában kialakulására utalhat, hogy a scallops méretek alapján számított áramlási sebességek igen eltérőek lehetnek (III. táblázat), bár ennek oka lehet (mint azt már említettük a folyosó (járat) mintázat és morfológia is. A kicsi sebesség értékek (5,66 cm/s ill. 7,055 cm/s) azt is jelezhetik, hogy egyes scallopsok mélyen a karsztvízszint alatt, tehát a freatikus zónában jöttek létre. Elsősorban a Nagy-tsingy hasadékfalainak nagyméretű scallopsai miatt tartjuk valószínűnek, hogy az egykori folyosók itt a freatikus zónában is képződtek. Ugyanakkor a Nagy-tsingyn sem lehetett kizárólagos a freatikus környezet. Ugyanis, ha így lett volna, akkor a karsztvízszintnek – ingadozás nélkül - 100 m-es, vagy ennél is nagyobb eséssel és/vagy süllyedéssel kellett volna rendelkeznie. Ahhoz ugyanis, hogy itt 100 m-es, vagy ennél is nagyobb függőleges kiterjedésű járatok képződjenek, a Nagy-tsingyn a karsztvízszintnek a folyó vízszintje felett 100 m-rel magasabban kellett volna elhelyezkednie a járatok kialakulásának kezdetén. Ez esetben a járatok lefelé mélyülését – karsztvízszint közeli oldódással – az tette volna lehetővé, hogy az üregesedés előrehaladtával és az ezt kísérő egyre gyorsabb oldalirányú áramlás miatt, a karsztvíz visszaduzzadása (és így a vízszint „feldombordása”) egyre kisebb mértékű lett volna. Ezért sokkal valószínűbb a karsztvízszint intenzív, évszakos ingadozása, tehát az epifreatikus zóna létezése a Nagy-tsingyn is. A Kis-tsingy hasadékai valószínű, hogy egyetlen zónában, az epifreatikusban alakultak ki. Bár a Kis-tsingyn is előfordulnak egy helyen nagyméretű scallopsok. A kialakulásukhoz szükséges lassú áramlást azonban az epifreatikus zónában is valószínűsíteni lehet. A lassú áramlás okai az epifreatikus zónában az alábbiak lehetnek:

- A már említett labirintus jelleg, továbbá a folyosó, ill. a hasadék szélesség változások.



hasadékok kialakulása



17. ábra: A Bemarahai-tsingy kialakulása és fejlődése
 Jelmagyarázat: 1. egykori felső karsztvízszint, 2. egykori alsó karsztvízszint, 3. jelenlegi felső karsztvízszint, 4. jelenlegi alsó karsztvízszint
 Fig 17: Forming and development of the Bemarahai-tsingy
 Legend: 1. former upper karst water table, 2. former lower karst water table, 3. upper karst water table at present, 4. lower karst water table at present

- E folyosók közvetlenül a folyó mentén, vagy a folyótól néhány 100 m-re helyezkednek el. Ezért a folyó és a folyosók között a karsztvízszint esése és így áramlása nagyon kicsi lehetett. Jelenleg a folyó vízszintje és az alacsony karsztvíz szintje (a már említett medence vízszintje) között a magasságkülönbség mint említettük, 0 m.

A Nagy-tsingy hasadékeinak (járatainak) nagy függőleges kiterjedése, három tényezővel is magyarázható. Ezek az alábbiak (17. ábra):

- A Nagy-tsingyn a karsztvízszint ingadozása, miután távolabb helyezkedik el az erózióbázistól nagyobb lesz, mint a Kis-tsingyn.

- A Nagy-tsingyn a karsztvízszint „domborodása”-nak megváltozása ugyancsak a folyótól való nagyobb távolság miatt az üregesedtség előrehaladtával további, a Kis-tsingyhez képest nagyobb mértékű karsztvízszint süllyedést eredményezett.

- A Nagy-tsingy területén a járatok kialakulása a freatikus övre is áttért.

A Kis-tsingy a maximális hasadék magasságból (18 m) leszámítva a hasadékok felső, nem karsztvízszint alatt kialakult részét (amelyet a sziklahidak vastagságának, a hasadékok felső, keskenyebb részének függőleges irányú és a nem aláhajló falaknak ugyancsak a függőleges irányú kiterjedésének a figyelembevételével 1-2 m-re becsülünk) a karsztvízszint ingadozását 15-17 m-re tehetjük. Ilyen vízszintingadozást még a folyó áradása is előidézhet, hiszen a jelenlegi vízszint felett 10 m-rel magasabban is előfordulhat folyóvízi homok. Ugyanakkor az is megállapítható, hogy a Nagy-tsingyn potenciálisan függőlegesen kiterjedtebb üregek kialakulására volt lehetőség, mint a Kis-tsingyn. Amíg a Kis-tsingyn az erózióbázis feletti maximális kőzetvastagság 25 m, addig ez a Nagy-tsingyn 140 m.

A fentiek figyelembevételével az alábbi hasadék kialakulási módok lehetségesek a Kis-tsingy területén (17. ábra).

- A törések mentén beszivárgó víz hasadékokat alakít ki.

- Az epifreatikus zónában kialakult folyosó, oldódással felfelé, a felszíni hasadék lefelé fejlődve összeoldódik (folyosó felnyílás oldódással).

- Az epifreatikus zónában kialakult folyosó miután mennyezete kivékonyodik, beomlik.

- Az epifreatikus zónában kialakult folyosó oldódással a felszín irányába magasodik, de mivel a magas karsztvízszint a felszínhez képest viszonylag mélyebben helyezkedik el, a folyosó nem nyílik fel.

A Nagy-tsingyn a hasadékok kialakulása a következő módokon történhetett (17. ábra).

- Kettő, vagy több folyosó alakul ki az epifreatikus zónában. Ezek összeoldódnak, majd ez utóbbi oldódással felfelé fejlődve összenő a lefelé mélyülő felszíni hasadékkal és felnyílik.

- Folyosók alakulnak ki az epifreatikus ill. a freatikus zónában. Ezek összenőnek, majd az így kialakult folyosók mennyezetük beomlásával a felszínre nyílnak.
- Folyosók képződnek az epifreatikus és a freatikus zónában. Összeoldódnak, majd az összenőtt folyosók oldódással felfelé fejlődve felszínre nyílnak.
- Folyosók képződnek az epifreatikus és a freatikus zónában. Összeoldódnak, de az így kialakult folyosók miután még a magas karsztvízszint is viszonylag mélyebben helyezkedik el a felszín alatt, nem nyílnak a felszínre.

8. Következtetések

- Mind az Ankaranoi-, mind a Bemarahai-tsingy olyan karregyüttesek, ahol a hasadékkarrok a meghatározók („*corridor karst*”, „*labyrinth karst*”), de a hasadékok közti felszíneken szinte az összes karrforma előfordul.
- A fenti területeken néhány víznyelő és szakadékdolina mellett (Ankaranoi-tsingy) a tsingy a karszt alapvető és meghatározó formakincse.
- A tömbök és tornyok felszínének másodlagos karrformái (rillek, gerincek, kúpok) ill. a karrosodás mértéke nagy hasonlóságot mutat a kőso karrformáival és karrosodásának mértékével. A mérési időpontokra vonatkoztatva a tsingy fenti felszínein a csapadékvíz hatására végbemenő oldódás a kőso karrosodásának intenzitását eléri, sőt meg is haladhatja.
- Az Ankaranoi-tsingy hasadékait a beszivárgó csapadékvíz alakítja ki a talajukat vesztett felszíneken. Különböző karregyüttes változatainak a kialakulása a töréssűrűségtől, továbbá attól függ, hogy a karrosodás mennyire intenzív (pl. mennyi csapadékot kap a környezetétől), vagy a folyamat mióta megy végbe. A hasadékfalak felületileg oldódnak le. Tehát a hasadékok szélesedése úgy történik, hogy a falak önmagukkal párhuzamosan hátrálnak. A Bemarahai-tsingy hasadékainak többsége részben, vagy teljes egészében karsztvízszint alatt kialakult barlang (üreg) hálózatból jött létre. A hasadékok ott alakultak ki, ahol a barlangfolyosók mennyezetei oldódással, vagy omlással elpusztultak. A tsingy jelenlegi barlangjai az egykori barlanghálózat maradványai.

IRODALOM

- BALÁZS D. (1980): Madagaszkár karsztvidékei – Karszt és Barlang I. p. 25-32.
 BÖGLI, A. (1956): Grundformen von Karsthohlenquerschnitten – Z. Schweiz. Ges. Höhlenforsch., p. 56-62.

- CHEVALIER, P.* (1944): Distinction morphologique entre deux types d'érosion souterrainé – Rev. Geogr. Alpine, 32. p. 475.
- COOKE, H. J.* (1973): A tropical karst in North-East Tanzania – Zeitsch. F. Géom. 17 p. 443-459.
- DOBRILLA, J. C.-WOLOZAN, D.* (1994): Spéléologie sous les Tsingy de Bemaraha, Madagascar 1993 – Etudes et Documents de l'ADEKS, 4. p. 1-62.
- DUFLOS, J.* (1966): Bilan des explorations biospéléologiques pour 1965-Madag, Rev. Géogr. 9. p. 235-252.
- FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology - Unwin Hyman, London, p. 601.
- GRIMES, K. G.* (2005): Tropical monsoon karren in Australia – Karst rock features, Karren sculpturing (megj. alatt).
- LISMONDE, B. -LAGMANI, A.* (1987): Les vagues d'érosion – Karstologia 10. p. 33-38.
- MIDDLETON, G.* (1996): The 1995 Australo-Anglo-Malagasy-Speleo-Ornitho-Malacological Expedition: Tsingy de Bemaraha, Western Madagascar-Journal of the Sydney Speleological Society, 40. p. 141-158.
- MIDDLETON, G.* (1998): International Speleo-Ornitho-Geo-Malaco-logical Expedition: Northern Tsingy de Bemaraha, Western Madagascar-Journal of the Sydney-Speleological Society, 42. p. 231-243.
- MIDDLETON, G.* (2004): Madagascar – In: Gunn, J. (szek.): Encyclopedia of Caves and Karst Scienca p. 493-495, Taylor and Francis Books, New York
- ROSSI, G.* (1974): Morphologie et evolution d'un Karst en milieu tropical l'Ankarana – In: Phenomenes Karstiques II. Memores et Documentes, CRNS 14: p. 279-298.
- ROSSI, G.* (1983): Karst and structure in tropical areas: the Malagasy example – In: PATERSON, K.-SWEETING, M. M. (szerk.): New direction in karst, p. 383-407, Proceedings of the Angla-French Karst Symposium – Geo Books, Norwich
- SALOMON, J. N.* (1987): Le sudouest de Madagascar – Université D'Aix – Marseille, Marseille
- SLABE T.* (1995): Cave Rocky Relief – Znanstvenaraziskovalni Center Sazu, Slubljana p. 128.
- SWEETING, M. M.* (1973): Karst Landforms – Columbia University Press, New York.
- TRICART, J.-CARDOSO, da S. T.* (1960): Un exemple d'évolution karstique en milieu tropical sec: le morne de Bom Jesus dal apa. - Zeitsch f. Geom. 4 p. 27-42.

- VERESS M.* (2003): A karrok – Akadémiai doktori értekezés, Szombathely (kézirat) p. 365.
- VERESS M.* (2004): Különböző kőzetek karrformái és pusztulása karrosodással – Karsztfejlődés IX. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 141-156.
- VERESS M.-TÓTH G.-CZÖPEK I.* (2003): Falikarrok morfogenetikája Dachsteini példák alapján – Karsztfejlődés VIII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 197-212.
- VERSTAPPEN H. Th.-DELFT, I. T. C.* (1964): Karstmorphology of the Star Mountains, Central New Guinea. Zeitsch. F. Geom. 8 p. 40-49.
- WHITE, W. B.* (1988): Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains – Oxford, University Press, Oxford – New York p. 463.
- WILLFORD, G. E.-WALL J. R.* (1965): Karst topography in Sarawak, The Journal of Tropical Geography 21. p. 44-70.

A KARROSODÁSI EGYSÉGEK TÍPUSAI A TSANFLEURON- GLECCSER (BERNI-ALPOK) ELŐTERÉBEN

TÓTH GÁBOR¹ – SCHLÄFFER ROLAND¹ – DOMINIQUE GUEX²

¹BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely Károlyi G. tér 4. 9700
tothg@bdtf.hu

²EPFL ENAC HYDRAM Station 2 1015 Lausanne – Switzerland
Dominique.Guex@epfl.ch

Abstract: At the foreground of the Tsanfleuron glacier in the Bernian Alps a karrenfield of 10 km² is situated between 2200 and 2600 m altitudes. First we distinguished here karren units with the aid of photogrammetric documentation. Using the ArcView geographic information system we calculated the specific dissolubility of karren cells that is the ratio of the total area of forms and the area of the carrying karren cells. This value was compared to the distance from the glacier. Combining measurements obtained during field work and data from geographic information system, we could typify the karren units on the karrenfield. In addition, we were able to establish that moving off the glacier, the morphological diversity of karren cells and their specific dissolubility is increasing as well as the ratio of the zonal karren units.

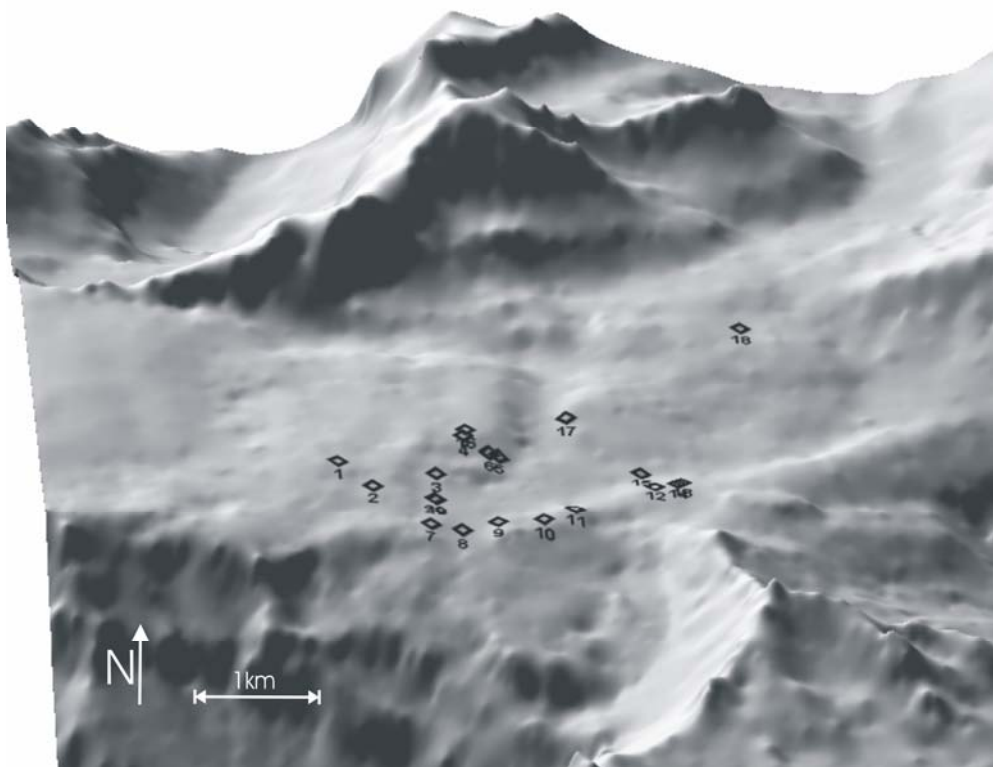
Bevezetés

A karrosodási egységek vagy karros cellák környezetüktől elkülönülő térszínek, amelyek karros fejlődéséhez a felszínükre hullott csapadék szolgáltatja az oldószert. (VERESS 2003.) A Svájci-Alpokban végzett vizsgálataink során oly módon vizsgáltuk a cellákat, hogy nem emeltünk ki egyes formákat, hanem az egység formakincsét összességében tekintettük mind a dokumentáció, mind pedig a feldolgozás során. Ez azt jelenti, hogy a feldolgozáskor az összes forma területét figyelembe vettük. A felmérés lehetővé teszi a különböző kialakító tényezők (lejtőszög, közettani adottságok, csapadék, stb.) elemzését is. A karros cella lehatárolásának alapja nem a méret vagy a morfológia, hanem a karrosodás folyamata. A karros cella akkora terület tehát, amekkorán a karrosodás megközelítőleg azonos közettani, morfológiai és éghajlati feltételek mellett megy végbe. Hidrográfiai elkülönülésük két módon történhet: vagy környezetükből kiemelkednek, vagy hasadékok határolják (3. ábra). További fontos jellemzőjük, hogy egy cellán belül a lejtőszög nem, vagy csak csekély mértékben változik. (TÓTH-SCHLÄFFER 2004). Tapasztalataink azt mutatják, hogy a karros egységek mérete néhány m²-től akár több ezer m²-ig terjedhet.

A karros egységek kialakulásának legkedvezőbb morfológiai környezet az ún. réteglépcsőkarszt (Schichttreppenkarst). A réteglépcsőkarszt réteglapjai változatos karros formakincs kialakulását teszik lehetővé, míg az

idősebb rétegfejekon többnyire falikarrok képződnek. Hasonló morfológiával találkozunk a Triglav déli oldalán (TÓTH-SCHLÄFFER 2004), a Dachsteinben (TÓTH 2003, VERESS-TÓTH 2002) több helyen is, ill. a svájci Alpokban a Märenberg-fennsíkon (BÖGLI 1964).

Karros felszínek felszínfejlődése minőségileg és mennyiségileg is leírható. Minőségi leírásra példaként említhetők CVIJIC (1924), WILLIAMS (1966), VERESS (2003) munkái. Újabban olyan tanulmányok jelentek meg a témában, amelyek igyekeznek a karros felszín fejlődését kvantitatív módszerrel dokumentálni és elemezni (VERESS et. al 2001, TÓTH 2003). A fajlagos kioldódás (VERESS 1999) bevezetésével lehetővé vált a karros térszínnek oldódásának mennyiségi jellemzése. A fajlagos kioldódás megadja egy szelvény mentén, hogy átlagosan hány cm forma szélesség jut az adott karros egység egy méterére (VERESS M. et al 1999). A karrosodási egységek vizsgálatában további előrelépést jelent a térinformatika (TÓTH-SCHLÄFFER 2004) és a számítógépes modellezés bevonása (TELBISZ 2004), mivel képes a karros felszín egészét vizsgálni. A térinformatika bevonásával lehetővé vált a fajlagos kioldódás területi megadása is.



1. ábra: A Lapiés de Tsanfleuron domborzatmodellje a mintaterületek feltüntetésével.
Fig 1. The relief model of Lapiés de Tsanfleuron with indication of the studied areas.

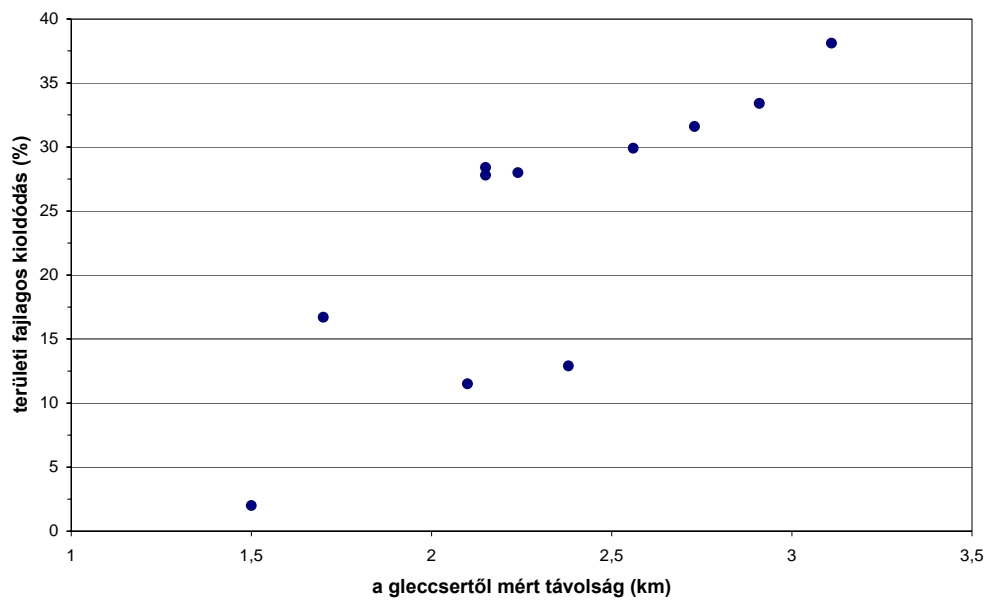
A karros cellák fotogrammetriai elemzését 2003-ban a Júliai-Alpokban kezdtük el, ahol elsősorban a módszer kipróbálása történt meg hasadékkarros felszíneken (TÓTH-SCHLÄFFER 2004). A módszer segítségével a hasadékok bármely pontján mérhetővé vált a szélesség, melyhez függvény segítségével mélységadatot rendeltünk. Tovább pontosítva a terepi dokumentációt 2004 nyarán a Berni-Alpokban végeztünk felmérést különböző fejlettségű karrosodási egységeken (1. ábra). E tanulmányban a Tsanfleuron gleccser előterében végzett mennyiségi felvételezés adatainak felhasználásával azt kívánjuk bemutatni, hogy a jég visszahúzódását követően a karrosodást milyen minőségi és mennyiségi sajátosságok jellemzik.



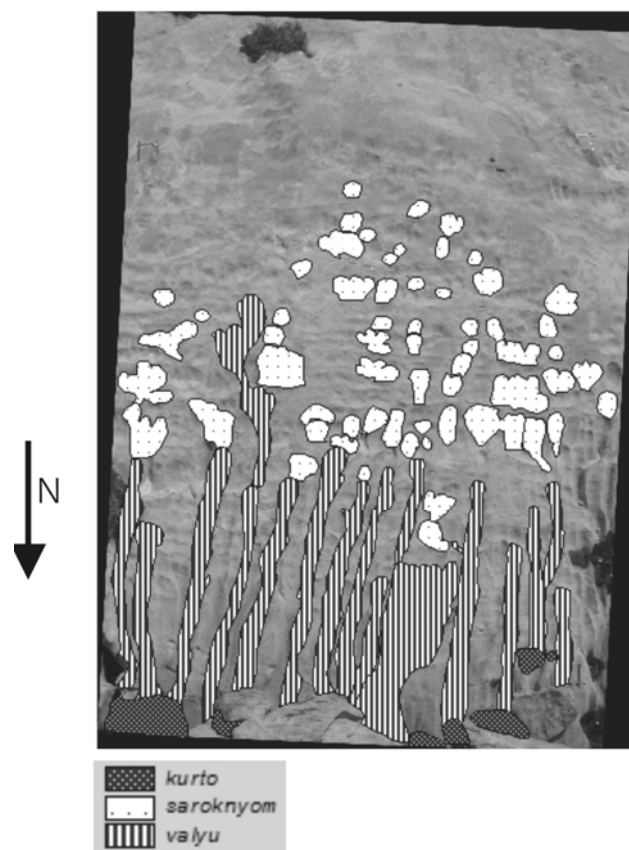
2. ábra A nappal olvadó hófolt táplálja a karrvályukat.
Fig 2. The rinnenkarren are fed by the melting patches of snow.



3. ábra Környezetéből kiemelkedő karros egység képe a Júliai –Alpokból.
 Fig 3. View of a karren unit emerging from its surroundings in the Julian-Alps.



4. ábra: A fajlagos kioldódás alakulása a gleccsertől távolodva.
 Fig 4. The specific solution taken as a function of the distance of the glacier.



5. ábra Szabályosan kifejlődött övezetes karrosodási egység.
 Fig 5. Normally developed zonal karren unit.

I. táblázat
 Table I.

karros cella száma	távolsága (km)	mérete (m ²)	területi fajlagos kioldódás	jellemző forma
1	1,5	13,045	0,02	karrvályú
2	1,7	1,179	0,167	rácskarr
4	2,1	1,52	0,115	kürtőkarr
5	2,15	25,99	0,284	hasadékkarr
6	2,15	5,748	0,278	falikarr
7	2,24	9,67	0,28	övezetes cella
9	2,38	11,965	0,129	övezetes cella
10	2,56	24,085	0,299	övezetes cella
11	2,73	81,58	0,334	övezetes cella
12	2,91	51,12	0,381	övezetes cella

A Tsanfleuron gleccser előterének geológiai és morfológiai jellemzői

A Tsanfleuron gleccser a Berni-Alpok déli részén helyezkedik el 2600-2800 m közötti magasságban. A nagy magasság miatt a hóval borítottság az év nagy részében megmarad. A 2004-ben hullott jelentősebb csapadék miatt a karrmező számottevő része egész nyáron hóval fedett maradt. Különösen a réteglépcsős felszínnek árnyékban lévő részletein marad meg a hó, amelynek nappali olvadása a nap nagy részében oldószert biztosít a karrosodáshoz (2. ábra).

A terület részletes geomorfológiai térképét E. Reynard készítette el (*SCHOENEICH* et al 1998). Az utóbbi 30 év erőteljes olvadási tendenciája következtében a gleccser nyelvterülete szinte teljesen eltűnt, melynek előterében 10 km²-en rendkívül változatos karrmező terül el. Ezt a karrmezőt a gleccser 1850-es morénasánca két részre osztja: a gleccser felőli, nyugati oldalon fiatal réteglépcsőkarszt helyezkedik el, melynek oldódásos fejlődését még csak néhány - centiméterben mérhető - vályú jelzi, a réteglépcsők találkozásánál azonban már intenzív aláoldódás (réteghézagkarr) figyelhető meg. Ezen a helyen 1973-ban még gleccser sípálya építéséhez kezdtek, amely azonban az erőteljes olvadás miatt mára jég nélkül maradt. A morénasánc déli oldalán - a kis jégkorszakban sem került jégelborítás alá - jól fejlett, nagyméretű karrosodási egységekkel találkozunk, melyeken minden magashegységi karros forma előfordul.

A Lapiés de Tsanfleuron karros területeit az alsó kréta barrémi emeletének mészköve hordozza 2200-2600 m magasságban. Az erősen tagolt felszínen különböző kitettségű (többségük keleti, délkeleti) és dőlésszögű réteglapok alkotják a karrosodási egységeket. A terület karros formakincsének értékét nagymértékben növeli a karrosodási egységek különböző fejlettsége. Ennek köszönhetően a formák kialakulásuk különböző fázisaiban is vizsgálhatók. A karrmezőt paleokarsztos eredetű dolinák tagolják fel, amelyek kialakulásában az oldódás mellett a jég mélyítő munkája is szerepet játszott. A tagolt felszínnek köszönhetően a karros cellák különböző dőlésszöggel és kitettséggel vizsgálhatók. A mintaterületek távolsága a gleccser jelenlegi végpontjától 1,4 és 3,8 km közötti távolságra vannak.

Kutatási módszer és az adatok feldolgozása

A karros formákat alapvetően két módon közelíthetjük meg: vizsgálhatjuk a formákat egyedileg, illetve csoportosan. Egyedi formák térképezésével *VE-RESS – BARNA* (1998) foglalkozott, akik nagy pontossággal dokumentáltak vályúkarrokat a Totes- Gebirgében. A formák szintvonalas térképét morfo-

lógiai térképpel egészítették ki. *SZUNYOGH* et al. (1998) nagyobb karros felszín térképét készítette el szintén a Totes-Gebirgében.

A mintaterületek karros formáinak tömeges dokumentálása és feldolgozása során térinformatikai (fotogrammetriai) módszert használtunk, amelyet terepi mérésekkel egészítettünk ki. A karros térszinek vizsgálata során a térinformatika (*TELBISZ* 2004, *TÓTH-SCHLÄFFER* 2004) nagy mennyiségű, pontos adatot szolgáltat a vizsgált terület egészéről, amelyek utólagos feldolgozása is egyszerűbb.

A karrosodási egységeket úgy igyekeztünk kiválasztani, hogy a gleccsertől különböző távolságra helyezkedjenek el és tükrözzék szűkebb környezetük morfológiáját is. Minden karros cellán négy tájékozási pontot helyeztünk el egy képzeletbeli téglalap négy sarkán, amelyeknek megmértük az egymáshoz képesti távolságát. A területet egy magasabb pontról ismert optikai szöggel lefényképeztük. Az így kapott digitális fotót torzítás és tájékozás után térképként tudtuk felhasználni, amelyen ArcView program segítségével mértük az adatokat. Berajzoltuk és minősítettük az egyes formákat, így a vizsgált mintaterületek mindegyikéről karros térkép készült, amelyről bármely forma területe leolvasható.

A formák összterületét elosztva a hordozó térszín területével kaptuk a területi fajlagos kioldódást, amely kifejezi, hogy hány cm^2 forma (forma-összterület) jut a karros cella egy m^2 -rére. Az általunk használt területi fajlagos kioldódás abban különbözik a fajlagos szélességtől, hogy nem szelvény mentén, hanem területen értelmezzük. A fajlagos kioldódási értékeket grafikonon ábrázoltuk a gleccsertől mért távolság függvényében. A mintaterületek koordinátáit digitális domborzatmodellen helyeztük el, amelyen kiszereztettük a gleccser korábbi elhelyezkedését is. Ezt az az adatsor tette lehetővé, amely 1880-tól tartalmazza a gleccser területére vonatkozó visszahúzóási értékeket.

A Lapiés de Tsanfleuron karrosodási egységei

A Lapiés de Tsanfleuron területén 10 karrosodási egység részletes vizsgálatát végeztük el. A mintaterületek többsége réteglapos felszín, amelyek kitettsége megegyezik a gleccser kitettségével. A vizsgált mintaterületek közé három olyan karrosodási egység is került, amelyek morfológiai helyzete részben eltérő. Az egyik a réteglépcső rétegfejes oldalán kialakult falikarr (6. terület), amelynek dőlése függőleges, a második pedig egy olyan réteglapos felszín, amelynek felszíne a gleccser felé dől (9. terület). A harmadik karros cella morfológiai helyzete annyiban eltérő, hogy felszíne vízszintes (4. terület). A terepi munka során minden vizsgált karrosodási egységen

végeztünk morfológiai méréseket is, amellyel a későbbi fotogrammetriával előállított térképeket ellenőriztük és pontosítottuk. A három eltérő morfológiai adottságokkal rendelkező terület területi fajlagos kioldódása eltérést mutat a többi mintaterülethez képest.

Megállapítható, hogy a területi fajlagos kioldódás a gleccsertől távolodva nő (4. ábra). Ez a legmarkánsabb tendencia a tsanfleuroni karrmezőn. Ez csak úgy lehetséges, ha az egyes karros cellák karrosodása különböző idejű. Tehát egy karros cella karrosodása akkor kezdődött, amikor a jég adott cella hordozóterületéről visszahúzódott. Hasonló jellegzetesség mutatható ki a Hallstatt gleccser előterében is (VERESS et al. 2001), ahol a gleccser jelenlegi végétől távolodva az alábbi formák fordulnak elő: rillenkarrok, rinnenkarrok, majd legtávolabb a saroknyomok. Megállapítottuk, hogy a saroknyomok kb. 30 éves jégmentes karrosodás során alakultak ki, akárcsak a Lapiés de Tsanfleuron karrjai.

A területi fajlagos kioldódás (4. ábra) folyamatos növekedését a fent említett 4. és 9. mintaterület szakítja meg. A 4. karros egység, - amelyen kizárólag kürtőkarr fordul elő - abban tér el a többi karros cellától, hogy felszíne vízszintes. Valószínűsíthető, hogy ezen a karros cellán a többitől lényegesen különböző lejtőszöggel magyarázható a sajátos formakincs. A 9. terület a gleccser irányába dől, ahol a kisebb fajlagos kioldódás azzal magyarázható, hogy a jég elborítása minden bizonnyal tovább tartott, mint a déli-délkeleti dőlésű felszíneken.

A gleccsertávolság függvényében a formagazdagság is változik (I. táblázat). 1,5 és 2,15 km között kizárólag homogén karros formakincsű területek találhatók. Az első olyan karros cellák, amelyeken többféle forma fordul elő 2,15 km-nél nagyobb távolság után jelentkeznek. A 2,15 km-nél távolabb található mintaterületek mindegyike gazdag és változatos formakincsel rendelkeznek. Ha elfogadjuk, hogy a karrosodás a gleccser visszahúzódását követően kezdődött - akkor a távolságbeli különbség egyben a karrosodás időtartamára is vonatkozik. Így tehát, a heterogén formakincsű cellák, csak bizonyos idő elteltével alakulnak ki. Ezt azonban össze kell vetnünk azzal a ténnyel, hogy a homogén mintaterületek között is előfordul kürtőkarr, falikarros, vályúkarros, hasadékkarros és rácskarros is. Ebből arra következtethetünk, hogy létrejött egy elsődleges formakincs valamilyen meghatározó kialakító tényező hatásaként (pl. dőlésszög, kőzetminőség), ami módosítja a hordozó térszínen lefolyó víz áramlási viszonyait. A módosult áramlás teszi aztán lehetővé más formák kialakulását is, amit másodlagos formakincsnek nevezhetünk. Tapasztalataink szerint a másodlagos formakincs többféle formából is állhat. Példaként említhető, hogy a magas törésszámú cellán fejlett rácskarr jött létre, mint primer formakincs, majd a

hasadékok közötti területen kezdetleges madáritatók és vályúk kialakulása kezdődött meg.

A karros egységek egy sajátos típusának tekinthetők az övezetes karros cellák, amelyeken a karros formák övezetes kifejlődést mutatnak (VERESS 2003). Az övezetek elhelyezkedése különböző lehet, szabályszerű kifejlődés esetén azonban a lejtő felső részén saroknyomok és rillenkarrok, középső részén vályúk, alsó részén pedig kürtők helyezkednek el. A tsanfleuroni karrmezőn kialakult övezetes egységek ilyen szabályos övezetes cellák (5. ábra). A 10 karrosodási egységből 5 tartozik ebbe a típusba (I. táblázat). Érdekesen alakul ezen egységek elhelyezkedése. Az övezetesség természetesen csak 2,15 km-től jelenik meg, hiszen az övezetességnek feltétele a heterogén formakincs, viszont 3 km-nél nagyobb távolságra sem fordulnak már elő. Innentől a karrosodás olyan nagy mértékű, hogy az nem kedvez az övezetességnek. Valószínű, hogy ezeken az egységeken a nagymértékű kioldódás miatt már megszűnt az övezetesség. Az övezetes karros egységek másik közös jellemzője, hogy dőlésszögük $15-30^\circ$ között alakul. Ennél nagyobb, vagy kisebb dőlésszögű tartományban ugyanis a dőlésszög olyan meghatározó kialakító tényezővé lép elő, amely inkább kedvez egy-egy karrforma kialakulásának, mint a többfélének, tehát az övezetes karrosodásnak.

Következtetések

Méréseinkből arra a következtetésre jutottunk, hogy a Lapiés de Tsanfleuron karros cellái a jég visszahúzódását követően alakultak ki. Megállapítható, hogy a jég jelenlegi elvégződésétől számítva 2,15 km távolsáig homogén karros cellák, míg 2,15 és 3 km között heterogén, övezetes karros cellák jellemzőek. Ezen a távolságon túl a karros cellák „túlfejlődése” miatt a formakincs már nem övezetes. Övezetes cellák közepes lejtőszög ($15-30^\circ$) esetén alakulnak ki, ennél kisebb vagy nagyobb dőlés esetén nem jellemző az övezetesség. A vizsgálataink azt valószínűsítik, hogy a cellák karrosodása két szakaszban történik. Előbb kialakulnak az elsődleges formák, majd további karrosodást követően fejlődnek ki a másodlagos formák, melyek kialakulásuk kezdeti szakaszában vannak. Az elsődleges és másodlagos karros formák méretük alapján elkülöníthetők.

IRODALOM

BÖGLI, A. (1964): Le Schichttreppenkarst – un exemple de complexe glaciokarstique. Revue Belge de Géographie, H. 1/2

- CVJIČ J.* (1924): The evolution of lapiés a study in karst physiography, - Geogr. Rev. XIV, p. 26-49.
- SCHOENEICH, PH. – REYNARD, E. – PIERREHUMBERT, G.* (1998): Geomorphological mapping in the Swiss Alps and Prealps – In: Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie, Band 11, Wien 1998, p. 145-153
- SZUNYOGH G-LAKOTÁR K.-SZIGETI I.* (1998): Nagy területet lefedő karrvályúrendszer struktúrájának elemzése - Karsztfejlődés II. p. 125-147. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely
- TELBISZ T.* (2004): Digitális domborzatmodellek használata a karsztkutatásban – Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 21-33.
- TÓTH, G.* (2003) Karrenmorphologische Forschungen im Dachstein und im Toten-Gebirge - Gmundner Geo-Studien 2 –Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts.
- TÓTH G. - SCHLÄFFER R.* (2004): Karros felszín elemzése digitális módszerrel - Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 133-140.
- VERESS M.* (2003): A karrok – Akadémiai doktori értekezés, kézirat, Szombathely
- VERESS M. – BARNA J.* (1998): Karmeanderek morfológiai térképezésének tapasztalatai – Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai), p. 59-73. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely
- VERESS M. TÓTH G.*(2002): Egy dachsteini réteglapos térszínrészlet karros fejlődéstörténete – Karsztfejlődés VII. BDF-Szombathely, p. 187-204.
- VERESS M. – TÓTH G. – PÉNTEK K.* (2001): Adalékok karrformák kialakulási korához és fejlődési sebességéhez a Hallstatt – gleccser jégmentes völgytalpán Karsztfejlődés VI. BDF- Szombathely, p. 161-169.
- VERESS M.-TÓTH G.-ZENTAI Z.-KOVÁCS GY.* (2001): Study of a new method for characterising karren surfaces based on alpine researches – Revue de Géographie Alpine, 89. p. 49-62.
- VERESS M. - ZENTAI Z. – KOVÁCS GY.*(1999): Adalékok az Asiagói-fennsík karrosodásához – Karsztfejlődés III. BDTF-Szombathely p. 7-17.
- WILLIAMS, P. W.* (1966): Limestone pavements with special reference to Western Ireland - Inst. Brit. Geogr. Trans., 40. p. 155-171.

A HORVÁTORSZÁGI LOCRUM SZIGETÉNEK TENGERPARTI KARRJAI

VERESS MÁRTON

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

Abstract: We investigated the litoral karren of Locrum island (Croatia). The litoral karren area is typical of the W part of the island. These litoral karren developed above the High Water Mark zone. The karren zone can be distinguished into different zones. We can separate the following belts in the direction from the sea to the inside of the island: pit karren, pan-grike karren and spitzkarren. The falling water-drops of smaller and breaker waves create pit karren. The sheet water creates pan-grike karren when the water of the waves flows back into the sea. The sheet water is created by big waves. Very big waves are rarely therefore the quantity of the sheet water is little in that case. Therefore only grike karren can develop in the third belt. Later the grike karren changes to spitzkarren because of the dissolution of the rainfall.

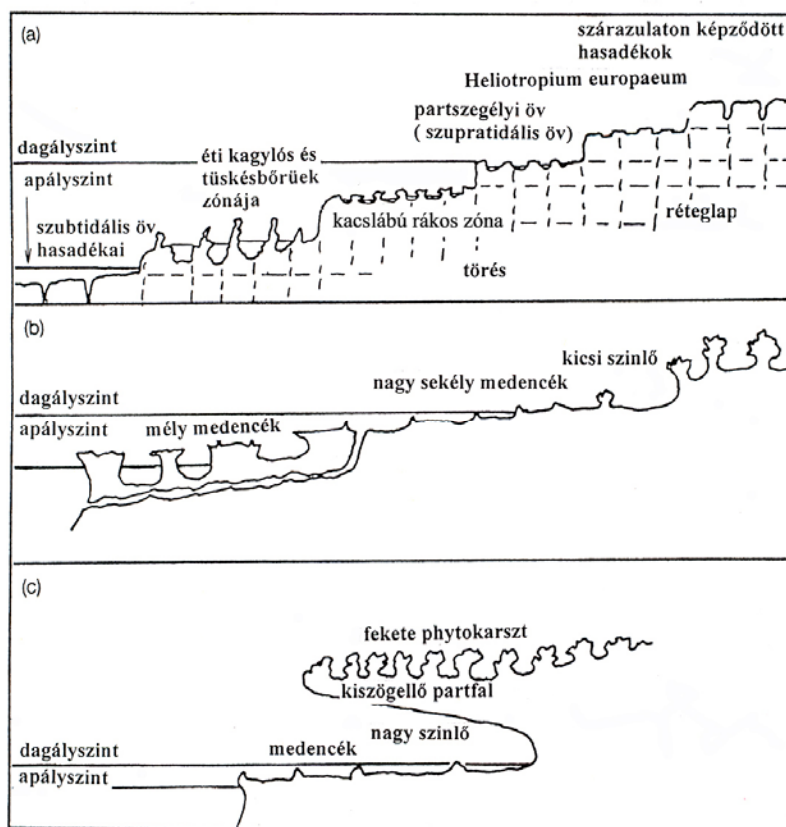
Bevezetés

Locrum Dubrovnik közelében az Adria egyik szigete, amely a part süllyedése következtében különült el a szárazföldtől. A sziget kréta korú mészkőből épül fel. Bár növényzettel borított, partszegélye változó szélességben növénytelen. E növénytelen partszegély egy részletének karrosodásával foglalkozunk a tanulmányban.

A parti karrok az apály és dagály közötti zónában alakulnak ki az abráziós partfalakon elsősorban az abráziós teraszokon. Itt a víz oldóképességét megnöveli az édesvíz (karsztvíz) és a túltelített sósvíz keveredése (BACK *et al* 1984) valamint az, hogy a hullámozás és hullámtörés miatt a nyomás megnő és így a légköri CO₂ egy része a vízbe kerül (JENNINGS 1985). A jelenséghez hozzájárul a nem hidrokarbonátos eredetű oldódás is. A mészkő oldódására katalizátorként hatnak a különböző sók (pl. MgCl) Na⁺- és Cl⁻-ionok jelenlétében (SASVÁRI 1978). CVIJIĆ (1924) szerint a partokon a felfreccsenő vízcseppek is kialakítanak karrokat.

A dagályszint felett a meredek partokon abban a zónában, amelyet a felfreccsenő vízcseppek elérnek, gödröcskék (gyűszűkarr?) képződnek. A dagályszinthez közel, különösen a mérsékelt éghajlati övben hasadékkarr mikrokürtökarr (amelynek algák által létrehozott változata a *phytokarszt*) a jellemző. Távolabb különböző állatok (kagylók, tüskésbőrűek) hoznak létre egyenetlen, mélyedésekkel tagolt felszíneket. Így kürtöket, járatokat, üregeket (TRUDGILL 1976, McLEAN 1974). Ezek a formák részben a növények

által termelt szerves savak hatására, részben az által alakulnak, hogy az állatok a kőzetet életműködésükhöz felhasználják. A phytokarszt egyes szerzők szerint csak a szupratidális övben¹ (JENNINGS 1985) míg mások szerint az intertidális övben² is létrejön (VILES-SPENCER 1996). Az apályszint alatt karrhasadékok is kifejlődnek. Melegebb éghajlaton a külső zónában aláoldódással *szinlők* („notch”) képződnek, majd a parttól távolodva egyre mélyebb medencék fejlődnek ki. Előfordulhat, hogy az aláoldódás nagyméretű szinlőt alakít ki (talpán medencékkel), amely kiálló részének felső felületén phytokarszt fejlődik ki (1. ábra).



1. ábra: Mészköben kiformalódó parti teraszok zónái és azok karros formái (LUNDBERG 1977, GUILCHER 1953, WENTWORT 1939 nyomán)

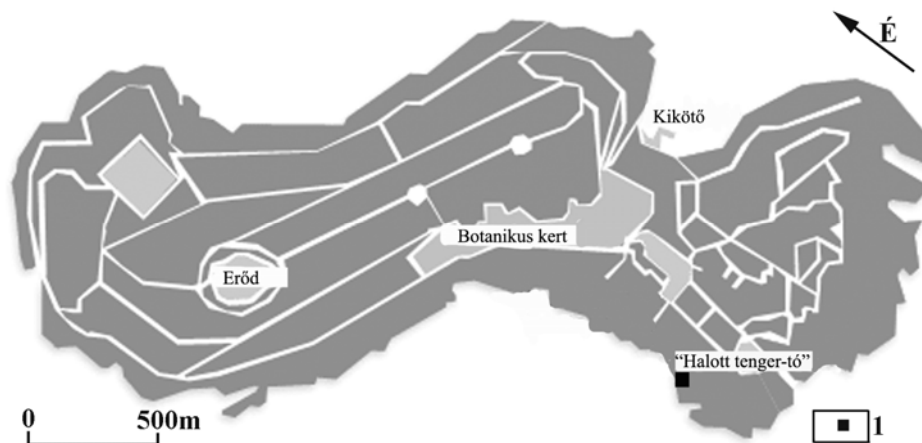
Jelmagyarázat: a. Burren, Clave Írország, b. Atlanti-part, Marokkó, c. Oahu, Hawaii

Fig 1: Zones of abrasion platform on limestone and their karren forms (according to LUNDBERG 1977, GUILCHER 1953, WENTWORT 1939)

Legend: a. Burren, Clave, Ireland, b. Atlanti-coast, Marocco, c. Oahu, Hawaii

¹ az a parti zóna, amely csak viharok idején borítódik el vízzel

² az átlagos dagályszint és apályszint közötti parti zóna



2. ábra: A vizsgált terület Locrumon
 Jelmagyarázat: 1. vizsgált terület
 Fig 2: The research area on Locrum
 Legend: 1. research area

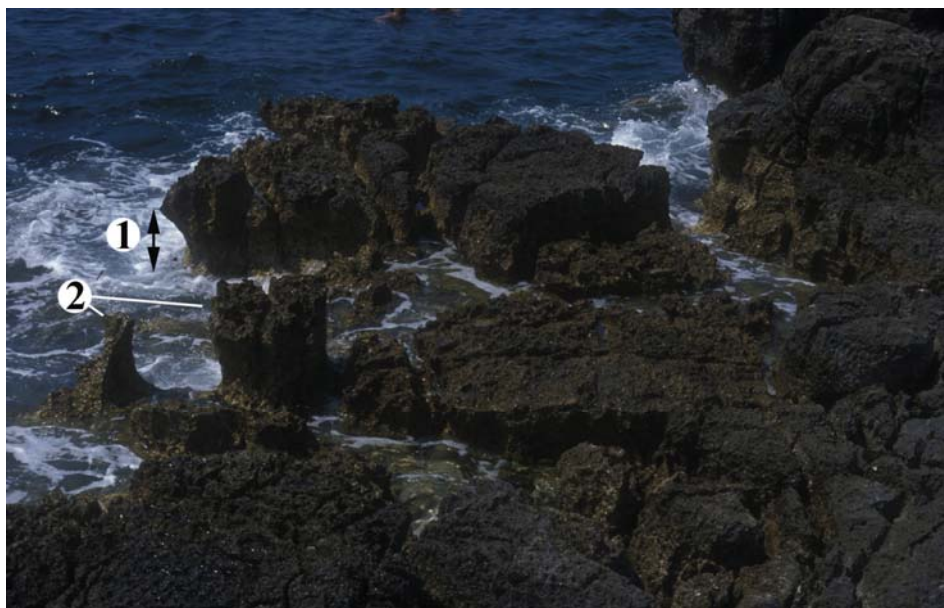
A parti karr formái

A szigeten, a vizsgált területen (1. kép, 2. ábra) a parti karr a változó meredekségű parton nem egyforma szélességben alakult ki. Ahol a part alacsony, a partot és a karos zónát öblök szakítják meg. Ahol a part meredekebb, a parti karr vagy keskenyebb, vagy nem is fejlődik ki. A tanulmányozott területen a sziget Ny-i partszegélyén a karos felszín maximális szélessége mintegy 10-15 m. A karrosodó zónában a parttól távolodva ugyanannak a formának mérete csökken. A formák övekbe rendeződnek. Az övek szélessége is változhat. Ahol az egyik öv kiszélesedik, ott a másik elkeskenyedik. Egyes helyeken nem az összes öv fejlődik ki, míg más helyeken az övek kevésbé különülnek el egymástól. Az övek az alábbiak (3. ábra).

- A part meredek, függőleges szegélyén a hullámverés zónájában mintegy 0,5-1 m magas néhány dm-es mélységű oldódásos színlő keletkezett (2. kép). Az oldódásos színlő nem csak a parton, hanem a part előtti szirteken is kifejlődött. A színlő oldódásos eredetét bizonyítják, a színlőfal kagylós (scallops?) oldódásos bemélyedései, továbbá az is, hogy a víz elvégződésénél oldás által elkülönített 1-2 dm-es magas szikla „bordák” figyelhetők meg (2. kép).



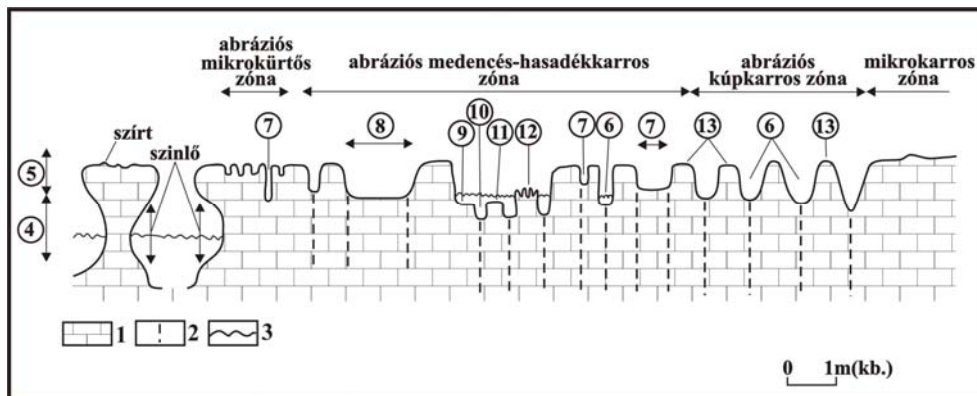
1. kép: A vizsgált terület (nyíllal jelölve)
 Picture 1: The research area marked with arrow



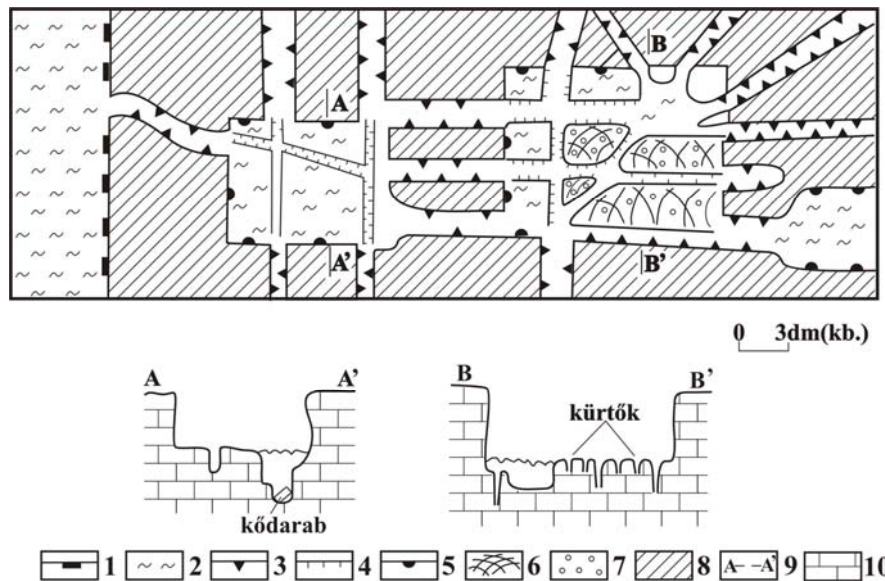
2. kép: A part
 Jelmagyarázat: 1. színlő, 2. oldódásból visszamaradt kúpok, tornyok
 Picture 2: The coast
 Legend: 1. notch, 2. clints and towers which are dissolutional residue forms



3. kép: A mikrokürtös zóna
 Jelmagyarázat: 1. hasadék
 Picture 3: The zone of the micropit
 Legend: 1 grike



3. ábra: A parti karr zónái a szupratidális övben, a szigeten
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. törés, 3. vízszint, 4. intertidális öv, 5. szupratidális öv, 6. elsődleges hasadék, 7. másodlagos hasadék, 8. medence, 9. medenceszegély, 10. harmadlagos hasadék, 11. másodlagos kúpkarr, 12. másodlagos kürtőkarros kúpkarr, 13. elsődleges kúpkarr
 Fig 3: Zones of littoral karren in the supralittoral zone on the island
 Legend: 1. limestone, 2. crack, 3. water level, 4. intertidal zone, 5. supralittoral zone, 6. primary grike, 7. secondary grike, 8. basin, 9. margin of basin, 10. thirty grike, 11. secondary spitzkarren, 12. secondary spitzkarren with micropits, 13. primary spitzkarren



4. ábra: Egy medencesor morfológiája

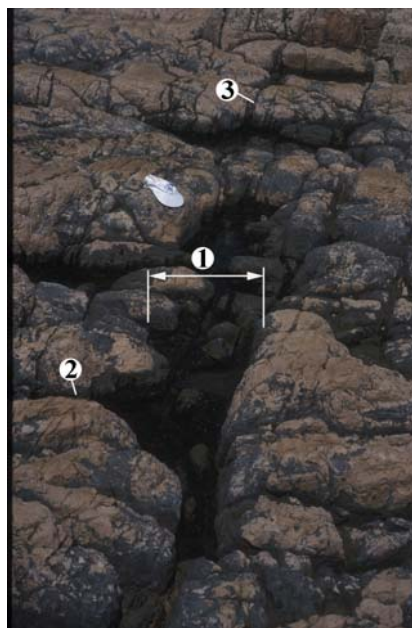
Jelmagyarázat: 1. part, 2. tengervíz, 3. elsődleges és másodlagos hasadék, 4. harmadlagos hasadék, 5. medence, 6. másodlagos kúpkar, 7. mikrokürtő karr, 8. eredeti térszín, 9. keresztmetszet helye, 10. mészkő

Fig 4: The morphology of a basin row

Legend: 1. coast, 2. sea water, 3. primary- and secondary grike, 4. thirdy grike, 5. basin, 6. secondary spitzkarren, 7. micropit karren, 8. original surface, 9. site of profile, 10. limestone

- A abráziós mikrokürtős zóna (3. kép) közvetlenül a parton fejlődik ki. Szélessége 0,5-1 m, de egyes helyeken több m-es is lehet. A kürtők max. néhány cm-es szélességűek. Mélységük átmérőjüknél nagyobb. Sűrűségük nagy, lényegében folytonos kifejlődésben fordulnak elő. A kürtős övben alárendelten, a parttól távolabb, de előfordul néhány a parttal párhuzamos 1-2 cm széles és kb. 1 dm mély hasadék.
- Mintegy 5-10 m szélességben fejlődött ki az abráziós medencés – hasadékkarros zóna (4. ábra). Ebben az övben medencék és kétirányban kifejlődött (alább, a parttal párhuzamos helyzetűeket hosszanti, a partra merőleges helyzetűeket kereszthasadékoknak nevezzük) hasadékok (hasadékkarr) fordulnak elő. A medencéken kívül eső hasadékok egyenes lefutásúak, bár a tengerhez kifutók némelyike íves, vagy kissé kanyargós lefutású. Némelyik hasadék alját hosszabb-rövidebb szakaszon víz borítja. A kereszt hasadékok körül azok, amelyek a medencét fűzik fel több dm, az ún. másodlagos kereszthasadékok csak néhány cm, a hosszanti hasadékok 10-20 cm szélesek. A hasadékok kereszttezheti egymást és a medencét. Az elsődleges hasadékok között az eredeti felszín négyzetes alaprajzú tömbökre különül. A tömbök felszínén a parttól távolodva egyre ritkábban fordulnak elő a mikrokürtő karrok. Végül teljesen eltűnnek. A szélesebb elsődleges

hasadékok között kisebb szélességű másodlagos hasadékok sorakoznak. Ez utóbbiak sűrűsége nagyobb, mint az elsődleges hasadékoké. A másodlagos hasadékok közt az eredeti térszín néhány dm-es átmérőjű, hegyes, ill. lekerített tetejű magaslatokra különül. E formákat elsődleges abrázíós kúpoknak nevezzük.



4. kép: Medencesor a medencés-hasadékkarros zónában
Jelmagyarázat: 1. medence, 2. hosszanti hasadék, 3. kereszthasadék
Picture 4: One basins row in the basin-grike karren zone
Legend: 1. basin, 2. longitudinal grike, 3. cross grike



5. kép: Medence (talpán hiányoznak a mikroürtők)
Jelmagyarázat: 1. elsődleges hosszanti hasadék, 2. elsődleges kereszthasadék, 3. harmadlagos hosszanti hasadék, 4. harmadlagos kereszt hasadék
Picture 5. Basin (there are not micropits on its bottom)
Legend: 1. primary longitudinal grike, 2. primary cross grike, 3. thirdy longitudinal grike, 4. thirdy cross grike

A medencék alaprajzban téglalap alakúak, „szögletesek”, peremük éles, oldaluk meredek. A meredek oldalfal tövéénél a medence aljzatot szegélyezheti egy az aljzat többi részénél kissé magasabb, egységes, nem kúpokra különülő aljzat rész. A tenger irányába megnyúltak. Néha a tengerre merőleges irányú medencesort képeznek (4. kép). Egy-egy ilyen medencesor medencéit a partra merőleges hasadékok (kereszt hasadék) fűzik fel egy rendszerbe. A kereszt hasadékok akkor is a tengerig vezetnek, ha csak egy másik hasadékból ágaznak ki. A medencék alja összetett. A hosszanti hasadékok nem szakadnak meg a medencéknél, hanem azokat mintegy átharántolva (5.

kép), aljzatukon is folytatódnak (harmadlagos hasadékok). Igaz itt méreteik kisebbek, mint a medencéken kívül. A hasadékok négyzetes alaprajzú, lekerekített tetejű belső magaslatokra különítik a medencék aljzatát. A medencék talpán a harmadlagos hasadékok által közrefogott, lekerekített tetejű magaslatokat másodlagos abráziós kúpkarriknak nevezzük. (A talpi hasadékoknál a kőzet törések mentén meglazult, gyakran kisebb-nagyobb darabok emelhetők le az aljzatról.) A medencék egy része részben a medencéket borító vízszintje fölé emelkedik. Némely belső magaslat tetejét és a medencék lankásabb oldalát kürtőkarrok tagolják (6, 7. *kép*). A kürtők nem olyan sűrűn fejlődtek ki, mint a kürtős zónában. Ennek ellenére néha részlegesen összenőttek (kürtő uvalák). A medence talpi hasadékok lehetnek egyenesek, ívesen elhajlók, máshol sugarasan szétfutók. Ezért a magaslatok nem mindig rendeződnek sorokba.



6. *kép*: Egy nagyobb medence

Jelmagyarázat: 1. elsődleges hosszanti hasadék, 2. harmadlagos hosszanti hasadék, 3. harmadlagos kereszthasadék, 4. mikrokürtőkarr nélküli másodlagos kúpkarri, 5. mikrokürtőkarr másodlagos kúpkarri

Picture 6. One greater basin

Legend: 1. primary longitudinal grike, 2. tertiary longitudinal grike, 3. tertiary cross grike, 4. secondary spitzkarren without micropit karren, 5. micropit karren on secondary spitzkarren

- Az elsődleges abráziós kúpkarros zóna (8. *kép*) területén medencék nincsenek. A hasadékok kis szélességűek, a magaslatok különböző mértékben lekerekítettek. Ez a zóna csak néhány méter széles, helyenként hiányzik. Máshol a medencés - hasadékkarros zóna területén fejlődik ki.



7. kép: Egy medencetalp részlet másodlagos kúpkarja és mikropitkarren of a basin bottom part



8. kép: Elsődleges kúpkarr
Picture 8: primary spitzkarren



9. kép: Mikrokarros térszín
Picture 9: Microkarren surface



10. kép: Rillenkarr
Picture 10: Rillenkarr

- A kúp karros zónától távolabb a felszín alig karrosodott. Ha igen, akkor ott főleg mikrokarrók (mikrorillek, mikrohasadékok) fejlődtek ki (9. kép, 10. kép). A mikrorillek néhol szinte folytonos kifejlődésben borítják a felszínt.

A fentiekből megállapítható a part karrosodásának két fontos sajátossága. Egyrészt nincsenek olyan formák, amelyek élőlények tevékenysége során alakultak volna ki, másrészt az oldódás mértéke nem közvetlenül a víz elvégződésénél a legnagyobb. Ettől távolodva előbb nő, majd csak ezután csökken.

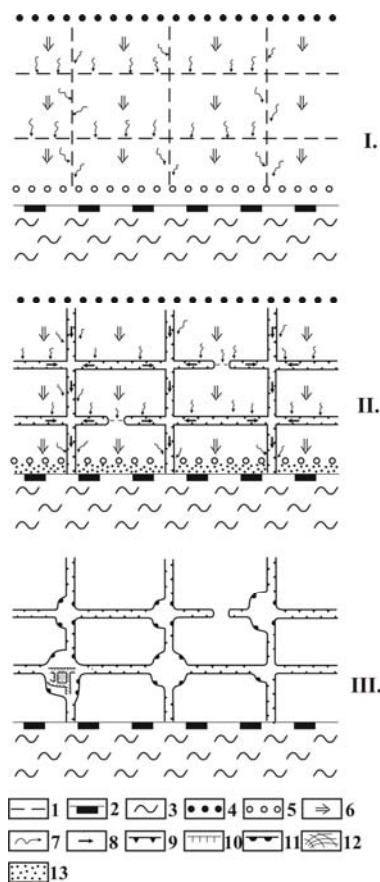
A karrformák kialakulása

A bemutatott formák a szupratidális övben alakultak ki. Ezt bizonyítja egyrészt, hogy az Adrián a dagály magassága kicsi (mindössze 20-60 cm közötti), másrészt az, hogy az abrázios színlő is kicsi. A felsorolt formák kialakulását a viharok idején felerősödő hullámzásból vezetjük le. Kialakulásukat az alábbi módon értelmezzük. A mikrokürtöket vihar idején, hullámtörés során keletkező és partra kicsapó hullámoknak a kőzetfelszínre hulló víz-cseppei hozzák létre. A medencés-hasadékkarros zóna formái akkor képződnek, amikor nagyobb hullámok keletkeznek. Az ekkor keletkező hullámok vize eláraszsa a partot. Ez a víz lepelvizet képezve áramlik vissza a tengerbe. A lepelvíz a törések mentén elszivároghatva hozza létre a hasadékkarr hasadékait. A hosszanti hasadékok szélesebbek lesznek, mint a kereszthasadékok többsége, mert a visszafolyó vízből több szivároghat el, az ezeket preformáló törésekbe, mint a kereszthasadékot preformáló törésekbe. Ez utóbbiak közül azok lesznek szélesebbek, amelyek a medencék vizeit vezetik le. Ugyanis ezekben hosszabb ideig áramlik víz, így megnő az oldódási időtartam. A lepelvíz alatt a kőzet fejlett törési rendszere miatt nem képződhetnek áramlási formák (rillek, vagy rinnek).

A medencék a törések metsződéseinél képződnek. Egyrészt azért, mert a kőzetnek itt a legkisebb az ellenállása, másrészt itt folyik át a legtöbb víz. (A növekedő hasadékokban több a víz, mint a törésmentes felszínen.) Továbbá ide legalább három irányból áramlik a víz: a medence feletti kereszthasadék szakaszból a medencét harántoló hosszanti hasadékból két irányból is (5. ábra).

Kérdés, hogy miért alakulnak ki kürtök a medence talpakon annak ellenére, hogy a medencék környezetében már nem fordulnak elő. Ennek lehetséges magyarázata a következő. A hullám vize a karros formakincs kifejlődése után kétféleképpen jut vissza a tengerbe. Lepelvízként és a hasadékokba áramolva. Az egymást követő hullámok közül az egyik (páratlan hullám) visszafolyó vize a hasadékokban gyorsabban áramlik, mint a hasa-

dékok közti térszínen a lepelvíz. A következő hullám (páros hullám) víz-cseppjei a hasadékok közti területen így nem férnek a közetbe, mivel a lepelvízre hullanak rá. A medencékben keletkezett tó vízszintje annyira lecsökkenhet, mivel a hasadékok a vizüket gyorsan elvezetik, hogy a talpi magaslatok affőlé emelkednek. Különösen akkor, ha a medencék talpának a tagozottsága megnő azáltal, hogy talpát hasadékok részekre különítik. Ily módon a páros hullámnak a víz-cseppjei a talpi magaslatokra hullva kürtőket alakíthatnak ki (6. ábra).

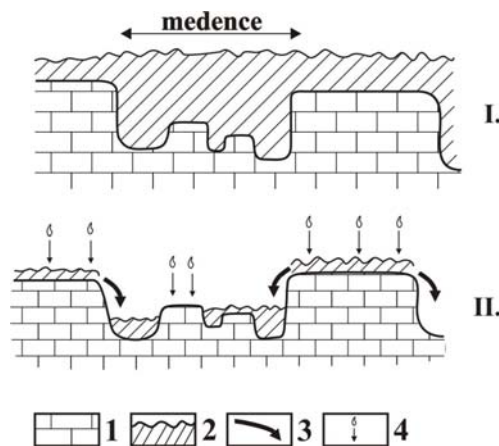


5. ábra: A medencés-hasadékkarros zóna kialakulása

Jelmagyarázat: I. karrosodás előtti felszín, II. hasadékok kialakulása, III. medencék kialakulása, 1. törés, 2. part, 3. tengervíz, 4. nagy hullámnál kialakuló vízborítás határa, 5. kis hullám víz-cseppjei által elborított terület határa, 6. lepelvíz áramlási iránya, 7. vízbeszívargás és oldás helye, 8. vízáramlás a hasadékban, 9. elsődleges hasadék, 10. harmadlagos hasadék, 11. medence, 12. másodlagos kúp-karr, 13. mikro-kürtős zóna

Fig 5: The development of the basin-grike-karren zone

Legend: I. surface before karrenification, II. development of grikes, III. development of basins, 1. crack, 2. coast, 3. sea, 4. high wave surface, splash zone, 5. low wave surface, splash zone, 6. flow direction of sheet water, 7. place of percolation and dissolution, 8. water flows in the grike, 9. primary grike, 10. secondary grike, 11. basin, 12. secondary spitzkarren, 13. microkarren zone



6. ábra: Mikroürtőkarr kialakulása a medencék belsejében elhelyezkedő kúpon
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. lepelvíz, 3. lepelvíz áramlása a medencék irányába, 4. hullámok vízceppjeinek a becsapódása, 1. páratlan hullám idején a vízborítottság a parton, II. páros hullám idején a vízborítottság a parton

Fig 6: The development of the micropit karren those on the spitzkarren, which are inside of basins
 Legend: 1. limestone, 2. sheet water, 3. flow of sheet water direction to the basins, 4. hit of drops, of waves, I. water cover existing during unwer waves on the coast, II. water cover existing during even waves on the coast

A kúpkarros zóna területére már csak az igen nagy hullámok vize jut. Ezért a lepelvíz kevés lesz. A kevés víz már nem képes medencéket létrehozni. Ezért itt medencék nem alakulnak ki. Ezek hiányában a visszafolyó víz nem koncentrálnak. Sok kisebb hasadék fejlődik. A hasadékok által közrefogott tömbök így gyorsabban kúposra oldódhatnak mint akkor, ha nagyobb területűek lennének. A kúposra oldódásban a tengervíznek, ill. a csapadékvíznek is szerepe lehet.

Amíg az elsődleges kúpkar magaslatainak oldódását a lepelvíz okozza, addig a másodlagos kúpkarokét a hasadékokból a medencékbe áramló víz és talán a hullámok vízceppjei.

Következtetések

Miután a karrok főleg a sziget Ny-i partszegélyén fordulnak elő valószínű, hogy a kőzet oldódásához nagymértékben hozzájárul az erőteljes hullámozás, amelyet a Ny-i szél okoz. A porló vízbe légköri eredetű CO₂ kerül. Az oldást fokozhatja, hogy a tenger vízen a lehulló csapadékvízből kialakuló édesvíz borítja el, amely a hullámozás során a partra kerül. Az oldáshoz hozzájárulhat, hogy a partra hulló csapadékvíz az oda kikerülő tengervízzel keveredik. Ezek a feltételek (csapadék, viharos szél) elsősorban a téli félévben adottak. Tehát az ismert karrok létrejötte, fejlődése elsősorban ekkor történhetett.

Locrum-sziget parti karrjainak övezetességét és kialakulását hullámzási modellel értelmezzük a következőképpen.

- Kicsi, megtörő hullámok lehulló cseppjei hozzák létre a vízhez közelebbi kürtőkarr övet.

- Nagy, megtörő hullámok, visszafolyó vize hasadékok rendszerét alakítják ki. Ahol a keresztező hasadékok vize összefolyik, medencék képződnek. A medencék aljzata tovább karrosodik a megtörő hullámok lehulló vízcseppjei által.

- A ritkán előforduló igen nagy hullámok visszafolyó vize már medencéket nem képes létrehozni, hanem sűrű hasadékhálózatot. A közrefogott tömbök kúpkkarrá alakulnak.

IRODALOM

BACK, W.-HANSHAW, B. B.-DRIEL, J. N. (1984): Role of groundwater in shaping of the eastern coastline of the Yucatan peninsula, Mexico - In: R. G. La FLEUR (szerk.) in *Groundwater as a Geomorphic Agent*, Allen-Unwin, Boston, p. 281-293.

CVJIČ J. (1924): The evolution of lapiés: a study in karst physiography. - *Geogr. Rev.* XIV, p. 26-49.

GUILCHER, A. (1953). Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire - *Ann. Géogr.* 72. p. 161-179.

JENNINGS, J. N. (1985): *Karst Geomorphology* – Basil Blackwell, New York, 293 p.

LUNDBERG, J. (1977): An analysis of the form of rillenkarren from the tower karst of Chillagoe, North Queensland, Australia – *Proc. 7th Internat. Congr. Speleol.*, Sheffield, p. 294-296.

McLEAN, R. F. (1974): Geologic significance of bioerosion of breachrock - *Proceedings of the International Coral Reef Symposium*, Great Barrier Reef Committee, Brisbane, p. 401-408.

SASVÁRI T. (1978): Óceánikus karszt Sri Lanka (Ceylon) szigetén - *Karszt és Barlang I-II.* p. 49-52.

TRUDGILL, S. T. (1976): Limestone erosion under soil - In: *PANOS, V.* (szerk.): *Proceedings of the 6th International Congress of Speleology*, II. Ba p. 409-422.

VILES, H. A. - SPENCER, T. (1996): "Phytokarst", blue-green algae and limestone weathering - In: *FORNÓS, J. J. - GINÉS, Á.* (szerk.): *Karren Landforms* Universitat, de les Balears, Palma de Mallorca, p. 115-140.

WENTWORTH, C. K. (1939): Marine bench-forming processes. II. Solution benching - *J. Geomorph.* 11. p. 3-25.

A DOLINÁK KORROZIÓS FELSZÍNÉNEK MEGHATÁROZÁSA DIGITÁLIS DOMBORZATMODELL ALAPJÁN¹

ZBORAY ZOLTÁN – KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

SZTE, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u.2.
zzboray@geo.u-szeged.hu, keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: We presents a study about the measure the real surface values of the dolines. First of all, we derived a digital elevation modell based on high scale aerial images in the Bükk-Plateu (Bükk-Fennsík). The help of these we computed the slope values of the dolines (between the most external closed contours), and specified the real area values of the surface (as opposed to the area of the dolines in the projection).

Bevezetés

A karsztmorfológia kutatások egyik fontos területe a karsztok jellegzetes formáinak, a dolináknek a sokirányú vizsgálata. A dolinák morфомetriai vizsgálatánál a korábbi kutatások (*LA VALLE* 1968, *ZÁMBÓ* 1970, *JAKUCS* 1971, *FORD-WILLIAMS* 1989, *VERESS-PÉNTEK* 1990, *CASTIGLIONI* 1991, *BÁRÁNY-KEVEI-MEZŐSI* 1991, *FARSANG-TÓTH* 1992, *HOYK* 2002, *TELBISZ* 2003, *PÉNTEK-VERESS* 2004) terepen történt megfigyelések és mérések, topográfiai térképek, valamint GPS és mérőállomás alkalmazásával határozták meg a dolinák morфомetriai paramétereit. A karsztok változatos felszíne, a dolinák alakjának egyedi vonásai – megfelelő pontossággal és nagyobb területre kiterjedően – szabatos térképészeti eljárásokkal, teljes körű új felmérés segítségével mérhető és elemezhető.

A magassági adatok bemutatására, mérésére, egyre gyakrabban digitális domborzati modellek kerülnek felhasználásra. Nagyobb térségekre kiterjesztve a hozzáférhetőbb magassági adatbázisok (pld. SRTM) a karsztos makroformák jellemzéséhez jól használhatók (*TELBISZ* 2004). Korábbi munkánkban bemutattuk, hogy egy mintaterületen (Bükk-fennsík) milyen mértékű eltérések figyelhetők meg a rendelkezésre álló térképekből szerkeszthető domborzat, valamint az ennél jóval megbízhatóbb – ezért pontosabb eredményt szolgáltatató – nagyméretarányú légifelvételekből digitális fotogrammetriai módszerrel előállított domborzat között (*ZBORAY-KEVEINÉ BÁRÁNY* 2004). A domborzatmodellen történő vizsgálatokhoz

¹ Készült a T048356 sz. OTKA támogatásával.

szükséges, hogy tényszerűen legyenek rögzítve a dolinák határai, amit értékelésünkben a legkülső záródó szintvonalakkal jellemeztünk.

A szintvonalakkal történő lehatárolás előnye, hogy jó alapot ad az összevethetőségre, viszont a terület ilyenén történő meghatározása bizonyos mértékig szubjektív, lévén, hogy a dolinák határa többnyire nem egy síkban végződik. A szintvonalakkal történő lehatárolásra magyarázatot adhat, hogy korábbi kutatások dolina-morfometriai vizsgálataiban az egyes paraméterek mérésénél (pl. az átmérő esetén) sem volt meghatározott a mérési pontok közti magasságkülönbség. A dolinák területére vonatkozó kérdéskört ebben a kötetben *TELBISZ* et al. (2005) is vizsgálta, kiterjesztve a dolinák határait a dolinákhoz tartozó vízgyűjtő területekre.

Módszerek

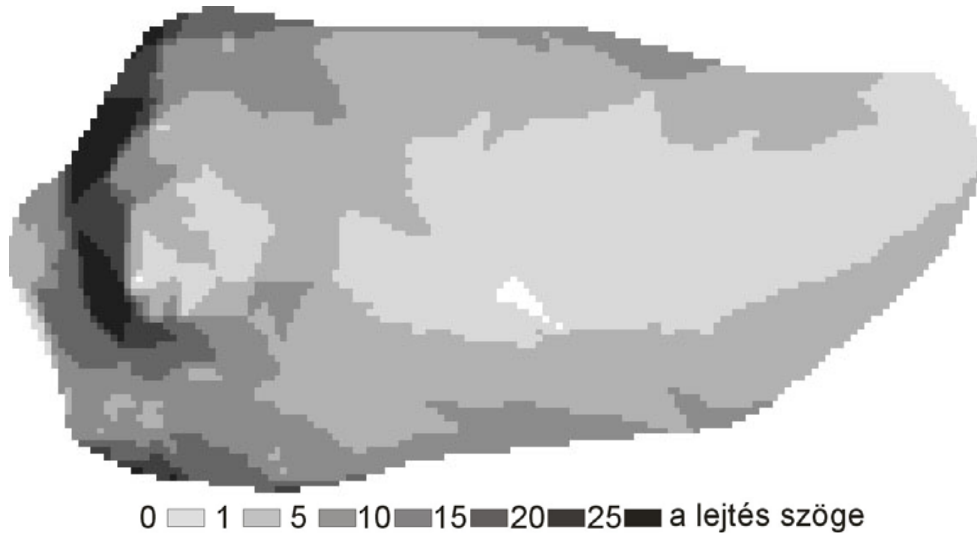
A távérzékeléssel előállítható adatok a karsztos kutatásokban is egyre inkább teret nyernek. Közel-fotogrammetriai vizsgálatokkal *TÓTH-SCHLÄFFER* (2004) karokon történt mérései is bizonyították, hogy a módszer – a terepi mérésekkel kombinálva – pontosabb eredményekre vezet.

Az általunk alkalmazott – klasszikus értelemben vett – fotogrammetria légifelvételek alkalmazásával állít elő térmodellt, melyben sztereofotogrammetriai műszerekkel magassági adatok mérhetők. A módszer előnye, hogy – a megfelelő méretarány mellett – megnyílik a lehetőség nagy területek átfogó felmérésére, elemzésére. Bármely magyarországi területről az utóbbi fél évszázadban – az időszakos térképfelújítási programokhoz kapcsolódóan – több időpontból készültek légifelvételek, melyeket légifotó archívumokban őriznek.

A már említett bükk-fennsíki térinformatikai adatbázist felhasználva – interpolációs eljárással – 0,5 m lépésközű szintvonalas térképet készítettünk (összehasonlításképpen a topográfiai térképeken az alapszintköz 5 m). A legkülső, záródó szintvonalon belüli területeken 275 dolinát határoltunk le. A magassági adatok felhasználásával elkészítettük a terület digitális domborzatmodelljét.

A dolinák felszíni vetületének és valós felszínének viszonya

Térinformatikai környezetben – a *LEICA ERDAS IMAGINE Slope* alkalmazás segítségével – a digitális domborzatmodellen lehetősége van a lejtőkategóriák gyors, pontos meghatározására. A lejtőkategória-térkép minden egyes pontjára meghatározott lesz a lejtők szöge. Egy pont, azaz egy grid cella mérete 2x2 m (*1. ábra*).

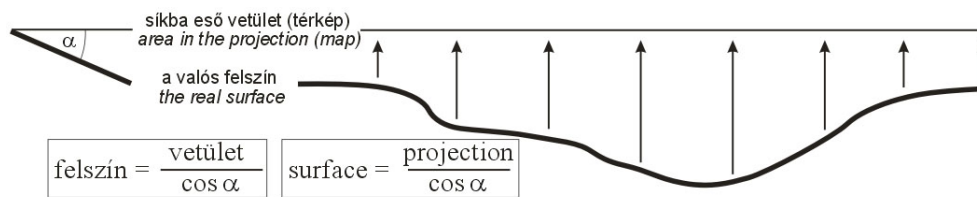


1. ábra: Egy bükki dolina lejtőkategória-térképe
 Fig 1. A doline's slope values in Bükk-Plateau (Bükk-Fennsík)

A morfológiai paraméterek közül kiemelt fontosságú a dolina területének nagysága. Terepi mérések alapján a kis és nagy átló mérésével, ellipszis alakkal közelíthető a dolina területe. Topográfiai térképen a terület szintvonalak segítségével határozható le, ami – a korábban már ismertetett okok miatt – igen nagy hibákat is rejthet magában. Az említett módszerek mindegyikével azonban csak a *síkba eső terület* nagyságát lehet mérni.

A dolinák bonyolult térbeli formája miatt a dolina alakja és korróziós felszíne – a dolinát gömbsüvegnek tekintve – matematikai képletek alapján volt számítható (KEVEINÉ-BÁRÁNY 1981).

Digitális domborzatmodelleken (DDM) végzett területmérések esetén is figyelembe kell venni, hogy a DDM pontjai is a felszín síkba eső vetületét jelentik, aminek előnye, hogy összevethetők az azonos vetületben lévő topográfiai vagy egyéb térképekkel, ellenben hátrány, hogy a felszínre vonatkozóan közvetlen információt nem szolgáltat. Azonban a DDM rácspontjaiban ismerve a lejtőszöget, a felszín nagysága a rács pontjaiban számítható (2. ábra).



2. ábra: A felszín számítása a dolina egy pontjában (keresztmetszet)
 Fig 2. Compute of the real surface at a point of the doline (sectional drawing)

A módszer előnye, hogy bármely térinformatikai szoftverben, mely képes kezelni digitális domborzati modelleket, az attribútum tábla szerkesztésével a felszín számítható. A térinformatikai szoftverek elterjedésével párhuzamosan léteznek speciális alkalmazások, melyekkel közvetlenül mérhető a felszín nagysága (TELBI SZ et al. 2005).

A felszín számítása digitális domborzatmodell attribútum adatain

Minden térinformatikai adat, legyen szó térbeli, felületi, vonalas, vagy pontszerű adatról, tartalmaz egy adattáblát, mely a legegyszerűbb GIS szoftverrel is megjeleníthető, szerkeszthető. Ebben az adattáblában – hasonlóan, mint egy Excel táblázatban – az egyes oszlopokhoz függvényeket rendelhetünk.

A lejtőkategória térkép attribútum adatainál az adott lejtőszöghöz tartozó összes terület (a síkba eső vetület) a gyakorisági érték és a szabályos rács méretének (4 m²) szorzata. A 2. ábrán látható képletet egy új oszlop függvényeként definiálva az adott lejtőszöghöz tartozó összes felszín nagysága számítható (1. táblázat).

1. táblázat
 Table 1.

A felszín képletének beillesztése egy dolina lejtőkategória térképének attribútum adataiba
 Inserting the real surface function to the slope attributes

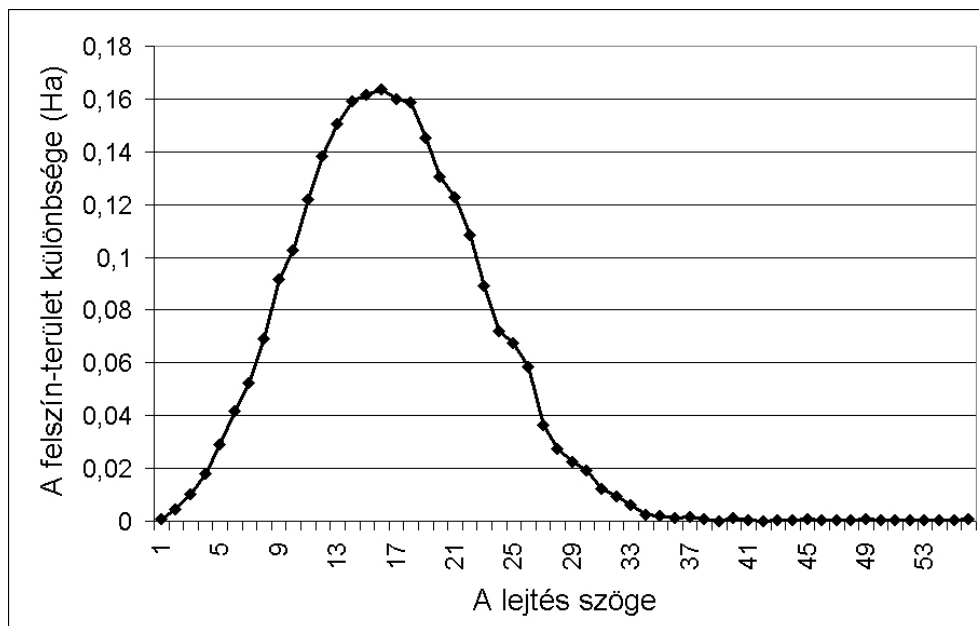
Lejtőszög	Gyakoriság	Terület	Felszín
0	36	0.0144	0.0144
1	487	0.1948	0.19483
2	841	0.3364	0.336605
3	587	0.2348	0.235122
4	324	0.1296	0.129916
5	437	0.1748	0.175468

Az egyes lejtőszögekhez tartozó felszín nagyságait összeadva megkapjuk a dolina felszínének nagyságát.

Eredmények

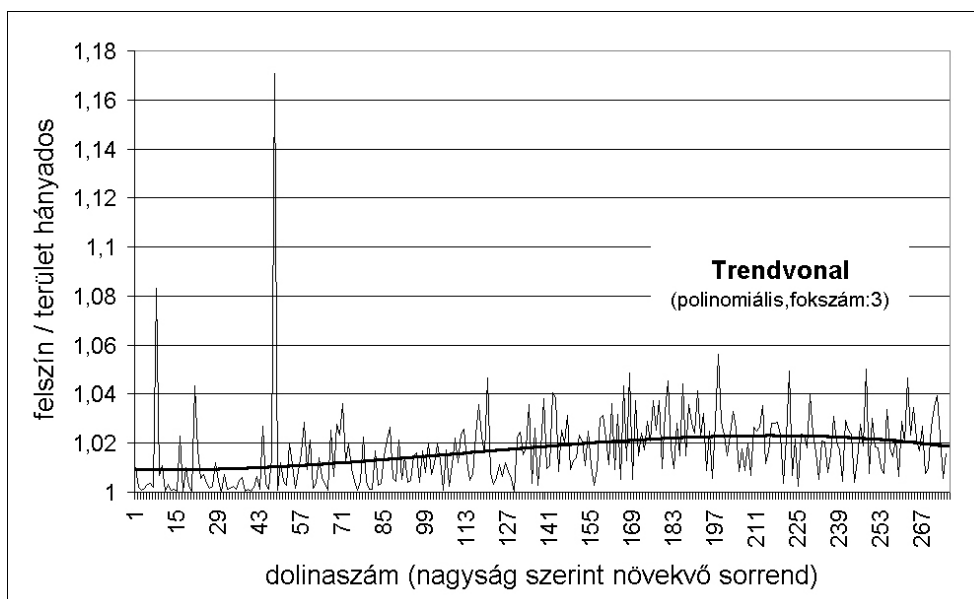
A módszert alkalmazva a mintaterületen lévő 275 dolina esetében kiszámítottuk a felszín nagyságát. Az összes dolina térképen mérhető síkba eső vetületéhez képest (121,39 Ha) a felszín nagysága 123,97 Ha. Így a bükki mintaterület dolináinál e morfológiai paraméter esetén átlagosan 2,13% többlettel számolhatunk a térképen mérhető területhez képest. A nagy elemszám miatt valószínűsíthető, hogy a többi bükki dolina felmérése után sem változna nagymértékben az összfelszín aránya a területhez képest.

Az egyes lejtőszögekhez tartozó felszín-terület különbségeket összegezve látható, hogy a legnagyobb eltérés a 15-16 fokos lejtőszögek esetében jelentkezik. E felszín-többlet görbe meredeksége, alakja, maximuma valószínűsíthetően eltérő lenne más karsztos területeken (3. ábra).



3. ábra: A bükki mintaterület dolináinak felszín-többlet görbéje a lejtőkategória tükrében
Fig.3. The surface-addition graph on the slope values within the investigation area

A felszín nagyságát viszonyítva a síkba eső területhez, megállapíthatjuk, hogy ha a két paraméter hányadosa nagy, akkor a dolina mélységi viszonyai is jelentősek a kisebb hányadossal rendelkező dolinákhoz képest. E hányadost tekinthetjük a dolina felszínrátájának, mely jól jellemzi az adott dolina vertikális kiterjedését (4. ábra).



4. ábra: A felszínráta nagysága a mintaterület dolináin
 Fig.4. The doline's surface-rate within the investigation area

A grafikont elemezve megállapíthatjuk, hogy a kisebb (<1 Ha) dolinák esetében többnyire 2% alatti a felszínráta értéke, leszámítva néhány plató helyzetű dolina extrém nagy értékét. A nagyobb (>1 Ha) dolinákat növekvő felszínrátával jellemezhetjük, bár az értékek itt is igen változatosak. A mintaterület legnagyobb dolinái (2-3 Ha) esetén pedig a felszínráta értékében csökkenés látszik, ami lejtős tömegmozgásokkal magyarázható, melyek a dolina túl meredekké váló lejtőinek ellankásításával segítik a mélyedések tágulását (TELBISZ 2003). A dolinák területi elhelyezkedése és a felszínráta nagysága között (a plató helyzetű dolinákat leszámítva) szabályszerű kapcsolat a vett minták alapján nem mutatható ki. Ez nem zárja ki azt, hogy a további vizsgálatoknál (más mintavételekkel) a szabályszerűség nem jelentkezik. A mélységi viszonyok jellemzően a dolina egyedi alakját, a szerkezeti adottságok, a mikroklíma, a felszínformálás helyi körülményeit tükrözhetik.

Összefoglalás

- A dolinák felszínének nagyobb területre vonatkozó és nagy elemszámú mérése digitális domborzati modell alkalmazásával lehetséges. A felszín a domborzatmodell lejtőkategória térképének attribútum táblájában függvény definiálásával számítható.

- A mintaterület bükki dolináinál a felszín a térképen mérhető síkba eső vetülethez képest átlagosan 2 %-kal (szélső esetekben akár 17 %-kal is) nagyobb.
- A dolina kiterjedése, nagysága és a felszínráta (felszín/terület hányados) értéke között összefüggés mutatható ki, ami valószínűleg jellemző egy-egy karszt típusra.

IRODALOM

- BÁRÁNY-KEVEI – 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 on. 13. Università di Padova, p. 137-142.
- CASTIGLIONI, B.* (1991): Some morphometric and environmental aspects of dolines in Berici Hills (Vicenza, Italy). Proceed. of the Int. Conf. on Environ. Changes in Karst Areas-IGU-UIS – Quaderni del Dipartimento di Geografia on. 13. Università di Padova, p. 143-156.
- FARSANG, A. – TÓTH, T.* (1993): Morphometric investigation of dolines in Bükk mountains. – Acta Geographica Szegediensis, 31, p. 53-60.
- FORD, D.C. – WILLIAMS, P.W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. – London, Unwin Hyman, 560.p.
- HOYK E.* (2002): A nyugati-mecseki karszt dolináinak morfometriai vizsgálata. – Karsztfejlődés VII., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.161-172.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 310.p.
- KEVEINÉ BÁRÁNY, I.* (1981): A dolinák fejlődésének ökológiai szabályozottsága. – Kandidátusi értekezés, p. 47-52.
- LA VALLE* (1968): Karst depression morphology in South Central Kentucky - Geogr. Annales 50. A. p. 94-108.
- PÉNTEK K. – VERESS M.* (2004): A töbrök morfometriai osztályozása. – Karsztfejlődés IX., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 197-206.
- TELBISZ T.* (2003): Karsztos felszínfejlődés és beszivárgás matematikai modellezése. – Doktori (PhD) értekezés, CD, Budapest.
- TELBISZ T.* (2004): Digitális domborzatmodellek használata a karsztkutatásban. – Karsztfejlődés IX., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 21-33.
- TELBISZ T. – DRAGASICE H. – NAGY B.* (2005): Karsztmorfológiai vizsgálatok a horvátországi Biokovo-hegységben terepi megfigyelések és digitá-

lis domborzatmodell alapján. – Karsztfejlődés X., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 231-245.

TÓTH G. – SCHLÄFFER R. (2004): Karros felszín elemzése digitális módszerrel. – Karsztfejlődés IX., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 133-140.

ZÁMBÓ L. (1970): A vörösagyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt délnyugati részén. – Földrajzi Közlemények. XVIII. kötet, p. 281-293.

ZBORAY Z. – KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2004): Domborzatértékelés a Bükk-fennsíkon légifelvételek felhasználásával. – Karsztfejlődés IX., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 207-213.

VERESS M. – PÉNTEK K. (1990): Kísérlet a karsztos felszínek denudációjának kvantitatív leírására. – Karszt és Barlang, 1, p.19-28.

A HORVÁTORSZÁGI BOKOVO-HEGYSÉG KARSZTMORFO- LÓGIAI JELLEMZÉSE TEREPI MEGFIGYELÉSEK ÉS DIGITÁ- LIS DOMBORZATELEMZÉS ALAPJÁN

TELBISZ TAMÁS¹ – DRAGAŠICE, HRVOJE² – NAGY BALÁZS¹

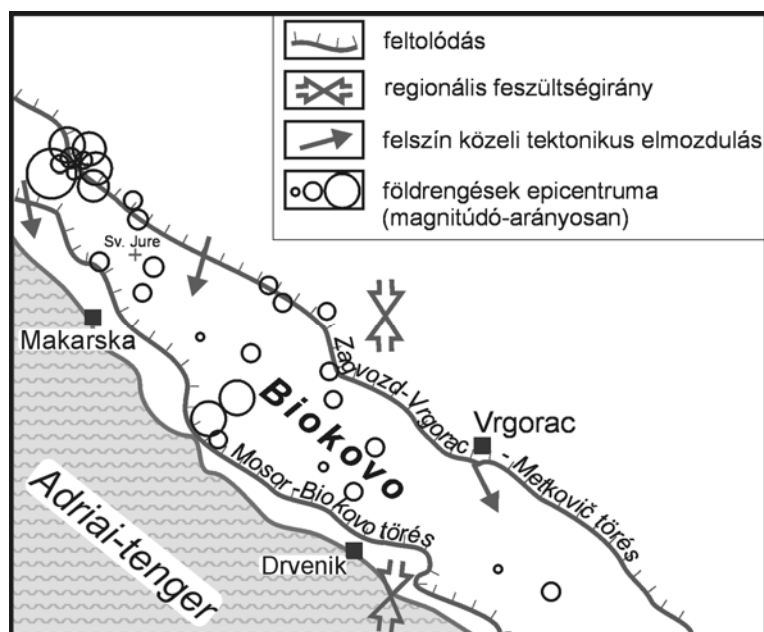
¹ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.,
telbisztom@ludens.elte.hu

²Zágrábi Egyetem, 1000 Zagreb, Marolicev trg. 19.

Abstract: The Biokovo Mts are parts of the Outer Dinarides, in a coastal position with NW-SE main tectonic orientation. The highest peak called Sv. Jure (1762m) towers up from a karstic planina of 1300-1400m mean elevation. Both of the long margins of the mountains are characterized by steep and high relief energy rockwalls formed along tectonic fault lines. The plateau is intensely karstified with diverse karren forms, large dolines and several shaft caves. Its unique karstmorphological features are the relatively deep dolines with steep walls so the landscape is characterized mainly by the sharp interdoline ridges and pyramidal peaks instead of the negative doline forms. Based on the previous observation the Biokovo plateau can be considered a „polygonal karst”. The geomorphological map of a sample area from this plateau has been elaborated based on field observations and topographical maps. After digitizing the contour lines, we have created the digital elevation model (DEM) of the sample area and carried out a sophisticated doline-morphometrical analysis using the DEM. The most important and unique feature of the landscape, the polygonal structure has been derived from the DEM using GIS hydrologic modelling tools.

1. Bevezetés

A Biokovo-hegység Horvátország déli részén, a dalmát tengerpart közvetlen szomszédságában emelkedik, lenyűgöző háttérrel teremtve a Makarskai Riviérának. A hegység fő csapásiránya belesimul a Dinári-hegyvidék jellegzetes ÉNy-DK-i irányába (302°/122°), bár megfigyelhető benne egy enyhe hajlás a hegység középső részén, amely inkább É-D-i lefutású (337°/157°). ÉNy-on a Dubci-hágó, DK-en a Mala Vrulja-Dragljani törésvonal (feltolódás) határolja (BOGNAR, 2001, MIHLJEVIĆ, 1993). A hegység teljes hossza 36 km, legnagyobb szélessége 9,5 km, legmagasabb csúcsa a Sv.Jure (1762m). Hosszan elnyúló DNy-i és ÉK-i peremét reverz vetők jelölik ki (1. ábra): az Adriai-tenger mentén húzódó Mosor-Biokovo illetve a hegység szárazföldi oldalán futó Zagvozd-Vrgorac-Metkovič törésvonalak (DRAGIČEVIĆ et al, 1999). A hegység alapvetően fennsík jellegű, ÉNy-i része magasabb, 1400m körüli, innét emelkedik ki a főcsúcs tömbje is, míg a déli rész átlagmagassága 1300m körül van.



1. ábra: A Biokovo-hegység tektonikus helyzete (DRAGIČEVIĆ et al, 1999 nyomán)
 Fig. 1: Tectonic settings of the Biokovo Mts (after DRAGIČEVIĆ et al, 1999)

A Biokovo-hegységet főleg jura és kréta időszaki mészkövek illetve dolomitok építik fel. A harmadidőszakot rendkívül heves szerkezetképző mozgások jellemezték, melyek hatására jelentős mennyiségű flis képződött a mindenkori kontinentális lejtőn (MAGAŠ et al, 1972; MARINČIĆ et al, 1969). A kéregmozgások egészen napjainkig aktív szerepet játszanak, amit a földrengések nagy száma is jelez (HERAK et al, 1996). A Biokovo-hegység tágabb körzetében telepített GPS-mérőhálózat adatai alapján a térségben függőleges ill. vízszintes irányban 2 cm/év nagyságrendű tektonikus elmozdulások is előfordulnak (CIGROVSKI-DETELIĆ, 1998). A negyedidőszaki képződmények közül a napjainkban is aktív törmelékletők kifejlődését érdemes említeni, a pleisztocén eljegesedés érintette a hegységet, de nyomai, nagyformái nem meghatározók. Szerkezet-morfológiai szempontból a rétegek zömmel keleties, északkeleties dőlése emelhető ki.

A hegység éghajlata mediterrán vonásokat mutat némi magashegységi korrekcióval. Ennek megfelelően a csapadék (1845mm/év a fennsíkperemi Vošac állomáson) zöme késő ősztől tavaszig hullik (a magas részeken jelentős mennyiségű hóval), míg a nyár szinte teljesen száraz. A hegyekből lezúduló félelmetes bóra szél a Velebit mellett itt a legerősebb (a szellőkéssek olykor meghaladják a 200 km/h-t is!), amelynek elvileg karsztmorfológiai következményei is lehetnek. Részben a kisformákra nézve, bár ennek jelét nem tapasztaltuk; részben a növényzet elterjedésére. A jelenlegi állapot

szerint a fennsík jelentős részén az erdők (főleg bükkösök) behúzódnak a töbrök mélyebb, védettebb részeibe, de arról nincs adatunk, hogy ez mennyiben tekinthető természetes állapotnak.

2. Módszerek

Terepbejárásaink során a Biokovo jellegzetes formakincsét vizsgáltuk. Alaptérképünk egy 1:25.000 méretarányú, 10m-es alapszintvonal-közű, horvát topográfiai térkép volt. Vizsgálataink elmélyítéséhez a Sv. Jure csúctól DNy-ra kiválasztottunk egy 3 km²-es mintaterületet (118 töbörrel). Ennek keretén belül térképeztük a jellemző felszínformákat, a térképi adatokat néhol GPS és lézeres távmérő segítségével kiegészítve. Ezen munka eredményeként készült el a mintaterület geomorfológiai térképe.

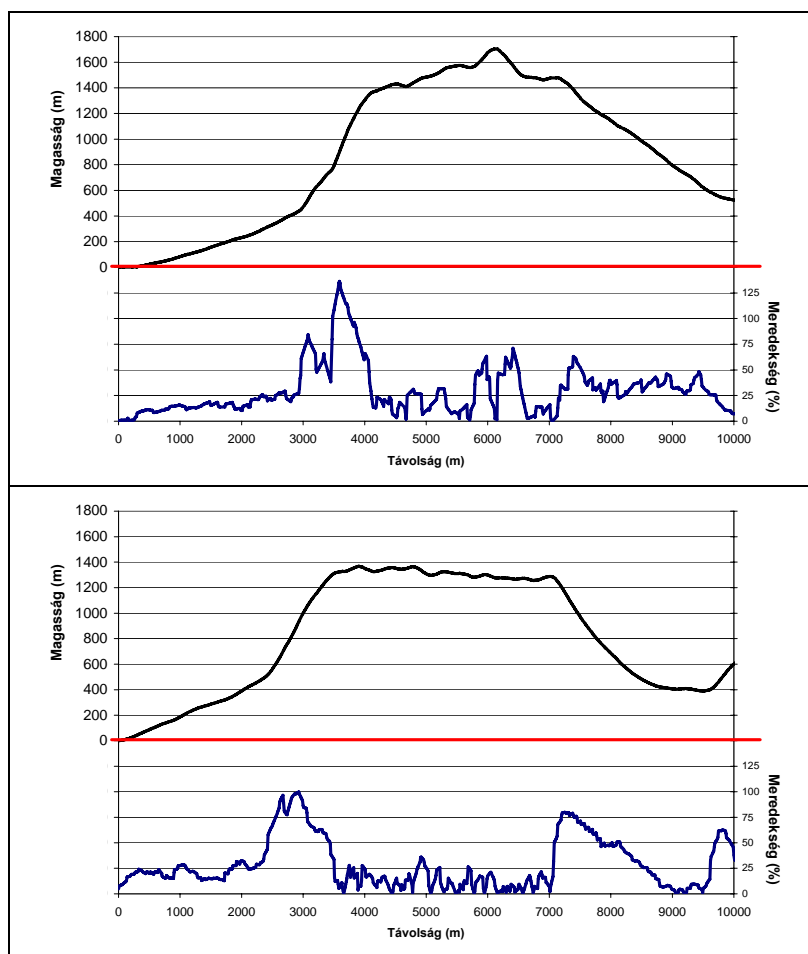
Az alaptérkép szintvonalait digitalizálva előállítottuk a mintaterület digitális domborzatmodelljét (DDM). Ennek felhasználásával töbrormorfometriai vizsgálatokat végeztünk.

Szintén készítettünk DDM-t karrokról. Az ehhez tartozó módszertan *TELBISZ* (2004) munkájában megtalálható.

3. Geomorfológiai jellemzés

A hegység peremeit alkotó meredek sziklafalak alapvetően szerkezetileg meghatározott formák, melyeken ma is gyakoriak az omlások. Miként a 2. *ábra* is mutatja, a tengerparttól számított alig 3,5 km-en belül nő a magasság a fennsík 1300-1400 méteres szintjéig. A lejtő alsó része az enyhébb dőlésű törmelékletű (meredekség < 25%), melyet a szálban álló mészkőfalak követnek (meredekség > 75%). Az egyes lejtőrészletek valamint a töbrökkel tagolt fennsík markáns különbségei még szembeötlőbben jelennek meg a magassági szelvényekhez kapcsolt meredekségi profilokban.

A fennsík formakincsét a kőzettani adottságoknak megfelelően a karsztformák uralják. A területen rendkívül magas a töbrösűrűség (a mintaterületen az átlagos töbrösűrűség: 44 töbr/km²), a dolinák gyakorlatilag összefüggően borítják a felszínt, és nem jellemzők a töbrösödéskből kimaradó, lekerekített bércek, amelyekkel a hazai karszthegységeinkben gyakran találkozhatunk. A töbrök mélyülése igen erőteljes, így az egymással érintkező töbrök között meredek falú, keskeny, sziklás gerincek alakultak ki, ezen gerincek találkozásainál pedig apró kárccsúcsokra emlékeztető, piramisszerű, hegyes csúcsok ülnek (3. *ábra*).



2. ábra: DNy-ÉK-i irányú magassági és merekségi szelvények a Biokovon keresztül Makarskától északra illetve délre (SRTM alapján).

Fig.2: SW-NE cross sections (elevation & gradient) across Biokovo north and south from Makarska town (Data from SRTM).

Így a táj képét nem annyira a fennsíkba mélyülő töbrök negatív formái határozzák meg, hanem a köztük kialakult gerinchálózat. Mindezek alapján a Biokovo-fennsíkot polygonális karsztnak tekinthetjük, amely Európában viszonylag ritka kifejlődésű¹. Gyakoriak a beomlással kialakult jellegzetes szakadéktöbrök (függőleges falak, omladék, üregek maradványai) is, amelyekre általában egy-egy tágasabb töbrő oldalában, aljában bukkanhatunk. A legtöbb nagy méretű és mély töbrő aljzatán a fenti ismeretjellegyek közül több is megtalálható (szálban álló, függőleges falak, omla-

¹ A Dinári-hegyvidék egyes részein (pl.Lovčen környékén) illetve Közép-Albániában még ismeretesek ehhez hasonló polygonális karsztok (HEVESI, SÁSDI, szóbeli közlése; VERESS 2004 alapján).

dék), továbbá a többszátú töbrök között néhol a sziklafalakat keresztező mély, „szurdokszerű”, ám rövid átréselések, összenyílások figyelhetők meg. Ezen formáknál a felszínről kiinduló oldás mellett bizonyos esetekben szintén feltételezhető kisebb üregek (hasadékbarlangok) felszakadása.



3. ábra: Jellemzőes töbröközi piramis-csúcs.
Fig.3: Typical pyramidal inter-doline peak.

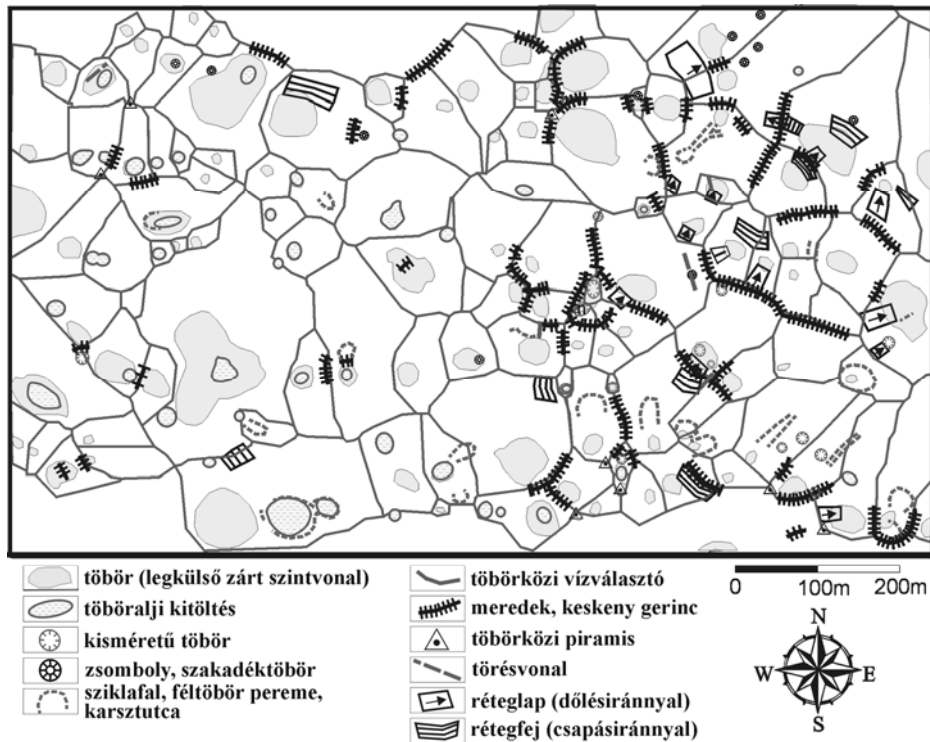
A töbrök mellett nagy számban fordulnak elő zsombolyok is, köztük a Biokovo legmélyebb barlangja, a 620m-es mélységű Amfora-barlang. Ezek a felszínre nyíló függőleges aknák leginkább a nagyobb töbrök oldal-lejtőiből nyílnak, de gerincközeli helyzetben is megtalálhatók, egyes esetekben pedig jól láthatóan törésvonalakhoz kötődnek.

A töbrök kiemelkedő mértékű függőleges fejlődésének lehetséges okai az eddig leírtak figyelembevételével a következők: általában a magashegységi helyzet, kapcsolatban a gyors kiemelkedéssel; a jelentős évi csapadék; a töbrök belsejébe összpontosuló növényzet (erdők és talajborítás /BÁRÁNY KEVEI 1995, ZÁMBÓ 1986/), zsombolyok, szakadéktöbrök jelentős száma.

Természetesen a csupaszon maradt mészkőfelszíneken jól megfigyelhetők a karrosodás nyomai: talán legjellemzőbbek a szerkezetileg meghatározott karrok (hasadékkarrok), de igen gyakoriak a vályúkarrok, falikarrok is, ezek kifejlődésében sokféle szerepet játszanak a felszínre kerülő réteglapok, rétegfejek. A Sv.Jure tömbjét kivéve a fennsík jelentős részeit növényzet borítja (erdők, füves térszínek, művelt töbörálji kitöltések), így összességében a biogén karrok tekinthetők a legelterjedtebb formatípusnak.

A karsztos folyamatokon kívül még kétségtelenül jelentős szerepet játszanak a különféle lejtős tömegmozgások. Az omlások például nemcsak a

korábban már említett fennsíkperemi lejtők alakításában vesznek részt, hanem a mély töbrök oldallejtőinek formálásában is fontosak. Az enyhébb lejtőkön (főleg ahol talajborítás is akad) a kúszásos folyamatok is aktívak lehetnek. Érdekességként említendő, hogy a téli időszakban előfordulhatnak lavinák is, elsősorban a főcsúcs környékén.

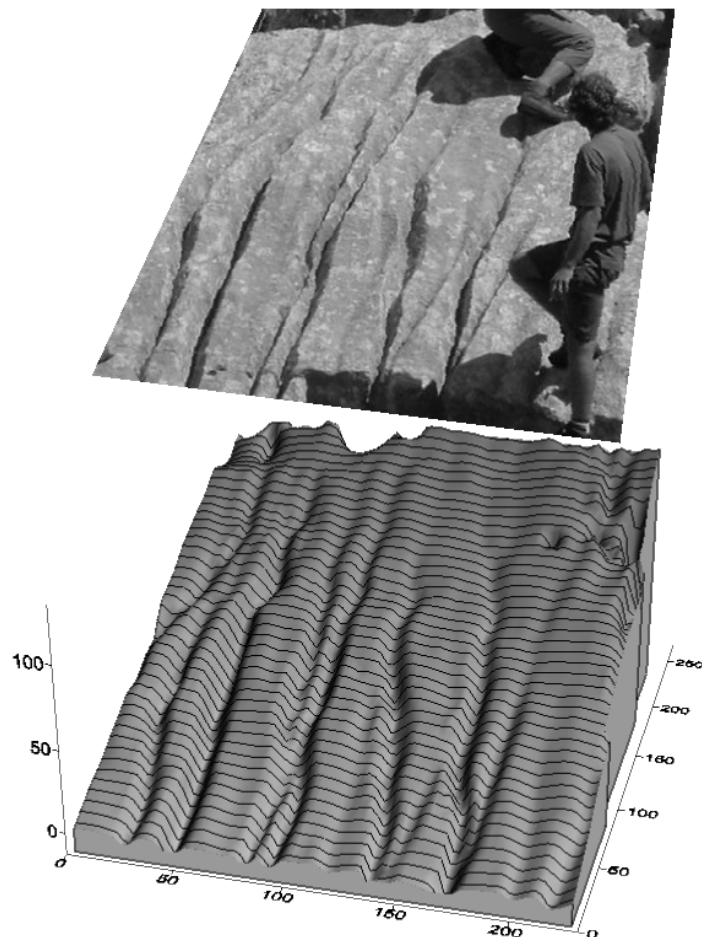


4. ábra: A mintaterület geomorfológiai térképe
Fig.4: Geomorphological map of the sample area

Vitatott kérdés, hogy a negyedidőszaki glaciális időszakokból, elsősorban a pleisztocén végi, itt is feltételezett utolsó eljegesedés idejéből maradt-e valamilyen morfológiai nyom, amely a terület egykori jégborítására utalna. A kisebb mértékű eljegesedések formái – tapasztalataink szerint – a karsztos hegységekben általában különösen rosszul ismerhetők fel, mert a kialakított alakzatok, pl. kisebb kárfülkék, nivációs fülkék elkülönítése az oldásos eredetű mélyedésektől nem egyértelmű, illetve az esetleges morénaanyag oldódása és így eltűnése nagyon gyors (általában határozottan csak a kis-jégkorszak maradványai láthatók). Mindezen bizonytalansági tényezőket figyelembe véve a főcsúcs környékén néhány gerincbe vájódó mélyedést (Troglav-csúcs K-i részén) nivációs fülkeként azonosítottunk, a

fennsík déli részének keleti oldalán kisebb kárfülke nyomai körvonalazhatók, de a legmeggyőzőbb glaciális nyomokat hordozó térség e déli platórész Prisika völgye, ahol az 1100 m körüli szintben kárfülkék maradványai, a széles, tál alakú völgy oldalán 900 m-es szintben vándorkő-maradványok találhatóak. Az eljegesedés ezen – pleisztocén végi – alacsony szintje meglepő lehet, de nem szabad elfelejteni, hogy a Biokovától lényegesen délebbre, a Durmitor-hegységben, 2000 m-es magasságban ma is van egy kicsiny, túlő gleccsnyelv (Debeli namet).

A Sv. Jure melletti mintaterületre vonatkozó felszínalaktani megfigyeléseinket a 4. ábrán látható geomorfológiai térkép összegzi.



5. ábra: Vályúkarról készült fénykép és digitális domborzatmodell
Fig.5: Rillenkarren photo and digital elevation model (DEM)

4. Digitális domborzatelemzés

4.1. Vályúkarrok

A karrformák újszerű vizsgálatának egyik lehetséges módja a digitális domborzatelemzés. Mivel új módszerről van szó, egy szélesebb körű értékelés még hosszútávú adatgyűjtést igényel, egyelőre egy példát tudunk bemutatni (5. ábra), amely egy biokovoi vályúkarros felszínről (dőléssirány: 215° ; dőlésszög: 30° ; alapterület: $5,34m^2$) készült. A DDM alapján végzett térfogat-számítást ($V=2,31 \cdot 10^5 cm^3$) egységnyi területre eső lepusztulás-értékre átszámítva $4,31cm$ -t kapunk, ami a vályúkarr fejlődése során kioldott anyag mennyiségét jelzi, illetve korábbi mérésekkel összehasonlíthatóvá teszi (TELBISZ 2004).

4.2. Töbrök

4.2.1. Lehatárolás módjai

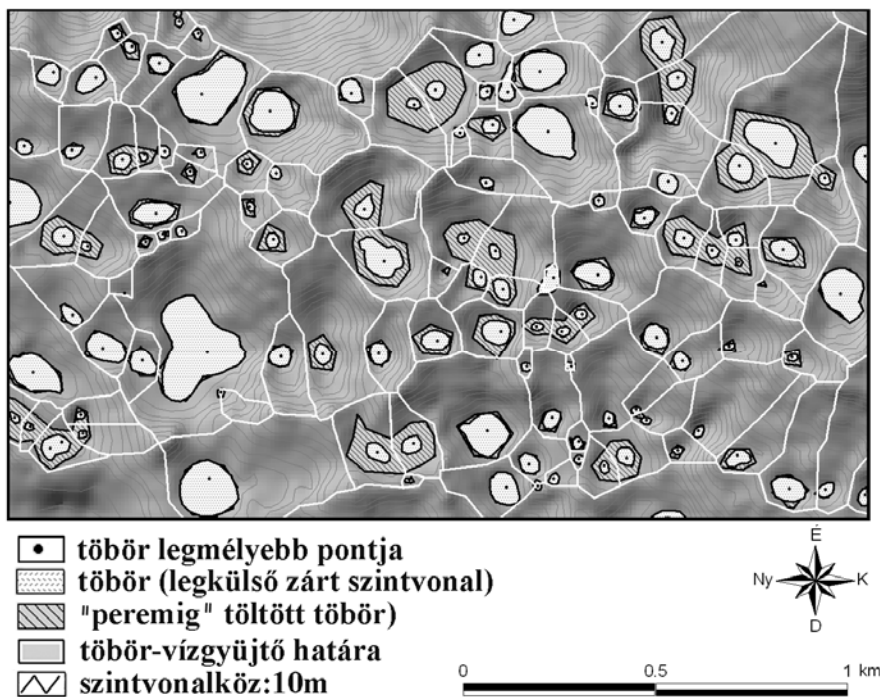
Célunk az volt, hogy a térkép illetve a DDM alapján megkíséreljük lehatárolni a töbröket, és ezek alapján megadjuk a fontosabb morфомetriai adatokat, amelyek tükrében a vizsgált terület objektíven összehasonlítható más dolinas karsztvidékekkel. A töbrök lehatárolását három algoritmus szerint is végezhetjük, amelyek mögött különböző elméleti megfontolások állnak.

- Talán leggyakrabban alkalmazott, hagyományos módszer, hogy az adott térképen a töbröt körüljáró legkülső zárt szintvonalat tekintjük a töbrő határának. Ennek előnye, hogy egyértelművé teszi a feladatot, és kézzel, DDM nélkül is könnyen végrehajtható. A pontos definíció elsősorban olyankor fontos, ha több személyből álló csoport végzi egy nagyobb terület feldolgozását egységes szempontok szerint. E módszer esetén a töbrő mélységadatát maximálisan a szintvonalközzel megegyező mértékű hiba terhelheti (ez a valódi perem és a legkülső zárt szintvonal ill. a töbrő aljzata és a legbelső zárt szintvonal közti különbségekből adódik). A területadatok hibájának meghatározása már ilyen általánosan nem fogalmazható meg, hiszen abban a töbrőoldalak lejtőszöge is szerepet játszik.

- A második elv szerint a töbrő alakja úgy határozható meg, mintha a töbröt kitöltenénk vízzel egészen addig, míg túl nem csordul, tehát a mélyedés körüli perem legalacsonyabb magasságú pontjáig. Talán ez a definíció felel meg leginkább a töbrőkről alkotott elméleti képünknek, azonban topográfiai térkép alapján nem határozható meg teljesen egyértelműen ez a magasság, és így bizonyos szubjektivitást hordozhat magában egy ilyen lehatárolás.

Ugyanakkor DDM alapján lehetőség nyílik ennek a definíciónak a teljesen következetes alkalmazására. Szerencsére a hidrológiai modellezés számára már régen kidolgoztak algoritmusokat, melyek egy DDM-ből eltüntetik a „nyelőket” (pl. MARTZ– GARBRECHT 1998), amelyek a „normális domborzat” esetén hibáknak számítanak, karsztos esetben viszont éppen ezekre vagyunk kíváncsiak. A töbrök lehatárolását és lehető legpontosabb számított térfogatát megkaphatjuk oly módon, hogy a „kitöltött DDM” és az eredeti DDM különbségét képezzük (esetünkben az *ArcView 3.2.* program *DEMFill* kiterjesztését használtuk fel a kívánt művelethez).

- A Biokovo-fennsík sajátos „*poligonális töbreit*” azonban a hagyományos töbr-lehatárolások nem teljesen hűen jellemzik, mert az itt kifejlődött töbr-alakzatok terepen kijelölhető határai egyértelműen a gerincek mentén húzódnak. Ezt a gerinchálót „*kézimunkával*” is meg lehet rajzolni a szintvonalas térkép alapján, azonban a DDM-t felhasználva ez a lépés automatizálható. A töbr-középpontokat víznyelőknak tekintve (mint ahogy azok is) a hozzájuk tartozó vízgyűjtő-területek lehatárolhatók a hidrológiai modellező eljárások segítségével (mi az *ArcView 3.2.* program *Watershed* kiterjesztését használtuk).



6. ábra: Három lehetőség a töbrök lehatárolására.
 Fig. 6: Three possibilities to define doline contours.

A 6. ábra mutatja a töbrök három lehetséges lehatárolását. Erről leolvasható, hogy a „legkülső zárt szintvonal” és a „peremig töltött” elvek alapján megrajzolt töbörhatárok számos esetben szinte teljesen egybeesnek, de jónéhányszor az utóbbi definícióval lényegesen nagyobb töbör-alakokat kapunk. A terület valódi arcát viszont véleményünk szerint leginkább a sokszög-hálót alkotó vízgyűjtők tükrözik.

A továbbiakban azt vizsgáltuk, hogy a fenti módon megkapott töbrök jellemző méretei milyen kapcsolatot mutatnak egymással, illetve más területekkel való összehasonlításban.

4.2.2. Méret-paraméterek

Helytakarékoság és az átláthatóság miatt csupán három morfológiai jellemzőt emeltünk ki: az alapterületet, a mélységet és a felszín/alapterület hányadost, továbbá az egyes méreteket jellemző gyakorisági eloszlások ábrája helyett mindössze három adatot adunk meg kategóriánként: a minimumot, a mediánt és a maximumot. Az 1. táblázatból kiolvasható, hogy a különböző módokon definiált töbör-alapterületek egymáshoz viszonyított aránya a mediánértékek alapján: 1:1,8:11, ugyanez a töbör-mélységek esetében: 1:2,3:9,4.

1. táblázat
Table I.

A mintaterület töbreinek morfológiai jellemzői
Morphometric characteristics of the dolines found in the sample area

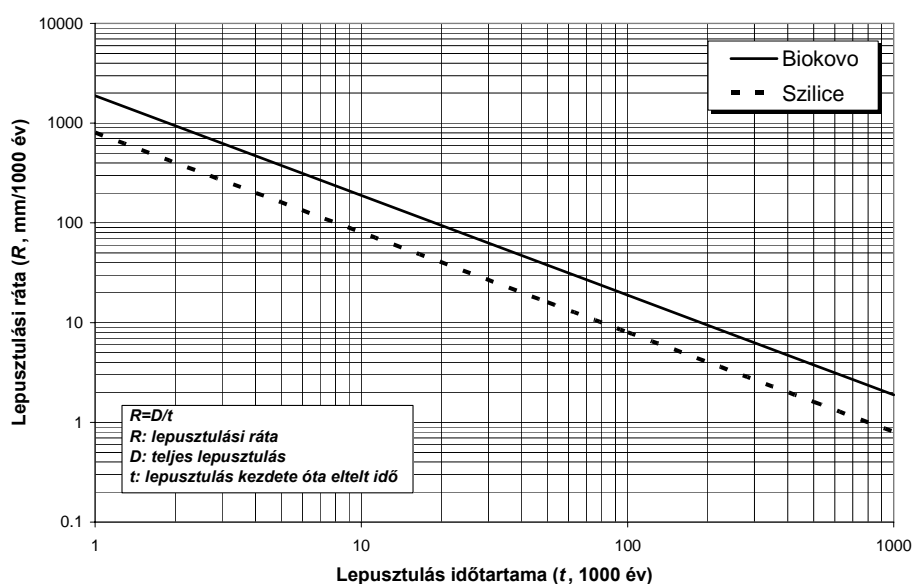
	alapterület [m ²]	mélység [m]	felszín/alapterület
Legkülső zárt szintvonal szerint definiált töbrök	Medián = 1343 Minimum = 66 Maximum = 36815	Medián = 6.7 Minimum = 1.2 Maximum = 74.6	Medián = 1.066 Minimum = 1.003 Maximum = 1.627
„Peremig” töltött töbrök	Medián = 2400 Minimum = 0.007 Maximum = 35757	Medián = 15.2 Minimum = 0.2 Maximum = 94.7	Medián = 1.085 Minimum = 1.002 Maximum = 1.716
Töbör-vízgyűjtők	Medián = 14876 Minimum = 1166 Maximum = 176317	Medián = 62.9 Minimum = 2.5 Maximum = 285.3	Medián = 1.116 Minimum = 1.003 Maximum = 1.455

Összehasonlításként szolgáljon néhány aggteleki adat (TELBISZ 1999, 2003): ott a töbör-alapterületek mediánja 2455m², a mélység mediánja 6m, ami azt jelzi, hogy a biokovoi mintaterület töbrei alapvetően valamivel kisebb kiterjedésűek, ám lényegesen mélyebbek. Ezt az erőteljesen mélyülő töbörfejlődést legjobban az ún. függőleges megnyúltság (=hossz/mélység) mutató fejezi ki (minél kisebb az értéke, annál laposabb a dolina), amelynek

átlag a Aggteleki-karszt összes töbrére: 16,3, míg a biokovoi mintaterületre: 6,6.

A DDM segítségével könnyen számítható felszín/alapterület hányados (pl. *ArcView 3.2. Surface Tools* kiterjesztés) alapján elmondható, hogy egy töbör tényleges felszíne átlagosan 7-12%-kal nagyobb, mint a térképről közvetlenül leolvasható alapterület. Ez a különbség véleményünk szerint nem túlzottan jelentős, ugyanakkor a tényleges oldási felület a valós felszínnek többszöröse is lehet, elsősorban a kőzettörmelék, valamint a repedések, hasadékok felületnövelő hatására. Ennek számszerűsítése azonban egyelőre megoldatlan feladat.

A „peremig töltött” töbrök összterfogatata a DDM alapján: $5,69 \cdot 10^6$ m³, ami valamivel kevesebb mint az egyszerűsített gömbsüveg-szabály ($V = \text{alapterület} \times \text{mélység} / 2$) alapján számolt érték ($7,81 \cdot 10^6$ m³), ami azt sugallja, hogy a mintaterületen található töbrök alakja inkább a negatív „kúpformához” áll közelebb mint a gömbsüveghez (vö. *TELBISZ, 2004*). Az összterfogatból kifejezett lepusztulási egyenérték ($D = \text{összterfogat} / \text{alapterület}$): 1886mm, amely lehetővé teszi, hogy a lepusztulási idő függvényében kifejezzük a lepusztulási rátát (7. ábra).

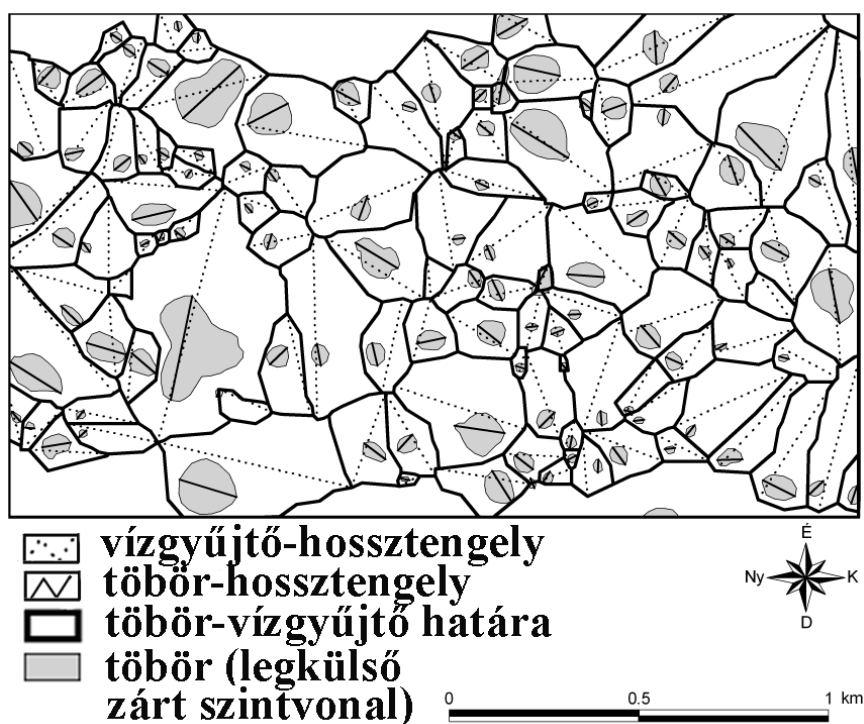


7. ábra: Lepusztulási idő és lepusztulási ráta összefüggése adott össz-lepusztulás esetén, a Biokovoi mintaterület és a Szilicei-fennsík töbör-morfometriai adatai (TELBISZ-MÓGA, 2005) alapján.

Fig. 7: Denudation rate vs duration of denudation in case of a given total denudation, based on doline morphometric data from sample area in Biokovo and Szilice-plateau (TELBISZ-MÓGA, 2005).

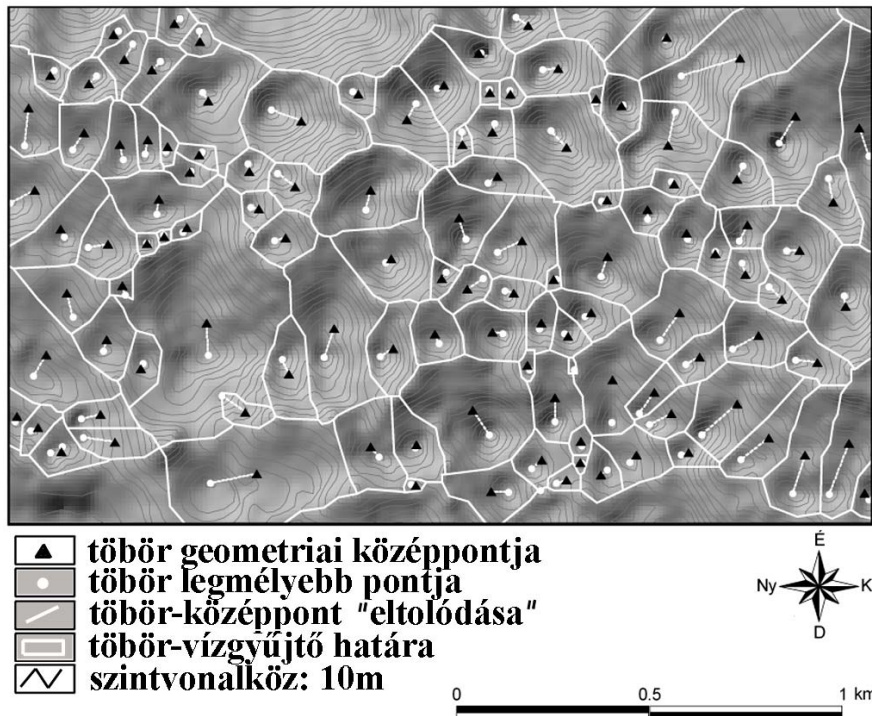
4.2.3. Iránystatisztikai elemzések

A töbrfejlődésre gyakorolt szerkezeti hatások kimutatására az egyik legjobb lehetőség az iránystatisztikai vizsgálat, feltételezhető ugyanis, hogy a töbrök hossz tengelyei a tektonikusan előrejelzett irányokban, a törésvonalak mentén megnyúlnak. Ennek érdekében meghatároztuk a legkülső zárt szintvonallal definiált töbrök valamint a töbr-vízgyűjtők hossz tengelyeinek irányát és hosszát (*ArcView 3.2. Longest Line* kiterjesztés, 8. ábra).



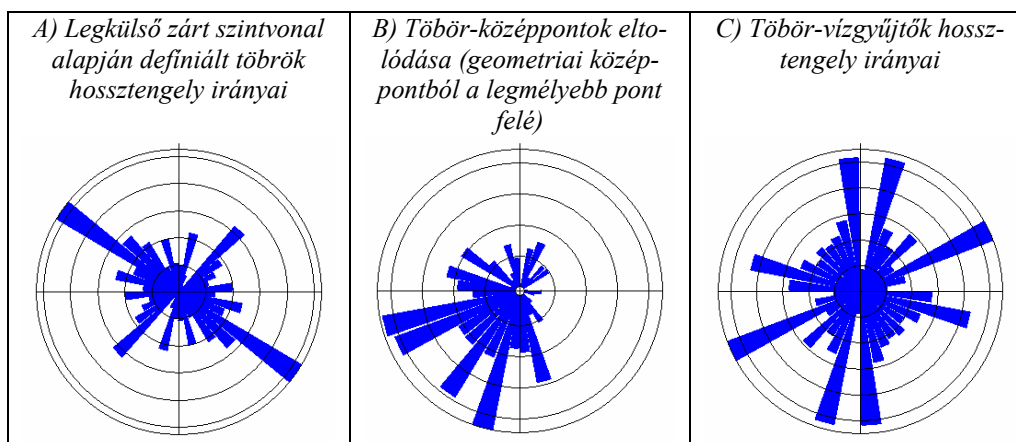
8. ábra: Töbr-hossztengelyek
Fig. 8: Doline long axes

A poligon-hálózat térképi ábrázolása (9. ábra) alapján föltűnő volt, hogy a töbr-vízgyűjtők sokkal aszimmetrikusabbak, mint a hagyományosan meghatározott töbrök abban az értelemben, hogy a geometriai középpont és a legmélyebb pont gyakran jelentős távolságra kerül egymástól. Ennek oka abban rejlik, hogy a vízgyűjtők néhol kiterjedtebb oldallejtőket is magukba foglalnak. Felmerül a kérdés, hogy a töbr-középpontok „eltolódását” (azaz a geometriai középpontból a legmélyebb pont felé mutató vektort) milyen tényezők határozzák meg.



9. ábra: Töbrök geometriai középpontjai („súlypont”) és legmélyebb pontjai.
 Fig. 9: Doline geometric centres (centroids) and deepest points.

Az előbbieken megfogalmazott kérdésekre rózsadiagramok (10. ábra) segítségével válaszolhatunk. Egyértelmű, markáns irány leginkább az 10A és némileg a 10B ábrán ismerhető fel. Ezt úgy értelmezhetjük, hogy a szerkezeti preformáció elsődlegesen a szűkebben értelmezett töbör-alakra jellemző, jelen esetben nagyjából ÉNy-DK-i, amely a hegység általános csapásirányához illeszkedik. A mintaterületen belül ezzel párhuzamos a főbb gerincek, hátaik lefutása, amelyekhez kiterjedtebb DNy-ias kitettséű lejtők támaszkodnak, és az ezeken kialakult töbrök középpont-eltolódása alapvetően lejtőirányba történik, amint jelzi ezt a 10B. ábra. Legösszetettebb képet a töbör-vízgyűjtők hossz tengelyei mutatják: ezen a többszörös körkörös eloszláson felismerhető a fő szerkezeti irány kissé torzítva (NyÉNy-KDK), a meghatározó lejtőirány (DNy-ÉK), illetve még egy É-D-i irány. (A 8. ábrán egyébiránt azonosítható, hogy a töbör és vízgyűjtőjének iránya hol esik egybe és hol tér el jelentősen egymástól.) Ez arra utal, hogy a töbör-vízgyűjtők kialakulása a legkomplexebb folyamat, amely több tényező együttes hatását tükrözi.



10. ábra: A mintaterület töbreinek adataiból szerkesztett rózsadiagramok (hosszúsággal súlyozott gyakorisági értékekkel).

Fig. 10: Rose diagrams from doline data of the sample area (with length weighted frequency values)

5. Következtetések

A Biokovo jellegzetes mediterrán, magashegységi karszterület. Szerkezeti vonalak mentén kiemelt fennsíkja sűrűn töbrösödött poligonális karszt, ahol jelentős számban fordulnak elő szakadéktöbrök, zsombolyok is. A karsztos folyamatok mellett a lejtős tömegmozgások szerepe emelhető ki. Egyes formák alapján valószínűsíthető, hogy a fennsík a negyedidőszak során enyhé mértékű eljegesedésen esett át.

A töbr szó fogalmát kissé kitágítva – digitális domborzatmodell felhasználásával – háromféle módon is meghúzhatjuk a dolinák határvonalait: a legkülső zárt szintvonal mentén, a perem legalacsonyabb pontjának magasságában illetve a vízgyűjtőterület határait követve. Ez a három definíció némileg eltérő módon jellemzi a töbröket, mindegyik más hatást domborít ki, így végsősoron nem egymással szembeállítva, hanem egymást kiegészítően célszerű vizsgálni a töbröket a három nézőpontból. A legszűkebben vett töbrö alak tűnik a legalkalmasabbnak a szerkezeti irányok kimutatására. A térfogatszámítás (és a rá épülő összlepustulás-becslés) leghitelesebben a „peremig töltött” töbr definíciója alapján végezhető el. Végül a vizsgált biokovoi mintaterület terepen megmutatkozó arcát a vízgyűjtő-lehatárolás révén lehetett a legvalóságábban bemutatni.

IRODALOM

BÁRÁNY KEVEI I. (1995): Factors of the environmental system of karst. – Acta Geogr. Szegediensis, 34 (Spec. Issue), p.155-162.

- BOGNAR A.* (2001): Geomorfološka regionalizacija Hrvatske – Acta Geographica Croatica, vol 34, Zagreb.
- CIGROVSKI-DETELIĆ, B.* (1998): Primjena GPS mjerenja i geotektonskih informacija u obradi geodinamičke mreže Crodyn (Application of GPS measurements and geotectonic information in geodynamic network tooling Crodyn, 1994-96) – Unpublished PhD Thesis, University of Zagreb, 145 p.
- DRAGIČEVIĆ, I.-PRELOGOVIĆ, E.-KUK, V.-BULJAN, R.* (1999): Recent Tectonic Activity in the Imotsko Polje Area – Geol. Croat., Zagreb, 52/2, p.191-196.
- HERAK, Ma.-HERAK, D.-MARKUŠIĆ, S.* (1996): Revision of the Earthquake catalogue and seismicity of Croatia, 1908-1992 – Terra Nova, 8, 86-94.
- MAGAŠ N.-MARINČIĆ S.-BENČEK Đ.* (1979): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Ploče, K 33-35 – Inst. geol. istraž. Zagreb(1972), Savezni geološki zavod Beograd.
- MARINČIĆ S.-MAGAŠ N.-BENČEK Đ.* (1978): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, tumač za list Omiš, K 33-32 – Inst. geol. istraž. Zagreb (1969), Savezni geološki zavod Beograd.
- MARTZ, L.W.-GARBRECHT, J.* (1998): The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models – Hydrological Processes, 12, p. 843-855.
- MIHLJEVIĆ D.* (1993): Geomorfološke značajke primorske padine gorskog hrpta Biokova – in: Ekološke monografije 4 - zbornik radova sa Kongresa održanog od 11-16. listopada 1993 u Makarskoj, Hrvatsko ekološko društvo, Zagreb.
- TELBISZ T.* (2001): Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján – Földrajzi Közlemények, 125 (49) / 1-2, p. 95-108.
- TELBISZ T.* (2003): Karsztos felszínfejlődés és beszivárgás matematikai modellezése – PhD-értekezés, ELTE, Budapest, Kézirat.
- TELBISZ T.* (2004): Digitális domborzatmodellek használata a karszt kutatásban – Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.21-33.
- TELBISZ T.-MÓGA, J.* (2005): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík középső részén – Karsztfejlődés X. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 247-267.
- VERESS M.* (2004): A karszt – BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 215 p.
- ZÁMBÓ L.* (1986): A talajhatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében. – Kandidátusi értekezés, Kézirat, 143 p.

TÖBÖR-MORFOMETRIAI ELEMZÉSEK A SZILICEI-FENNCSÍK KÖZÉPSŐ RÉSZÉN

TELBISZ TAMÁS¹, MÓGA JÁNOS²

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

²ELTE Főiskolai Földrajz Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.,
jmoga@freemail.hu

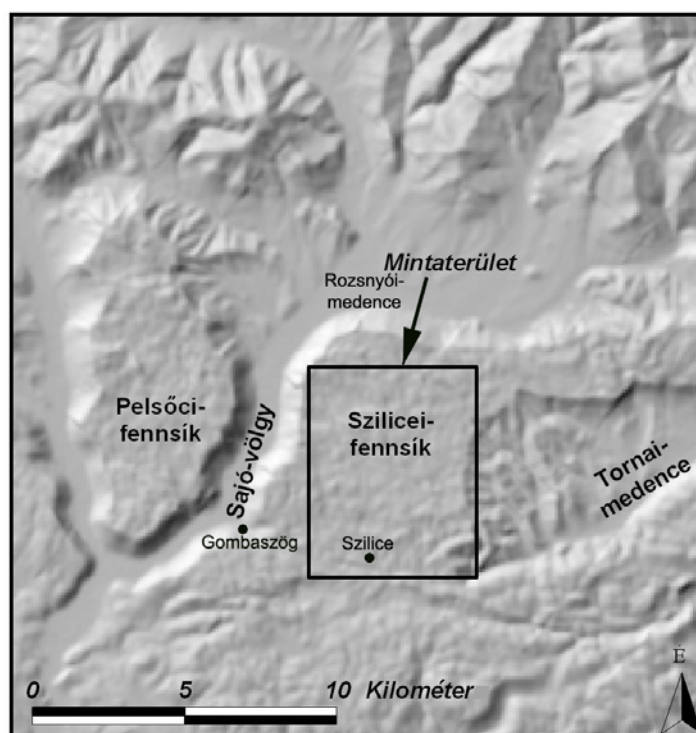
Abstract: The northern limestone band of the Szilice plateau has a normal synclinal structure with Wetterstein Limestone in the core of it. Along the syncline limbs at the surface, several narrow or wide bands of different rock types are found such as the Lower Triassic impermeable schists (Bódvaszilas Sandstone, Szin Marl), and younger limestones and dolomites (Gutenstein Limestone and Dolomite, Steinalm Limestone, Schreieralm Limestone, Reifling Limestone). The landforms of this area are influenced by lithology and tectonic settings since all other physical geographical factors (concerning the landform processes) are more or less uniform throughout the area. Therefore this area provides a perfect background for a comparative morphometrical analysis of dolines developed on different lithology. This analysis has been performed in a GIS framework. The original dataset contained the topographical map of the area and the geological map while doline contours and doline centres have been digitized from the aforementioned map. This database is suitable for a detailed analysis of the area and for doline morphogenetic implications. Using similar data referring to the neighbouring Aggtelek Karst area a multiparameter comparison between the two karst territories has been carried out, too. Our sample area covers 27.4 km² where 820 dolines are found (based on closed contours of 2m contour interval). Therefore the mean doline density is high, 30 dolines/km², which is much higher than the mean value (9.8 dolines/km²) of the doline karst areas of the Aggtelek Karst. Classifying the dolines according to the rock type, it is observed that almost all dolines are situated on four main rock type areas: the Wetterstein Limestone where high doline density and relatively smaller-size dolines are found; the Steinalm Limestone, Gutenstein Limestone and Dolomite areas where lower doline density but larger dolines are typical.

Bevezetés

A Gömör-Tornai-karszt középső részéhez tartozó, töbrökben gazdag Szilicei-fennsík (I. ábra) felszínalaktani szempontból többek között a geológiai szerkezet (redők, vetődések, törésvonalak) és a karsztos formakincs szoros kapcsolata miatt érdemel figyelmet (MELLO 1996, 1997, LESS 1998; MÓGA 1998, 1999).

Földtani szerkezete az alábbiakban foglalható össze (MELLO 1996, 1997, LESS 1998): É-i mészkősávja szabályos szinklinális szerkezetet formál, amelynek magját Wettersteini Mészkövek alkotják. A középső- és felsőtriász mészkövekből álló szinklinális tengelye nagyjából K-Ny-i irányban húzódik, a redő szárnyai pedig a Rozsnyói-medence felé néző fennsíkpere-men és a Gombaszög–Szilice–Torna-völgyi antiklinális palasáv határán jelennek meg. A szinklinális két szárnyában keskenyebb, szélesebb sávokban emelkednek fel a fennsík felépítésében részt vevő mészkövek és dolomitok

(Gutensteini Mészke Formáció és Dolomit Formáció, Steinalmi Mészke Formáció, Schreieralmi Mészke Formáció és Reiflingi Mészke Formáció), melyek felett alsótriász vízzáró palák (Bódvaszilasi Homokkő Formáció, Színi Márga Formáció) alkotják. Ez a palasáv a Szilicei-fennsík É-i és D-i mészkesávja közé ékelődik. Gombaszög és Szilice között még csak keskeny vízválasztó hátként húzódik, K felé azonban mindenhol kibúvik a mészkesávok alól, és egyre szélesedő sávban láthatóvá válik.



I. ábra: A mintaterület elhelyezkedése a Gömör-Tornai-karszton belül
 Fig. 1: Location of the study area within the Gömör-Torna Karst Area

A felszínformák és a földtani jellemzők kapcsolatának szorosságát terepi megfigyelésekkel, a geológiai térkép és a topográfiai illetve felszínalaktani térkép összevetésével, valamint töbr-morfometriai eszközökkel (TELBI SZ 2003, 2004, ZBORAY-KEVEINÉ, 2004, MÓGA 1998, 1999) vizsgáltuk, és az alábbi kérdésekre kerestük a választ:

- Hogyan jellemezhetők a Szilicei-fennsík töbrei morfológiai nézőpontból?
- „Mekkorák” a szilicei töbrök például az Aggteleki-karszt dolináihoz viszonyítva?

- Érvényesülnek-e valamiféle általános törvényszerűségek egyes töbörjellemzők gyakorisági eloszlásában?
- Kimutathatók-e a közettani, szerkezeti különbségek töbör-morfometriai eszközökkel?

Módszerek

A terület hagyományos felszínalaktani jellemzése elsősorban terepbejárások tapasztalataira támaszkodik, és ez vezetett olyan töbrökre vonatkozó állítások megfogalmazásához, amelyek pontosabb vizsgálatát térinformatikai eszközökkel lehetett legegyszerűbben megvalósítani. Ehhez az *ArcView GIS* 3.2 szoftvert használtuk fel. Vizsgálataink során gyakorlati szempontok figyelembevételével választottunk ki egy téglalap alakú mintaterületet (egy szlovák topográfiai térképszelvény határához igazítva) a Szilicei-fennsík északi-középső részén.

Kiindulásként egy térinformatikai adatbázist építettünk fel az alábbi alapadatokkal:

- szlovák topográfiai térkép (1:10 000; szintvonalköz: 2m),
- digitális domborzatmodell (erre a konkrét elemzésekben nem volt szükségünk, csak egyes ábrázolásokhoz, így a topográfiai térképhez képest jóval gyengébb felbontású – kb. 90m – SRTM-adatok is megfeleltek),
- szlovák-Karszt geológiai térképe (*MELLO, J., 1996*).

A topográfiai térkép alapján készültek el digitalizálással az alábbi álmányok:

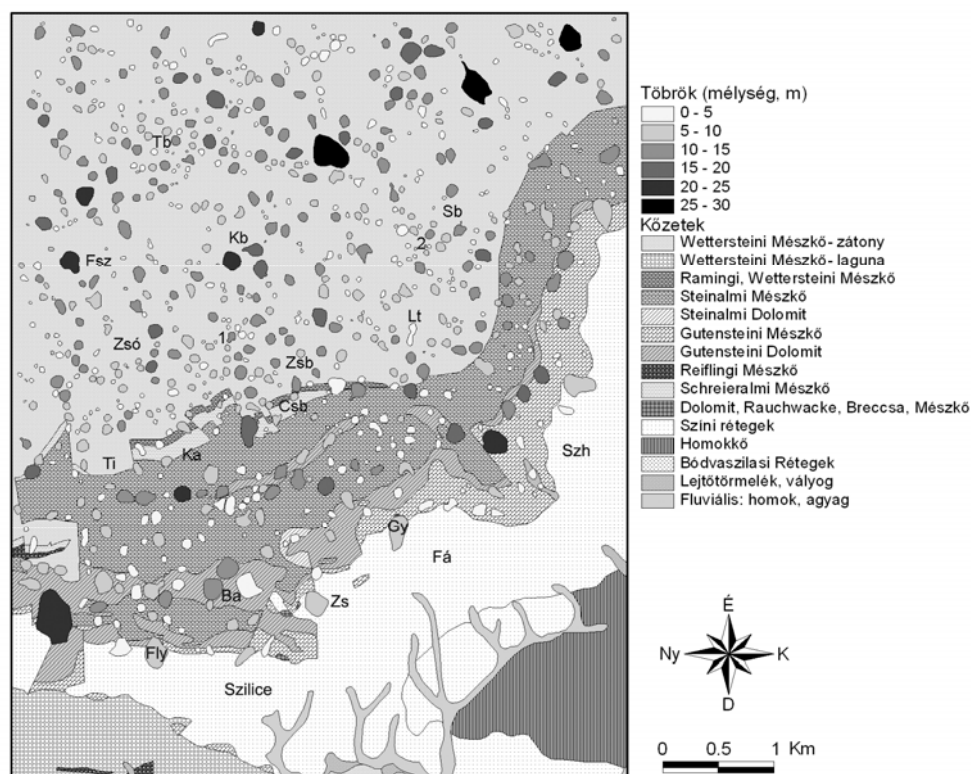
- töbör-határok (legkülső zárt szintvonal digitalizálásával – az egyértelmű és egységes adatkezelés miatt választottuk ezt az elvet, mert a digitalizálást többen végezték; Tekintettel a 2m-es szintvonalközre, ez a definíció aránylag kevéssel becsüli alá a töbrök kiterjedését),
- töbör-középpontok.

Az így kialakított adatbázis segítségével lehetőség nyílt a töbör-morfometriai elemzések elvégzésére, melyek közül az alábbi jellemzőket vizsgáltuk:

- méret-jellemzők (kerület, terület, mélység, térfogat),
- alak-jellemzők (kerekítettség),
- térbeli eloszlás (sűrűség),
- irány-statisztikai jellemzők (hossztengely, legközelebbi szomszéd azimutja).

A térinformatikai megközelítés előnye, hogy mindezeket a jellemzőket különböző összeállításokban lehet térképeken ábrázolni, illetve például közzétípus szerint elkülöníthetők a számított töbróradatok.

Az alap és digitalizált adatok közül a kőzetek és a töbrök-határok láthatók a 2.ábrán.



2. ábra: A mintaterület kőzettani térképe a töbrökkel (Rövidítések: Ba: Bikkalja; Csb: Csobán-bikk; Fá: Fábianszög; Fly: Farkas-lyuk; Fsz: Furjanszög; Gy: Gyökérréti-tó; Ka: Kakas-bérc; Kb: Kerek-bikk; Lt: Legyes-tető; Sb: Sas-bikk; Szh: Szombat-hegy; Tb: Tiszta-bikk; Ti: Tilalmas-tető; Zs: Zsebce; Zsb: Zsebce-bikk; Zsó: Zsóna-bikk)

Fig.2: Geologic map and dolines of the study area

A mintaterület vázlatos felszínalaktani jellemzése terepi megfigyelések alapján

A redőszárnyak mentén kialakult karszt-formakincs

Az egész Gömör–Tornai-karszt legszebb kőzethatáron kialakult víznyelőso-ra figyelhető meg a Gombaszög-Szilice-Torna-völgy között húzódó antiklinális hát (palasáv) mentén, amelyről magasabb helyzete miatt lefolyanak a vizek, és a szomszédos gutensteini mészkő peremén nyíló víznyelőkben

tűnnek el. A jégkorban a periglaciális éghajlat következtében felerősödött lejtős tömegmozgások által áthalmazódott málladék a vakvölgyek alján eltömte a kőzet repedéshálózatát. Bár nyílt szájú víznyelő egyik lábában sem figyelhető meg, a vastag málladékrétegen át a legcsapadékosabb időben is elszivárog a víz a Gutensteini Mészke- és Dolomitsáv felé. A Szombat-hegy É-i lejtőin három egymáshoz szorosan tapadó aszimmetrikus víznyelőtöbör jelzi a mészke és palasáv határát. Tovább É felé morfológiailag már kevésbé szembetűnő a közethatár. Kisebb töbrök, víznyelők mindenhol kialakultak a szerkezeti határon, de a Szombat-hegytől távolodva elkeskenyedik a palasáv és magassága is alig nagyobb a szomszédos mészke-területekénél, ezért a vízzáró kőzetek felszínéről már csak elenyészően kevés víz folyik le a karsztfennsík irányába.

Nagyon érdekes felszínformák alakultak ki a Gutensteini Dolomit felszínén és határán is, amely párhuzamosan fut a vízzáró palákkal, de attól elválasztják a gutensteini mészke keskenyebb-szélesebb sávjai. Az előző részben említett pala- és mészkesáv határán kialakult vakvölgyek felé, a dolomit felszínéről szép szabályos aszóvölgyek futnak le, amelyek eredetileg vízlevezető völgyek lehettek, de már töbörössé alakultak át.

A Szilice környéki területekről készített földtani és morfológiai térkép egybevetése arról tanúskodik, hogy a dolomitsávok a völgyképződés számára kedvezőbb feltételeket nyújtottak, és gyorsabban alacsonyodtak, mint a tisztán mészkeből felépülő sávok. Nagyon szembetűnő ez Szilicétől É-ra, ahol a Steinalmi Mészke magasabbra emelt tetőit körben a Gutensteini Dolomit határolja, és az utóbbi felszíne mindenhol alacsonyabban fekszik, rajta töbrök, töbörösorok, uvalák és vakvölgyek alakultak ki. A terepen folytatott megfigyelések szerint itt a dolomit térszíneken nagyobb számban és méretben alakultak ki töbrök, mint a szomszédos steinalmi mészke felszínén.

A Farkas-árokba É-ÉK felől betorkolló korróziós völgy folytatásában egy völgyi töbörösor helyezkedik el, amely a Gutensteini Dolomit keskeny sávjában húzódik. A fenti töbörösort a Steinalmi Mészke magasabb tetőket hordozó tömbje veszi körül. Steinalmi Mészke tetők veszik körül a Bikkalja nagy katlanát (uvaláját) is Szilicétől É-ra.

Szilicétől ÉK felé töbrök, töbörösorok, uvalává egyesülő töbrök és víznyelőtöbrök jelzik a dolomit és a szomszédos mészkesávok határát. Ugyancsak a Gutensteini Dolomit keskeny sávjához kapcsolódik (legalábbis fele részben) az a völgyi dolinasor, amely Szilicétől ÉNy-ra a Borzlyuk-tető és a Tilalmas-tető közt kezdődik, és legalább két km hosszúságban követhető K-ÉK felé. Ugyanabban az ívben hajlik, mint a fennsík peremét követő közetsávok. Alján mintegy negyven töbör található.

A Gutensteini Dolomit és a fennsík főtömegét alkotó Wettersteini Mész-kő területe közt húzódik a Steinalmi Mész-kő sávja. A Steinalmi Mész-kő és a Wettersteini Mész-kő határa egyben morfológiai határ is. A Steinalmi Mész-kő területét egymáshoz szorosan kapcsolódó hegyhátak és karmezőkkal borított magasabb tetők foglalják el, amelyeket helyenként csak pár méter magas lépcső választ el a szomszédos Wettersteini Mész-kő felszínén kialakult sekély karsztos medencéktől. Ugyanezen a határon bukkan fel keskeny, nem összefüggő, erősen tektonizált sávokban a Schreieralmi és a Reiflingi mész-kő.

A Steinalmi Mész-kő lapos, nagy kiterjedésű tetői legalább 600 m magasságba emelkednek. A fenti tetőket haránttörésekhez igazodó töbör-sorok választják el egymástól, az erősen karrosodott kopár tetőkön azonban feltűnően csekély számban jelennek meg töbrök.

A szinklinális belső részeinek formái

A fennsík központi részét felépítő Wettersteini Mész-kő területe az autogén karsztokra jellemző oldásos formákat hordozza (JAKUCS 1971). A fennsík belső részét, nagyjából a Kis-hegy (679 m), Tilalmas-tető (631 m) és a Sasbikk (606 m) által határolt háromszög alakú területen egy nagy kiterjedésű, sekély medenceség foglalja el. Medence jellege a terepen alig felismerhető, felszíne alig különbözik a szomszédos tetőktől, ellenben feltűnően nagy számban fordulnak elő benne töbrök. E nagy központi mélyedést szigetszerűen kiemelkedő háta-k és tetők (Furjanszög, 623 m; Kerek-bikk, 626 m; Zsóna-bikk, 626 m és Zsebce-bikk, 613 m) három jól elkülönülő medence-részre osztják. A három elkülönülő medence közül csak a háromszög alakú lefolyástalan mélyedés ÉNy-i csúcsához közel eső mélyedésnek van neve, ez a Tiszta-bikk. A másik két medencerészt név hiányában a tájékozódás egyszerűsítése érdekében számokkal jelöltük. (A háromszög DNy-i csúcsához közel eső medence az 1. számú, a K-i csúcsánál lévő pedig a 2. számú, 2. ábra).

Mind a három karsztos medence lapos, esetleg kissé lejtős alját (a Tiszta-bikk alja 550-560 m-en, az 1. számú medence talpa 590-595 m magasságban fekszik, a 2. számú medencét egy lépcső egy magasabb 580 m-es Ny-i, és egy alacsonyabb 560 m-es K-i részre osztja) szinte a felismerhetetlenségig tagolják a töbrök. A dolinák nem csak magányosan fordulnak elő, hanem sorokba, vagy csoportokba rendeződve is, némelykor 20-30 m mély fészkeket, gödröket alkotva. Maguk a töbrök nagyon sokféle méretűek és formájúak. Vannak szimmetrikusak és aszimmetrikusak, sekélyek és mélyek, tányér, tál és tölsér alakúak, utóbbiak alján legtöbbször víznyelő nyí-

lik. Általában kisebb méretűek, mint a tetők magányos dolinái és fiatalabbak is azoknál.

JAKÁL (1975) morfogenetikai vizsgálatai szerint a medencéket körülölelő és a belőlük szigetszerűen kiemelkedő karsztos hegyhátak, tetők az eredeti pannon elegyengetett felszín maradványai, a rajtuk lévő nagyobb méretű töbrök a pannontól napjainkig zavartalanul fejlődhettek. A zárt medencék szerinte az eredeti felszín völgyeiből alakultak ki. Kimélyülésük a rodáni tektonikai mozgások meghatározó, fő szakaszához köthető, amikor a gyors kiemelkedés és az ezzel együttjáró karsztvízszintcsökkenés felújította a karsztosodást. A felszín kitakarózása (exhumálódása) és a kőzet repedéshálózatának újbóli kinyílása intenzívebb beszivárgással járt együtt, aminek következtében a felerősödött karsztkorrózió a korábban létrejött felszínformák kimélyülését eredményezte. A medencék homogén kőzefelszínen történő kimélyülésében mikrotektonikai hatásokat és tektonikai preformációt is feltételez. A medence felszínébe százszámra mélyedő töbrök kialakulásának idejét a karsztos medence kialakulása utáni fejlődési szakaszra teszi. A töbrösorokat a régi vízfolyások völgyeinek maradványaként értelmezi, vagy egyszerűen a tektonikai vonalak mentén lejátszódó karsztos korrózióval magyarázza kialakulásukat.

Terepi megfigyeléseink szerint a nagy összefüggő, sekély lefolyástalan mélyedések kialakításában döntő szerepet játszott a Szilicei-fennsík É-i részének korábban ismertett geológiai szerkezete. A szinklinális szerkezet redőszárain magasba emelkedő közetsávok, és a karsztfennsík peremén kiemelt tetők eredendően befelé irányuló vízhálózatot alakítottak ki. A vízhálózat kialakulásának kezdeti szakaszában a fedőrétegek vastagsága még elég volt a felszíni vízfolyások fenntartására. A fedőrétegek lehordása és elvékonyodása után azonban a vízfolyások fokozatosan átveddtek a mélybe, ám a gyűrt rétegek dőlését követve továbbra is a fennsík belseje felé tartó vízmozgás volt a jellemző. A befelé és lefelé irányuló vízáramláshoz kapcsolódó karsztos korrózióknak volt döntő szerepe a Szilicei-fennsík központi medencéjének kialakításában, amelyet a tektonikus adottságok (kőzethatárok, törésvonalak, mikrotektonikus adottságok) helyenként felerősíthettek, máshol gyengíthettek.

A felszínformáló folyamatok helyi különbségei hozták létre a karsztfennsík eltérő magasságú szintjeit a megfelelő kis- és nagyformákkal: a karsztfennsík jellemző tetőszintjét, az abból kiemelkedő karsztos hegyhátakat (völgyközi hátak), a karsztos medencéket és az azokba ágyazódó töbrőfészkeket (uvala).

Töbör-morfometriai eredmények

Jellemző méretek, összehasonlítás az Aggteleki-karszttal (1. táblázat)

*1. táblázat
Table I.*

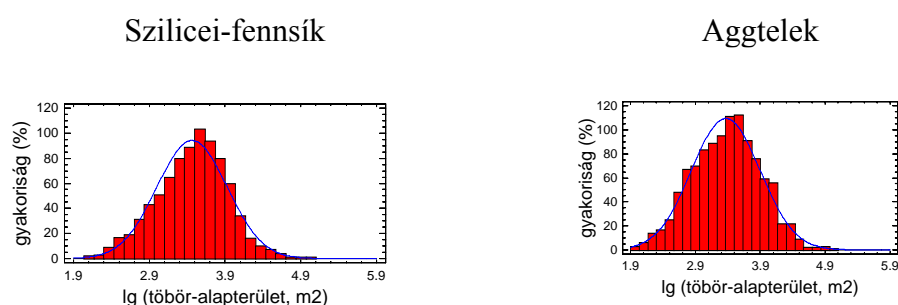
*Töbör-morfometriai adatok
Doline morphometric data*

köztípus	elterjedési terület [km ² , %]		töbörszám [db, %]		töbör- peremek átlagos magassága [m t.sz.f.]	átlagos töbör- terület [m ²]	átlagos töbör- mélység [m]	átlagos töbör- kerekítettség	töbör- sűrűség [db/km ²]
Gutensteini Mészkö	1,60	5,87	34	4,15	554	7743	6,0	0,87	21,1
Gutensteini Dolomit	1,87	6,83	31	3,78	551	14383	6,7	0,89	16,6
Ramingi, Wettersteini Mészkö	0,13	0,51	5	0,61	585	6297	5,4	0,93	35,9
Reiflingi Mészkö	0,02	0,08	0	0,00					0,0
Schreieralmi Mészkö	0,31	1,13	10	1,22	586	7116	7,9	0,86	32,3
Steinalmi Dolomit	0,05	0,20	1	0,12	572	1882	1,0	0,97	18,6
Steinalmi Mészkö	5,67	20,71	152	18,54	565	5760	5,8	0,90	26,8
Színi rétegek	1,02	3,75	6	0,73	559	19636	4,7	0,81	5,8
Wettersteini Mészkö	16,65	60,78	579	70,61	577	3966	7,1	0,91	34,8
Egyéb	0,03	0,14	2	0,24	555	3721	1,0	0,93	52,1
Szilicei-fennsík, mintaterület	27,4	100	820	100	573	5013	6,8	0,90	30,0
Aggteleki-karszt	110,9		1088		428	4740	6,4	0,84	9,81

A mintaterület 27,4 km²-es összterületén – a zárt szintvonalak (2m-es köz) alapján – összesen 820 töbör jelölhető ki, így az átlagos dolinasűrűség igen magas, 30 db/km²-es értékkel jellemezhető, ami jelentősen meghaladja az Aggteleki-karszt töbörös területeire számított 9,8 db/km²-es átlagot. A töbörök túlnyomó többsége a terület 4 meghatározó köztípusához köthető: a Wettersteini Mészköhöz, a Steinalmi Mészköhöz és a Gutensteini Mészköhöz illetve Dolomithoz – ebben a sorrendben csökkenő töbör-sűrűséggel. A töbörök köztípusok szerint számított átlagos tengerszint feletti magassága meglehetősen kis tartományon belül mozog (551m és 586m között), ezzel számszerűen is jelzi a Szilicei-fennsík egyenletes plató-jellegét és az Aggteleki-karszt dolinás térszíneire (átlagos t.sz.f.m.: 428m) viszonyított kiemelt helyzetét. A Szilicei-fennsík töbrei némileg nagyobbak (alapterület, mélység) és szabályosabbak (kerekítettség) az aggteleki dolinapopulációhoz mérve, ám ez a különbség nem nevezhető jelentősnek.

Az újfajta töbör-morfometriai eljárásoknak köszönhetően a statisztikai mennyiségű töbör-adat alapján az egyes jellemzők gyakorisági eloszlá-

sát is vizsgáltuk. Mind a Szilicei-fennsík, mind pedig az Aggteleki-karszt töbror-alapterületeiből szerkesztett hisztogramok (3. ábra) közelítőleg lognormális képet mutatnak, azaz szemilogaritmikus ábrázolás esetén haranggörbe illeszthető az eloszlásokra. Ezt az eloszlás-típust tapasztaltuk bükki (VALYON 2005) illetve biokovoi (TELBISZ 2004) töbror-sokaságokon egyaránt, és valószínűnek látszik, hogy általános karsztfejlődési törvényszerűségről van szó, azonban ennek a tételnek az igazolásához, esetleges pontosításához (milyen feltételek esetén érvényes?) további területek morfológiai elemzésén keresztül vezet az út.

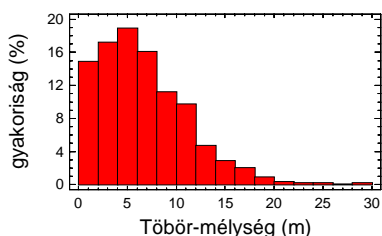


3. ábra: Töbror-alapterület logaritmusának gyakorisági eloszlása
Fig. 3: Frequency distribution of the logarithm of doline area

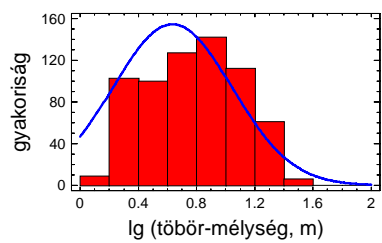
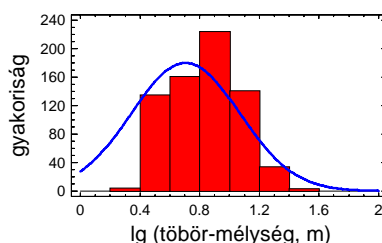
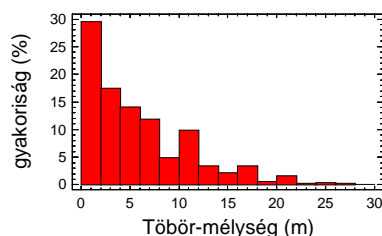
A töbrörök mélysége¹ (4. ábra) úgy tűnik, hogy nem ragadható meg valamely egyszerű eloszlás-típussal. A két mintaterület között lényeges eltérésnek tűnik, hogy míg Aggteleken a legsekélyebb töbrörök (0-2m, tehát csak egy zárt szintvonal jelzi) jelentik a legnépesebb osztályt, addig a Szilicei-fennsíkon a 4-6m-es kategória a leggyakoribb. Ez a tény a Szilicei-fennsík kiemeltebb helyzetéből adódó erőteljesebb függőleges irányú töbrörfejlődéssel magyarázható.

¹ A töbrör-mélységgel kapcsolatban megjegyzendő, hogy a térképről leolvasott értékek eleve „kvantáltak” a szintvonalak miatt, így az eloszlások képében ez a körülmény is torzulást eredményezhet, ráadásul a szintvonalköz nem egyezik meg a két terület térképein, így az eredményeket illetően némi óvatosság indokolt.

Szilicei-fennsík



Aggtelek



4. ábra: Töbör-mélység gyakorisági eloszlása
Fig 4: Frequency distribution of doline depth

A karsztfennsíkok lepusztulásának egyik fontos összetevője a negatív felszínformákban „testet öltő” hiányzó anyagmennyiség, amelyet a töbör-morfometriai adatok alapján ki lehet számolni. Ez a teljes lepusztult anyagmennyiségnek csupán egy részletét jelenti, hiszen a nagyobb völgyek, sőt az uvalák hiányoznak belőle, másrészt a lepusztulásnak nem kizárólagos módja a karsztos oldás, mégis a töbrök számított össztérfogata sokat elárulhat egy adott terület karsztos lepusztulásának nagyságrendjéről, a töbrösödés fejlettségéről. Az egyszerűsített gömbsüveg-szabály felhasználásával ($V = \frac{A \cdot h}{2}$, ahol V a töbör térfogata; A az alapterülete; h a mélysége) a szilicei-fennsíki mintaterületre a töbrök össztérfogata $2,2 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ -nek adódik, amelyet a vizsgált terület nagyságával ($27,4 \text{ km}^2$) elosztva mm-egyenértékben kaphatjuk meg az egységnyi vízszintes területre jutó lepusztulást, melynek értéke jelen esetben: 802 mm. Ezt felhasználva a töbrösödés hatására bekövetkező hosszú távú átlagos lepusztulás üteme kifejezhető a lepusztulási idő (töbrök becsült kora) függvényeként (ábrával együtt ld. *TELBISZ-DRAGAŠICE-NAGY*, 2005). Ez a konkrét esetben számszerűen azt jelenti, hogy ha a töbrök korát például 2,5 millió évre becsüljük, akkor a hosszú távú átlagos lepusztulási ütem: 0,32mm/ka (ka=1000 év), míg 0,5 millió év esetén ugyanez a ráta: 1,6mm/ka.

Különbségek közettípus szerint

Vizsgálataink egyik fontos kérdése volt, hogy vajon a csekély éghajlati, növényzeti, domborzati különbségek mellett az alapkőzet milyen mértékben határozza meg a kialakuló töbrök alakját, méreteit. Ennek a kérdésnek a megválaszolásához érdemes néhány fontos morфомetriai mutatót közettípus szerinti bontásban egymás mellett ábrázolni. Ehhez a legalkalmasabb eszközt az ún. *box-whisker diagram*² jelenti. Az összehasonlításokhoz azt az 5 alapkőzetet emeltük ki, melyeken legalább 10 töbrő található. Az adatok értékelésénél azonban figyelembe kell venni, hogy a töbrök megoszlása rendkívül egyenlőtlen, van olyan kőzet, amelyhez 10 töbrő tartozik és van olyan is, amelyikhez 579 (ld. 1. táblázat).

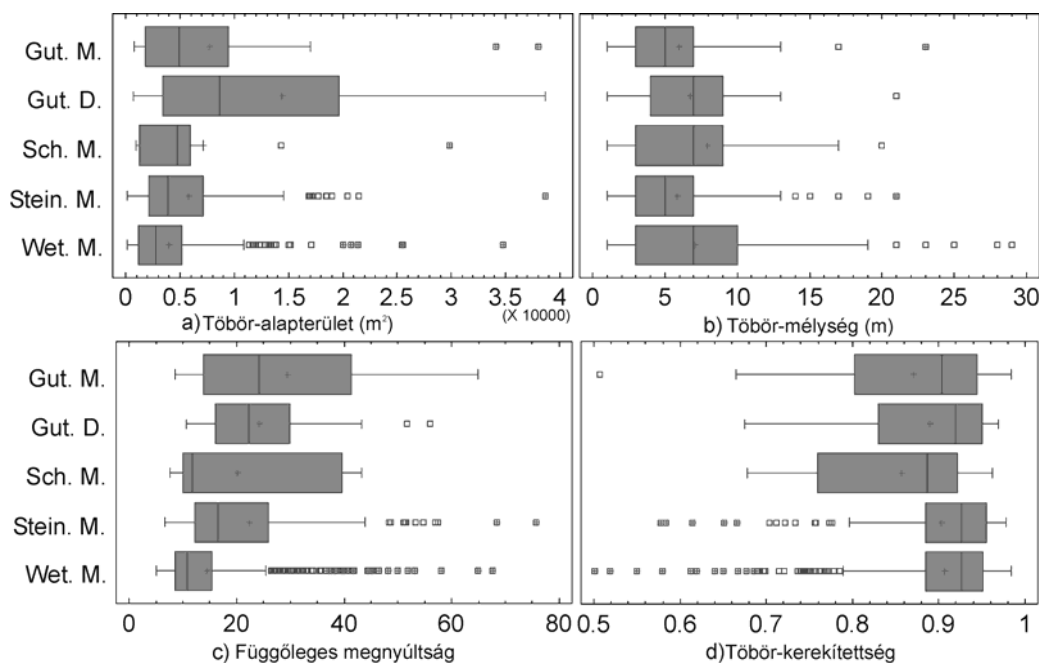
A) A töbrök területében

Az 5.a ábra statisztikailag is igazolja azt a terepi megfigyelést, hogy a Gutensteini Dolomiton markánsan nagyobb kiterjedésű zárt mélyedések (töbrök) alakultak ki, amelyet közettani okokkal magyarázhatunk. A további négy, különböző mészkőtípushoz köthető terület vízszintes töbrőméretei meglehetősen hasonló tartományba esnek, melyen belül a Gutensteini Mészkőre inkább a nagyobb, a Wettersteini Mészkőre pedig inkább a kisebb töbrök jellemzők.

B) A töbrök mélységében

A töbrő-mélység (5.b ábra) szempontjából viszonylag egyveretű a kép: mindegyik közettípusra érvényes, hogy a töbrök középső 50%-a a 3-10m-es mélységi kategórián belül esik. Ezen belül kissé sekélyebbek a Gutensteini Mészkővön és a Steinalmi Mészkővön kifejlődött töbrök. A legmélyebb töbrök zömét ugyanakkor a Wettersteini Mészkővön találhatjuk (maximum: 29m). Ez a mutató tehát önmagában nem igazán tükrözi a közettani különbségeket.

² A box-whisker („doboz-bajusz”) diagramon a „doboz” értéktartományába esik az adatok 50%-a (alsó kvartilistól a felső kvartilisig) a „bajusz” két vége pedig a kvartilis értékeken innen ill. túl elvileg 1,5-szeres interkvartilis távolságig ér el, de ha a minimum (maximum) ennél nagyobb (kisebb), akkor csak odáig. Az ennél kisebb ill. nagyobb értékek „kivülálló” jelöléssel szerepelnek. Ennek az ábrázolásnak az előnye, hogy nemcsak egy-két kiragadott mutató (átlag, medián, szórás) felhasználásával jellemez, hanem viszonylag takarékosan be is mutatja az adatok eloszlását.



5. ábra: Töbör-jellemzők közzettípus szerinti eloszlása. a) alapterület; b) mélység; c) függőleges megnyúltság; d) kerekítettség. Gut. M.: Gutensteini Mészke; Gut. D.: Gutensteini Dolomit; Sch. M.: Schreieralmi Mészke; Stein M.: Steinalmi Mészke; Wet. M.: Wettersteini Mészke.

Fig 5: Doline characteristics distributions according to rock type. a) area; b) depth; c) vertical ratio; d) roundness. Gut. M.: Gutenstein Limestone; Gut. D.: Gutenstein Dolomite; Sch. M.: Schreieralm Limestone; Stein M.: Steinalm Limestone; Wet. M.: Wetterstein Limestone.

Egy töbör mélységét a töbör vízszintes kiterjedése nyilván jelentősen befolyásolhatja, ezért a dolinak alakjában megnyilvánuló különbségek értékelésénél ezt célszerű kiküszöbölni. Ezért a vízszintes megnyúltság (=hossz/szélesség) analógiájára használhatjuk a függőleges megnyúltság (=hossz/mélység) mutatószámot³, amely képletesen az 1 m töbörmélységre jutó tengelyhosszt fejezi ki. Az ennek alapján készített 5.c ábra már sokkal hangsúlyosabban mutatja a töbrök közzettípus szerinti változatosságát: a Gutensteini Mészke és a Gutensteini Dolomit töbrei (és a Schreieralmi Mészke töbreinek egy része) nagy kiterjedésükhöz képest viszonylag sekélyek, tehát fejlődésükben az oldalirányú, szélesedő (tányérosodó) folyamatok nagyobb szerepet játszhattak. Ezzel ellentétben a Wettersteini Mészke-vön kialakult töbrőknél tapasztalható a legmarkánsabb függőleges irányú fejlődés.

³ E mutatószám megnevezése az analógia alapján így indokolt, ám értelmezése szerint: minél nagyobb ez az érték, a töbör viszonylagosan annál sekélyebb, laposabb alakú.

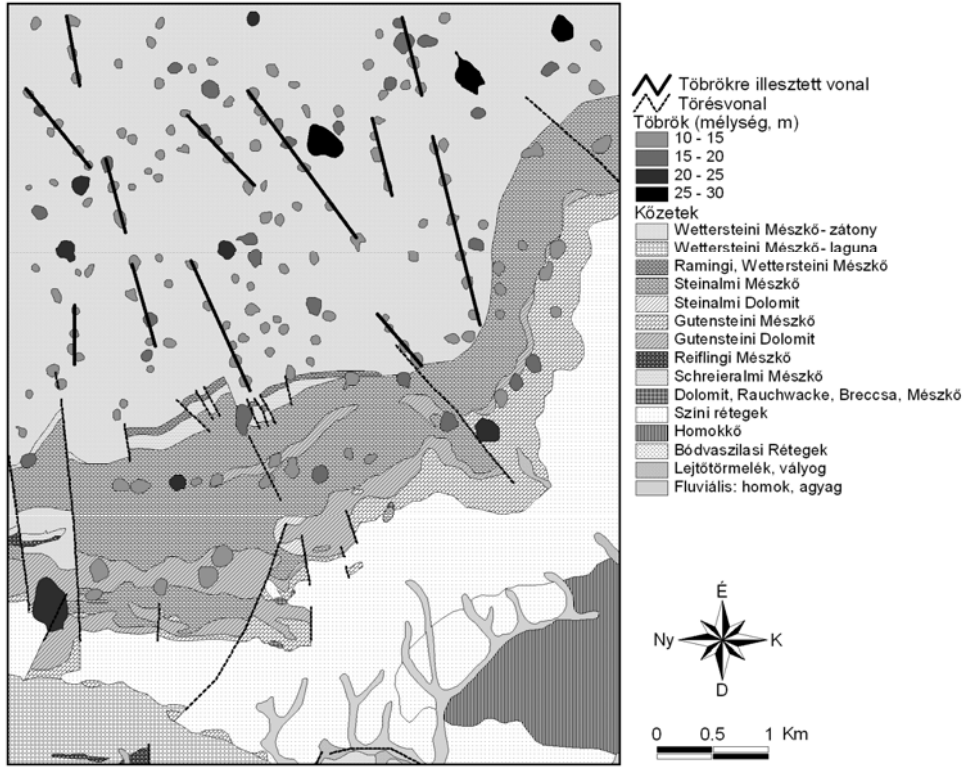
C) A töbrök kerekítettségében

A töbrök vízszintes alakját a vízszintes megnyúltság, a kerekítettség ($= (4\pi \cdot \text{Terület}) / \text{Kerület}^2$) és a kompaktság ($\sqrt{4 \cdot \text{Terület} / \pi} / \text{hosszúság}$) hasonló módon jellemzi (TELBI SZ 2003), ezek közül most technikai (szoftver) okok miatt a kerekítettséget választottuk (5.d ábra). A Wettersteini Mészkö és a Steinalmi Mészkö dolináinak 0,9 fölötti értékei azt jelzik, hogy ezeken a kőzettípusokon a töbrök túlnyomó többsége viszonylag szabályos, megközelítően kör alakú (bár ezeken a területen is akad szép számmal kilógó érték). A másik három kőzettípuson belül viszont jelentős arányt képviselnek a szabálytalanabb alakú, erősebben megnyúlt, aszóvölgyekben kialakuló dolinák.

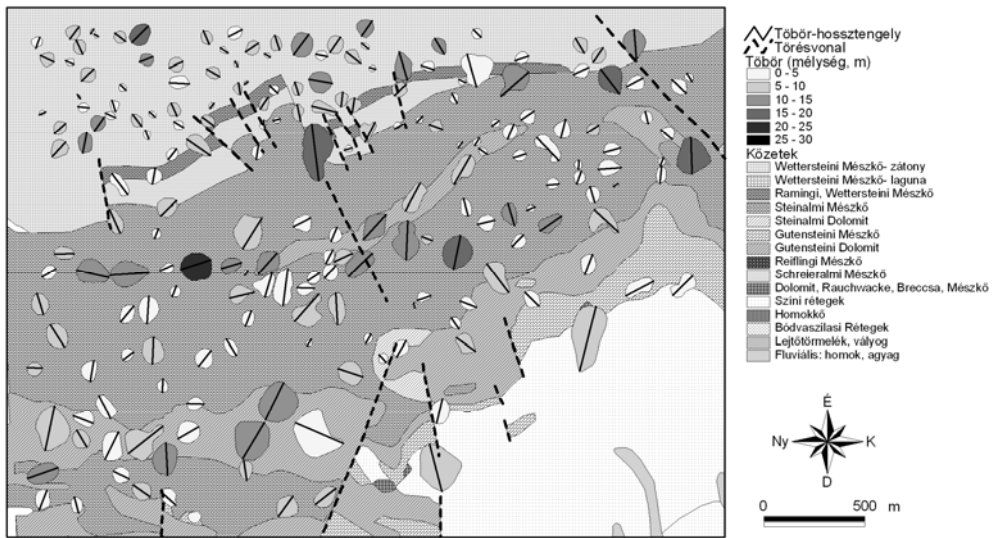
Tektonikus hatások

A szerkezeti viszonyok töbörfejlődésre gyakorolt hatásainak kimutatásához a vonalas elemek és a jellemző irányok meghatározása jelenthet fontos támpontot. A töbrök elhelyezkedését vizsgálva a 2. ábra alapján igencsak kusza kép tárul a szemünk elé, mely első látásra nem sok eligazodást kínál. Ha azonban feltételezzük, hogy a tektonikus elemek (elsősorban: törésvonalak) elősegítik a töbrök mélyülését, és ennek érdekében – egyszerű térinformatikai művelettel – kiválogatjuk a 10 m-nél mélyebb töbröket (182 db), akkor a 6. ábra tanúsága szerint jól értelmezhető ábrához jutunk. A mély dolinák vonalas elrendeződése sok helyen nyilvánvaló, amelyet a rájuk illesztett vonalakkal hangsúlyoztunk ki. Ezek az ÉÉNy-DDK-i irányú töbör sorozatok⁴ zömmel Wettersteini Mészkövön fordulnak elő, és nagyjából párhuzamosak a geológiai térképen (többnyire inkább a többi kőzet területén) jelölt törésvonalakkal. Ezen kívül még szintén vonalas elrendezés figyelhető meg elsősorban a Steinalmi Mészköbe ékelődő vékony Gutensteini Dolomit sávokhoz kapcsolódóan. Ezek a vonalak azonban a felszínre bukkanó antiklinális szárny lefutásához igazodva Ny-K-i, majd keletebbre egyre inkább É-D-i irányúak.

⁴ Szándékosan nem töbör sorok, mert nem kizárólag egy völgyben, egymás után következő töbrökből állnak ezek a sorozatok.



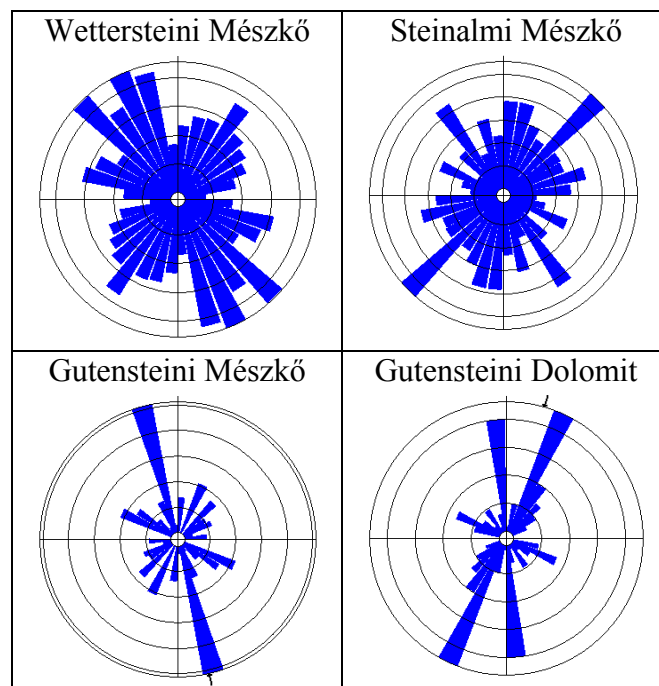
6. ábra: A mintaterület 10m-nél mélyebb töbrei
 Fig 6: Dolines deeper than 10 m



7. ábra: Töbör-hossztengelyek meghatározása (részlet)
 Fig 7: Doline long axes (part of the study area)

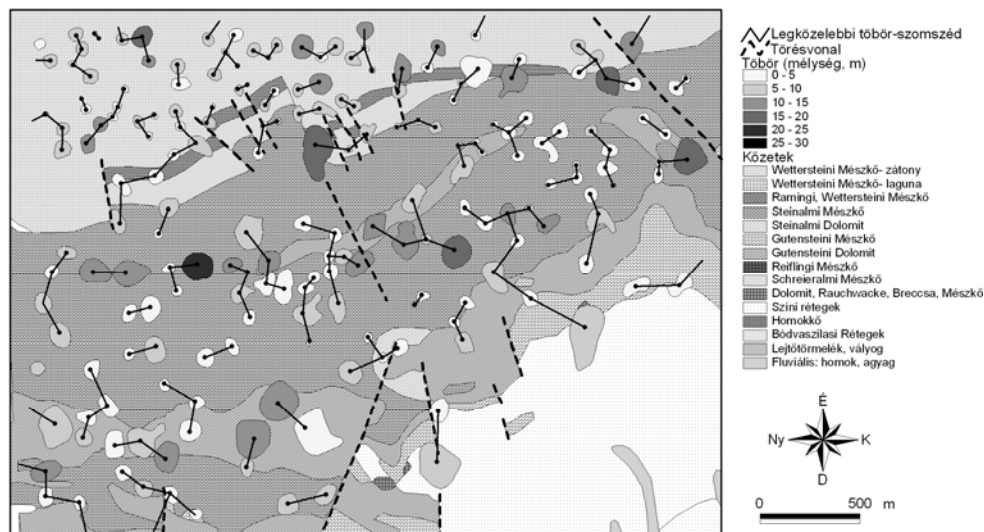
Nem csupán a töbrök térbeli elrendeződése, de megnyúlásuk iránya is sok esetben – gyakran a völgyirány révén közvetett módon – a törésvonalak irányához igazodik. A töbrök hossz tengelyének kijelölése és azimutjának meghatározása térinformatikai környezetben szintén viszonylag egyszerűen elvégezhető művelet. Jelen vizsgálatokhoz az *ArcView 3.2*-höz készült „*Longest Straight Line*” kiterjesztést (JENNESS 2003) használtuk, és ennek megfelelően a töbrök tengelyét a töbröbe húzható leghosszabb egyenes vonalként definiáltuk. Ennek eredményét a jólláthatóság érdekében egy részlettérképen (7. ábra) mutatjuk be.

A töbrö-hossztengelyek északi iránnyal bezárt szöge alapján közettípusonként külön rózsadiagramokat szerkesztettünk (8. ábra). A rózsadiagramok készítésénél a tengelyirányokat a tengely hosszával súlyozva vettük figyelembe. Ezekről leolvasható, hogy a töbrök megnyúltsága – közettípusonként különböző mértékben – a fő törésirányhoz (310° - 350°) illetve egy másodlagos irányhoz (40° - 50° , Gutensteini Dolomitnál: 20° - 30°) igazodik. Ez a második irány a korábbiak szerint részben az antiklinális redőszármányainak csapásirányához kapcsolható, és ily módon a töbrök réteg- ill. kőzethatár menti megnyúlását jelzi, illetve feltételezhető a fő törésirányra közel merőleges másodrendű törések szerepe is.



8. ábra: Töbrö-hossztengelyek alapján szerkesztett rózsadiagramok közettípus szerint
 Fig 8: Rose diagrams of doline long axes according to rock type

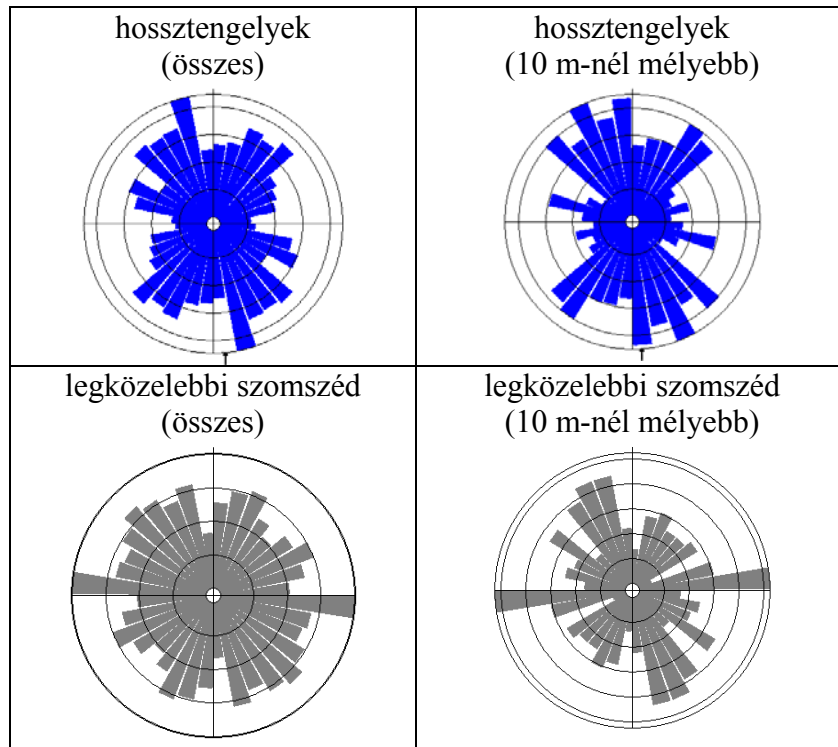
Egy terület töbrös fejlődésének megértésében, a térbeli mintázat elemzésében segítséget jelenthet, ha megvizsgáljuk, hogy egy töbörtől milyen irányba és milyen távolságra esik a legközelebbi szomszédja (KEMMERLY 1986, TELBISZ 2003). A „Nearest Feature” kiterjesztés (JENNESS 2004) segítségével elvégzett művelet eredmény-térképének egy részletét mutatja be a 9. ábra.



9. ábra: Legközelebbi töbör-szomszéd meghatározása (részlet)
Fig 9: Doline nearest neighbour (part of the study area)

A hossz tengelyeknél tapasztaltakkal ellentétben azonban ezen a térképen nehezen ismerhetők fel jellegzetes irányok, és ezt a megfigyelést igazolja a legközelebbi töbör-szomszéd irányok alapján szerkesztett rózsadiagram (10. ábra) is, amelyen a meglehetősen homogén irány-eloszlásból éppen hogy csak kiemelkedik egy nagyjából Ny-K-i irány. Ha azonban a 10 m-nél mélyebb töbrökre leszűkítjük a vizsgálatot, akkor már kiugrik a hossz tengelyekre is jellemző 320°-350°-os tartomány és felismerhető egy 10°-60°-os intervallum is. Ugyanakkor megmarad a kiugró Ny-K-i irány, amely elsősorban a vizsgált terület Ny-i felében hasonló lefutású réteg- és kőzethatárokhoz köthető.

Ennek alapján kijelenthető, hogy míg a nagyobb (mélyebb) töbrök kialakulását és térbeli mintázatát jelentős mértékben befolyásolja a törésvonalak lefutása és a réteg- ill. kőzethatárok redőszármányokhoz igazodó elhelyezkedése, addig a kisebb (sekélyebb) töbrök térbeli eloszlását viszonylagos összevisszaság jellemzi.



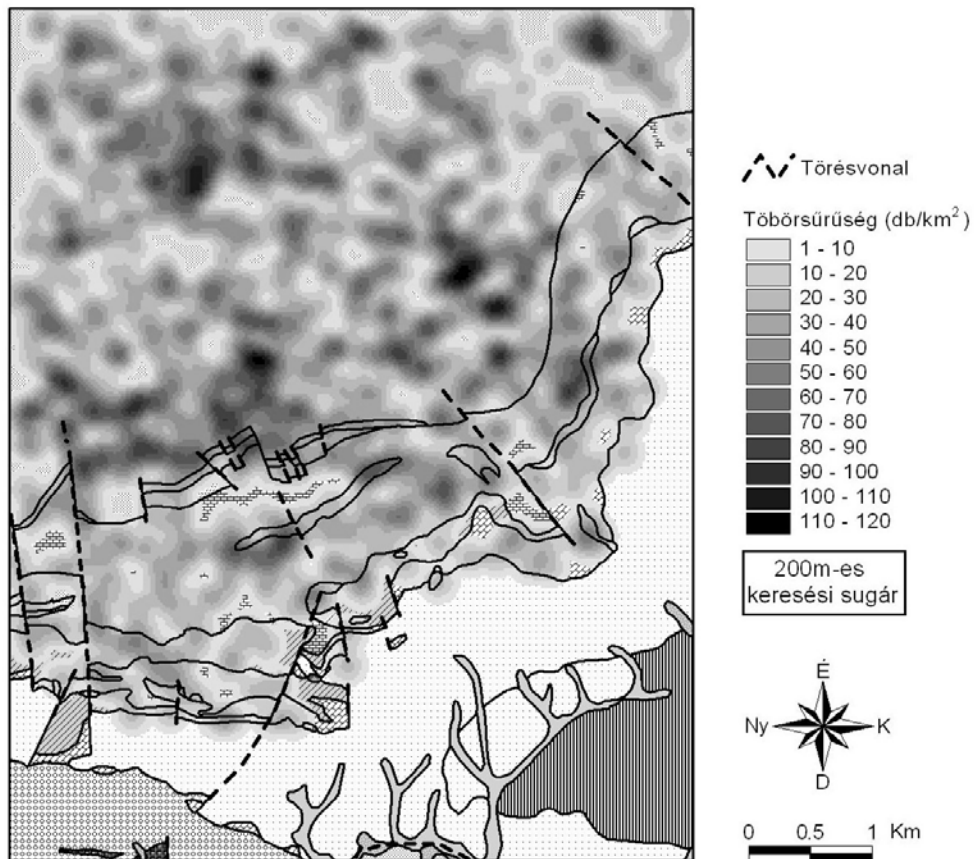
10. ábra: Töbör-hossztengelyek illetve legközelebbi töbör-szomszéd irányok alapján szerkesztett rózsadiagramok (az összes töbör /820db/ ill. csak a 10 m-nél mélyebb töbrök /182db/ adataiból)
 Fig 10: Rose-diagrams of doline long axes and nearest neighbour azimuths (from data of all dolines (N=820) and of dolines deeper than 10 m (N=182))

Sűrűség

A töbørsűrűség kérdéskörében a térinformatikai megközelítés szintén új lehetőségeket hordoz: nem csupán egy kisebb-nagyobb terület átlagos töbørsűrűségét lehet kiszámítani, hanem folytonos sűrűség-eloszlás térképet is lehet készíteni a töbrök elhelyezkedése alapján (*ArcView 3.2 „Calculate Density”, Kernel-algoritmus*). Ezt kétféle keresési sugárral (200m, 400m) is elkészítettük (11, 12. ábra). Az így számolt töbørsűrűség számértékileg természetesen erősen függ az alkalmazott keresési sugártól, ezért a kvantitatív összehasonlítás csak azonos keresési sugár esetén értelmezhető, egyébként a növekvő keresési sugár csökkenő maximális töbørsűrűségi értékeket eredményez.

A 200 m-es keresési sugár elég kis területet fog át, így a 11. ábra térképe még erősen tagolt sűrűséget mutat, alapvetően az alig kiemelkedő

bérceket körülölelő völgyek hálózata jelenik meg. A kisebb-nagyobb, ke-
rekded, sötét foltok az uvalásodó gócpontokat jelölik ki, a néhol elnyúlabb
jellegű sötétebb sávok pedig a közethatároknál (Steinalmi Mészköbe
ékelődő Gutensteini Dolomitnál és a Wettersteini Mészkö peremén), illetve
néhol a törésvonalak mentén tűnnek föl.



11. ábra: A mintaterület többsűrűsége 200m-es keresési sugárral
Fig 11: Doline density of the study area with search radius of 200m

A 400 m-es keresési sugárral készült térképen nagyon határozottan,
jól körülhatárolhatóan jelenik meg az a három sűrűn többsűrűsödött medence-
rész, amelyet már a terepi megfigyelések fejezetben is említettünk. Erről az
ábráról az is leolvasható, hogy az ÉNy-i, nagy dolinasűrűségű területet dél-
ről és keletről egy kevésbé többsűrűsödött zóna határolja, melynek lefutása a
Wettersteini Mészkö peremével többé-kevésbé párhuzamos, így feltehető,
hogy szintén egy szerkezetileg meghatározott sávról, közöttípuson belüli
inhomogenitásról van szó.

lemzöt (térbeli elhelyezkedés és irányítottság) a vizsgált területen a gyűrődéses szerkezetek felszínre bukkanó redőszárnyainak csapásiránya is kimutatható mértékben befolyásolja. A terület összességében véve töbrökkel sűrűn tagolt (30 db/km^2), de ezen belül jelentős különbségek is előfordulnak és a töbrősűrűségi térkép alapján egyértelműen meghatározható az a három – Wettersteini Mészkö területére eső – medencerészlet, ahol a töbrök sűrűsége a 80 db/km^2 -es értéket is megközelíti nagyjából $0,5 \text{ km}^2$ -es egységenként végezve a számításokat (400 m-es keresési sugár esetén). Más vizsgált területekhez hasonlóan itt is megállapítható, hogy kellő számú adat esetén a töbrő-alapterületek gyakorisága lognormális eloszlással közelíthető.

Jelen dolgozatban bemutatott vizsgálati módszerünket a Gömör-Tornai karszt további területeire, valamint egyéb Kárpát-medencei karsztvidékekre is alkalmazhatónak tartjuk. Ugyanakkor ez a módszertan jó felbontású digitális domborzatmodell esetén kiegészíthető további vizsgálatokkal is (pl. töbrő-aszimmetria, térfogat pontosabb becslése, stb.).

Irodalom

- JAKÁL, J.* (1975): Kras Silickej Planiny - Vyd. Osveta 145 p.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája - Akadémiai kiadó, Budapest, 310 p.
- JENNESS, J.* (2003): Longest Straight Line v1.3 – Jenness Enterprises, <http://www.jennessent.com/arcview>.
- JENNESS, J.* (2004): Nearest features (nearfeat.avx) extension for ArcView 3.x, v3.8a. – Jenness Enterprises, <http://www.jennessent.com/arcview>
- KEMMERLY, P. R.* (1986): Exploring a contagion model for karst-terrane evolution. – Geol. Soc. of America Bulletin, 97, p. 619-625.
- LESS Gy.* (1998): Földtani felépítés - In: Baross G. (szerk.) Az Aggteleki N. P. Mezőgazda, Budapest, p. 26–66.
- MELLO, J.* 1996: Geologická mapa Slovenského krasu - Geologická služba Slov. Rep. Bratislava.
- MELLO, J.* (1997): Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50000. - Vyd. Dionýza Štúra, Bratislava, 255 p.
- MÓGA J.* (1998): Felszínalaktani megfigyelések a Gömör-Tornai-karsztvidéken - Doktori (PhD) disszertáció, ELTE TTK Természeti Földrajz Tanszék, Budapest, Kézirat, p.141.
- MÓGA J.* (1999): Reconstruction of the development history of karstic water network on the southern part of the Gömör-Torna karst on the basis of ruined caves and landforms - Acta Carsologica, Ljubljana, p. 159-174.

TELBISZ T. (2003): Karsztos felszínfejlődés és beszivárgás matematikai modellezése – PhD-értekezés, ELTE, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest, Kézirat.

TELBISZ T. (2004): Karsztos felszínformák vizsgálata digitális domborzatmodellek segítségével – I. HUNDEM Konferencia, Miskolc.

TELBISZ T.-DRAGAŠICE, H.-NAGY B. (2005): A horvátországi Biokovo-hegység karsztmorfológiai jellemzése terepi megfigyelések és digitális domborzatelemzés alapján – Karsztfejlődés X., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 231-245.

VALYON N. (2005): Geomorfológiai elemzések a Bükk digitális domborzatmodellje alapján – Szakdolgozat, ELTE, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest, Kézirat.

ZBORAY Z.-KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2004): Domborzatértékelés a Bükk-fennsíkon légifelvételek felhasználásával – Karsztfejlődés IX., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 207-213.

ADALÉKOK A TÁBLA-VÖLGYI-DŰLŐ (TÉSI-FENNSÍK) FEDETT KARSZTOSODÁSÁHOZ¹

VERESS MÁRTON

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

Abstract: We collected data to the morphology of limestone floor with geophysical sounding on the research area. Using the geophysical data we could prove a paleokarst form, which is accumulated and burred. The recent karst forms developed on the margin and the side slope of the paleokarst form, where a regressing valley could destroy the sedimentary rock. Therefore the sedimentary rock could be thin. One of the karst forms occurs in such a place, where the thickness of the sedimentary rock is great. We explain the development of it with the fact that an older fossil karst pit became active. In my opinion by using the data of the sedimentary structure and the morphology of those covered karst forms which formed at thinner sedimentary rock, we can see that they could develop with the activating of the paleokarst pit.

1. Bevezetés

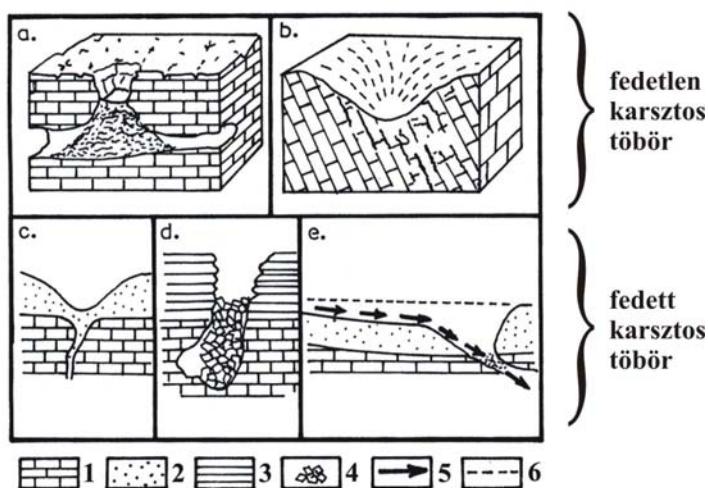
A fedett karsztos mélyedések akkor alakulnak ki, ha a karsztosodó kőzetet (mészkő) nem karsztosodó, de vízáteresztő kőzet fed (rejtett karszt). Ekkor a karsztosodó fekében, vagy fekűn, az oldódás során létrejött anyagihiány miatt a fedőn anyagátrendeződés történik. Emiatt a felszínen fedett karsztos formák alakulnak ki.

Vizsgálatainkat a célból végeztük, hogy egy kis kiterjedésű területen a feké domborzatát megismerjük, majd e domborzat és a fedett karsztos formák kapcsolatát elemezzük. Ugyanis, ha a feké domborzata és a fedett karsztos formák elterjedése közt kapcsolat mutatható ki, akkor válasz kapható arra a kérdésre, hogy a fedett karsztosodás hol és miért következik be. Továbbá megválaszolható az is, hogy a fedett karsztos formák kialakulása milyen feltételektől (pl. üledékvastagság), hogyan függ.

A karszt töbrei lehetnek fedetlen karsztos töbrök (*I.a, b. ábra*) és fedett karsztos töbrök. A fedett karsztos mélyedések (töbrök) három típusát különböztetik el (*CVIJIČ* 1893, *CRAMER* 1941, *THOMAS* 1954). Utánsüllyedéses töbör (*I.c. ábra*) akkor alakul ki, ha a laza, nem összeálló fedőüledékek a karsztos fekében létrejött anyagihiányt lassú, folyamatos mozgással foglalják el. Átöröklődéses töbör (*I.d. ábra*) akkor, ha az összeálló fedőüledék szakaszos, gyors mozgással (omlás) kerül az anyagihiányos részbe. Víznyelő

¹ Készült a T 048585 sz. OTKA támogatásával

jellegű dolina (*I.e. ábra*) akkor, ha a laza fedőüledékeket a felszíni vizek a karsztos járatokba halmozzák. E formák többnyire a karsztvízszint közelében alakulnak ki, pl. poljékben. Működésük kettős, víznyelők (alacsony karsztvízszintnél a karsztba vízbevezetés történik), ill. forráshelyek (magas karsztvízszintnél vízkilépés történik a karsztból).



1. ábra: A főbb töbör kialakulási típusok (JENNINGS, 1985).

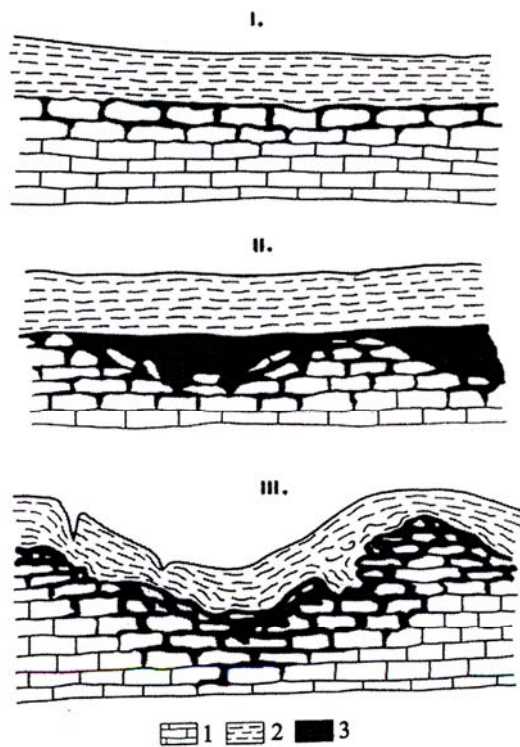
Jelmagyarázat: a. szakadéktöbör, b. oldódásos töbör, c. utánsüllyedéses töbör, d. átöröklődéses töbör, e. víznyelő jellegű töbör, 1. mészkő, 2. talaj és laza fedőüledék, 3. összeálló fedőüledék, 4. omladék, 5. anyagszállítás, 6. eredeti felszín

Fig 1: Main types of doline development (JENNINGS 1985)

Legend: a. collapse doline, b. solution doline, c. subsidence doline, d. subjacent doline, e. alluvial streamsink doline, 1. limestone, 2. soil and cover sedimentary rock, 3. form sedimentary rock, 4. cave debris, 5. sediment transport, 6. original surface

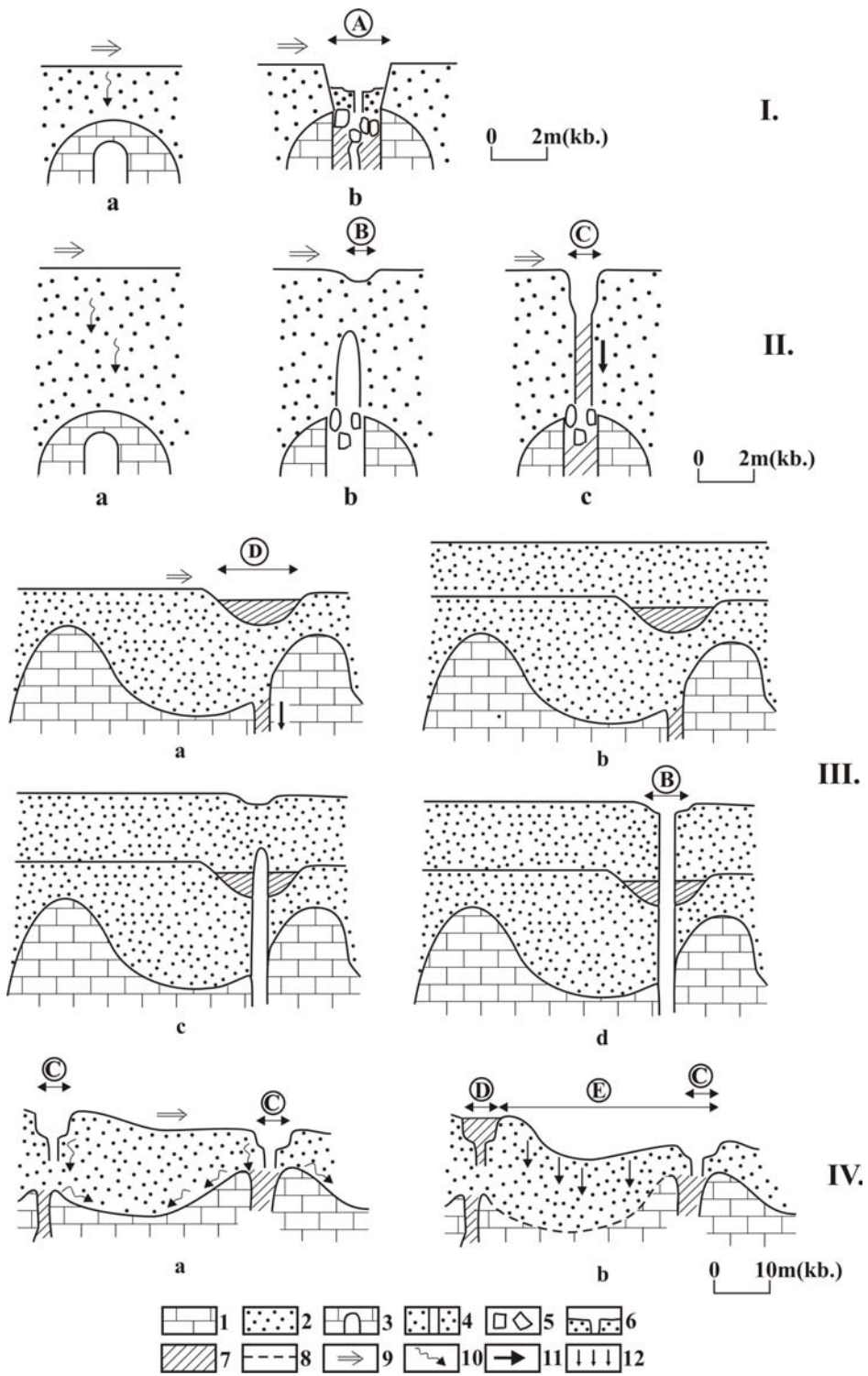
Általában a fekün az anyaghiányt üreg beomlásával (átöröklődéses töbör), kürtő, vagy ehhez hasonló forma (utánsüllyedéses töbör, víznyelő jellegű dolina) kialakulásával magyarázzák (JENNINGS 1985, TRUDGILL 1985, BULL 1977, VERESS 1982, 1999). A mélyedést részben, vagy teljes mértékben a fedőüledék hordozza. VERESS (1999) elkülönít szingenetikus és posztgenetikus karsztosodást. Szingenetikus karsztosodás során létrejövő fedett karsztos mélyedés kialakulási kora egyidős, míg posztgenetikus karsztosodás során létrejövő mélyedés kialakulási kora fiatalabb, mint a létrejöttét okozó kürtő, ill. járat kialakulási kora.

Létezik azonban olyan elképzelés is, amely szerint a fekün nem kürtő képződik, hanem annak felülete leoldódik (2. ábra). Tehát a fekü és a fedő között, a fekü felületi leoldódása miatt alakul ki anyaghiány (BÁRÁNY-JAKUCS 1984).



2. ábra: Utánsüllyedéses tőbör kialakulása a fekü leoldódásával (BÁRÁNY-JAKUCS 1984).
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. vízáteresztő kőzet, 3. anyagihiány, I. II. a fekü leoldódása, III.a. fedő süllyedése
 Fig 2: The development of subsidence doline when the floor dissolves (BÁRÁNY-JAKUCS 1984)
 Legend: 1. limestone, 2. permeable rock, 3. missing rock, I. II. floor dissolution, III. sinkings of the cover

A kialakuló fedett karsztos forma méretét, alakját számos tényező befolyásolhatja. Így a fedő vastagsága, a nem összeálló fedőüledék számos tulajdonsága (pl. szemcsemérete, összeállósága), a fekün oldódással kialakult anyagihiányos „tér” mérete, alakja, stb. Így kicsi, viszonylag meredek oldalú mélyedések képződnek, ha a nem összeálló fedő törmelékdarabjai a járatba hullnak (3.I. ábra). Szélesebbek és meredekebbek, ha a fedő összeálló. Ekkor a fedő anyaga szemcsénként az anyagihiányos részbe hullik, vagy előző utóbbiba kisebb-nagyobb kiterjedésben beleomlik (3.III. ábra).



3. ábra: Fedett karsztos mélyedések kialakulása különböző morfológiájú feké felett

Jelmagyarázat: I. a fedett karsztos mélyedés létrejötte kicsi fedőüledék vastagságnál és vakkürtő képződés esetén, I.a. a fekéin vakkürtő képződik, I.b. a vakkürtő beomlik, az omlás átöröklődik a fedőre, II. a fedett karsztos mélyedés létrejötte nagy üledékvastagságnál és vakkürtő képződés esetén, II.a. a fekéin vakkürtő képződik, II.b. a vakkürtő beomlik, az omlás átterjed a fedőüledékre, ahol járat képződik II.c. a felszínen a járat felszínre nyílásával mélyedés képződik, III. fedett karsztos mélyedés létrejötte igen nagy üledékvastagságnál, a kürtő aktivizálódásánál, III.a. a fekéi kürtője kitöltődik, a fedett karsztos mélyedés feltöltődik, III.b. a fedőüledék vastagodik, a fedett karsztos mélyedés elfedődik, III.c. a fekéi kürtője kitisztul, a fedőüledékben járat képződik, III.d. a járat felszínre nyílásával a felszínen mélyedés képződik, IV. a fedett karsztos mélyedés (depresszió) a fekéi felszínének leoldódása során képződik, IV.a. a fedett karsztos mélyedések járatain befolyó víz a fekéi felszínén szétáramlik, a fekéi oldódással alacsonyodik, IV.b. a fedőüledékek utánsüllyednek, 1. mészkő, 2. fedőüledék, 3. vakkürtő a mészkőben, 4. járat a fedőüledékben, 5. omladék, 6. beomlott fedőüledék, 7. áthalmazott fedőüledék, 8. elfedett mészkőfekéi eredeti felszíne, 9. vízáramlás és anyagszállítás a felszínen, 10. vízszivárgás a fedőüledékben, 11. üledék áthalmazódás a járatban, 12. a fedőüledék utánsüllyedése, A: kifejlett víznyelős töbör kis vastagságú fedőüledéknél, B: fiatal víznyelős töbör nagy vastagságú fedőüledéknél, C: kifejlett víznyelős töbör nagy, vagy igen nagy vastagságú fedőüledéknél, D: fosszilis víznyelős töbör, E: depresszió utánsüllyedéssel

Fig 3: Development of covered karst forms above limestone floor with various morphology

Legend: 1. development of covered karst form with the development of a blind pit and when the thickness of the covering sedimentary rock is little, I.a. blind pit develops on the floor, I.b. the blind pit breakdown, the breakdown passes to covering sedimentary rock, II. covered karst form develops with the development of a blind pit when the thickness of the sedimentary rock is big, II.a. blind pit develops on the limestone floor, II.b. the blind pit breakdown, the breakdown passes to the covering sedimentary rock, where burrow develops, II.c. covered karst form develops on the surface, because the burrow passes to the surface III. covered karst form develops when the pit can be activate and the thickness of the covering sedimentary rock is very big, III.a. the pit of the floor fills in, because the covered karst form accrues, III.b. the covering sedimentary rock thickens, the covered karst form covers up, III.c. the pit of the floor lost its deposit, the burrow develops in the covering sedimentary rock, III.d. covered karst form develops on the surface because the burrow opens to the surface, IV. covered karst form develops because of the dissolution of floor surface, IV.a. the water flows through the burrow of the covered karst forms which can asunder on the surface of the floor, the floor sink with dissolution, IV.b. the covering sedimentary rock can sink, 1. limestone, 2. covering sedimentary rock, 3. blind pit in the limestone, 4. burrow in the covering sedimentary rock, 5. cave debris, 6. sedimentary, which breakdown, 7. covering sedimentary rock which suffered redeposition 8. the original surface of the covered limestone floor, 9. the flow of the water and the transportation of the sediment on the surface, 10. the infiltration of water in the sedimentary rock, 11. the transportation of the sediment in the burrow, 12. the sinking of the covering sedimentary rock, A: mature doline-with-ponor (subsidence doline) above covering sedimentary rock, whose thickness is little, B: juvenile doline-with-ponor (subsidence doline), above covering sedimentary rock, whose thickness is big, C: mature doline – with – ponor (subsidence doline), above covering sedimentary rock, whose thickness is big or very big, D: fossil doline-with-ponor (subsidence doline), E. depression, which develops with the sinking the sedimentary rock

A Bakony-hegység fedett karsztjain a fedőüledéket főleg lösz, továbbá ennek, valamint a Csatkai Kavics Formáció anyagának áthalmazott változatai képezik. VERESS (1982, 1999) szerint a hegységben az utánsüllyedéses töbör egy változata, a víznyelős töbör a jellemző. E formáknak fontos morfológiai és működésbeli tulajdonsága, hogy többé-kevésbé víznyelőként működnek, de nem igazi víznyelők. Így nincs elhatárolható vízgyűjtőjük, járatuk nem eróziós. A víznyelős töbör oly módon képződik, hogy a fekéin vakkürtő alakul ki, amely felett a kőzet beomlik (elsődleges omlás). Az omlás közvetlenül (anélkül, hogy a fedőn a kürtő folytatásában járat képződne) átöröklődik a fedőüledékekre, miáltal a fedőüledékes felszínen mélyedés képződik (3.II. ábra). VERESS (1999) szerint a víznyelős töbörök rejtett kőzethatáron jönnek létre. Nem rejtett kőzethatár ott alakul ki, ahol a felszínen karsztos és nem karsztos kőzet érintkezik. Rejtett kőzethatár ott, ahol a karsztos kőzet elfedett, de a fedőüledék lokálisan vékony (4.

ábra). Erre ott lehet számítani – ha a felszín sík és nem tagolt, vagyis a fedőüledék lokálisan nem pusztult le -, ahol a mészkőfekü helyileg a felszínhez közelebbi helyzetű, tehát magaslatot formál. Fúrással, rejtett közethatárt mutattak ki a Mester-Hajag Mb-50 jelű karsztobjektumánál (*VERESS-FUTÓ* 1990). Az Mb-50 jelű fedett karsztos mélyedés ott alakult ki, ahol az elfedett fekü kiemelkedést formál, tehát a fedőüledék lokálisan kivékonyodott. Az üledék kivékonyodási hely alatt végbemenő oldódásnak több előidézője is lehet. Így a fedőüledék vizeit e helyekre terelik a vízzáró jellegű betelepülések. Továbbá a víz a vékonyabb fedőn átszivárogva még oldóképes, ill. a vékonyabb fedőüledékben kisebb az esély vízzáró öszszlet megjelenésére. A kivastagodó fedőüledéknél felszíni karsztos forma azért is kisebb eséllyel alakulhat ki, mert ez alatt a karsztosodás miatti anyaghiányt a laza üledékek utánsüllyedéssel úgy egyenlíti ki, hogy a folyamat a felszínre csak részben terjed át süllyedés formájában, mivel a fedő mindössze „*fella-zul*”.

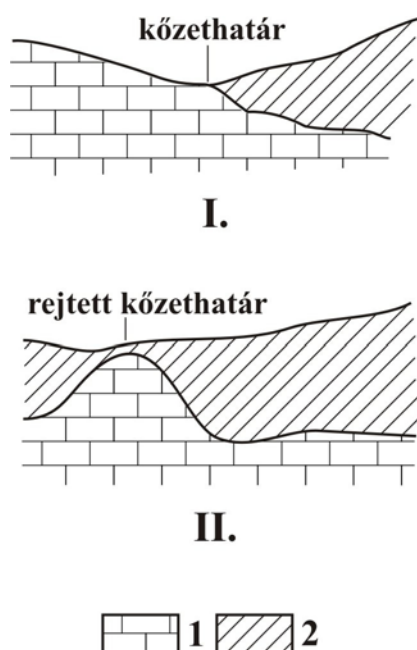
A fentebb vázolt, az üledék kivékonyodási hely alatt végbemenő folyamat öngerjesztő lesz. Mivel a mélyedések az eltemetett mészkő kiemelkedések felett alakulnak ki és maradnak meg, a felszíni vizek a vastagabb fedőüledékes térszínekről is ide áramolnak. A több víz miatt e helyeken a karsztosodás még intenzívebb lesz. A fedőüledékek anyaga a karsztba szállítódik, a fedőüledék vastagság tovább csökken, ami a karsztosodás számára még kedvezőbb feltételeket teremt.

A fentebb leírt kürtőképződés a hegységben ott figyelhető meg, ahol a fedőüledék vékonyabb, ezért a kürtő hozzáférhető. Így pl. a Gy-12 jelű víznyelős töbrnél (Hárskúti-fennsík, Öregfolyás völgyoldala) a fedőüledékben kialakult forma szélessége megegyezik a kürtő átmérőjével (ez bizonyítja az átöröklődést), a kürtő felszínközeli részét omladék fogja közre (ami utal az egykori vakkürtőre ill. annak beomlására). A Gy-12 jelű mélyedésnél az is megfigyelhető, hogy a főkürtőhöz mellékkürtő kapcsolódik, amely ugyancsak a felszínre nyílik.

Látható, hogy a hegység víznyelős töbrei a fentebb bemutatott fedett karsztos mélyedéstípusok morfológiai, genetikai tulajdonságait keverten hordozzák (szinte mindhárom típus valamelyik jellegzetessége előfordul).

A hegységben több helyen is kimutathatók depressziók (*VERESS* 1999). E formák a fedőüledékben kialakult viszonylag nagy átmérőjű (kb. 50 m-nél nagyobb átmérőjű), kis mélységű (1-2 m mélységű) formák, amelyeknek nem mindegyike, ill. azoknak nem egész területe lefolyástalan, vagy zárt képződmény. Belsejükben akár több aktív, ill. mára már fosszilizálódott, fedett karsztos forma (részben, vagy teljesen feltöltődött, a csapadékvizet nem, vagy csak részben elvezető képződmény) is előfordul.

hat. A depressziók egyik lehetséges kialakulási módja, hogy a fedőüledéket a csapadékvíz a víznyelős töbrök járataiba halmozza vagy, hogy a fekély nagyobb területen leoldódik. Ez utóbbi előidézője lehet, hogy miután a kúrtók eltömődnek, a mélyedésekbe jutó víz ezen kúrtók közötti mészkőfeküreszivarog és ott oldja a kőzetet (3.IV., 3.V. ábra, VERESS 1999).

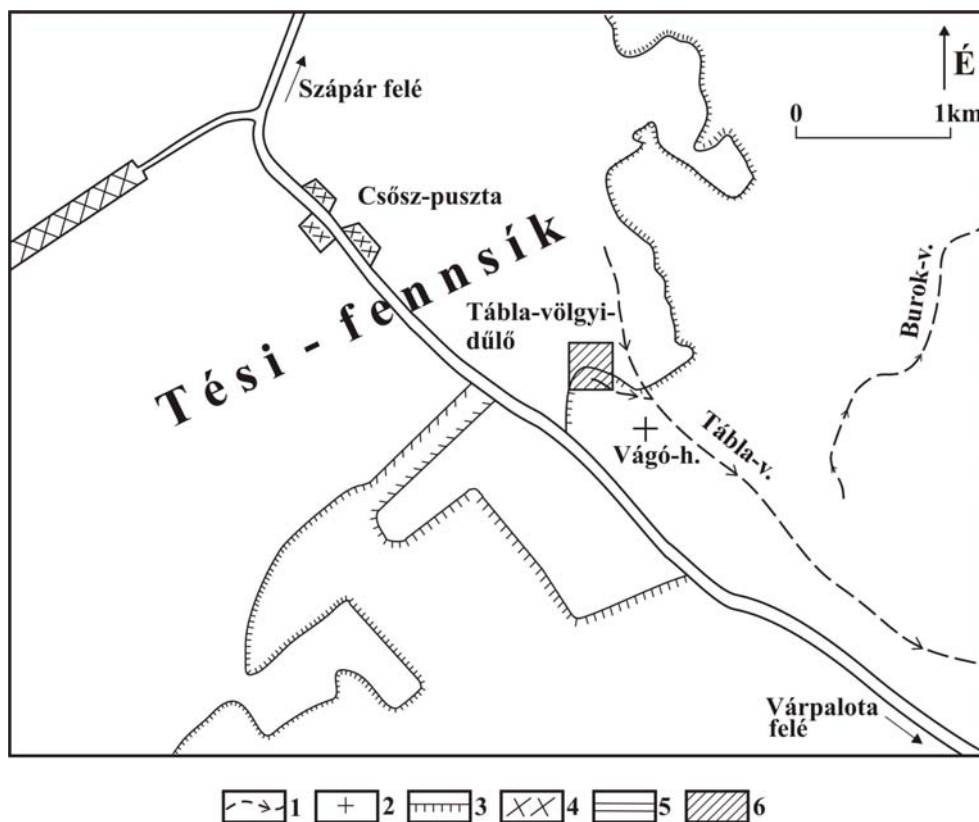


4. ábra: Közethatár (I) és rejtett közethatár (II)
 Jelmagyarázat: 1. karsztosodó kőzet, 2. nem karsztosodó kőzet
 Fig 4: Junction (I) and latent junction (II)
 Legend: 1. karstification rock, 2. non-karstification rock

2. A kutatási terület jellemzői

A vizsgált terület a Tési-fennsík DK-i részén a Tábla-völgytől Ny-ra helyezkedik el, amely magába foglalja a Tábla-völgyi-dülő közel sík, löszel fedett egy részét és az ezt D-ről határoló völgyet (5. ábra). Itt is, mint a fennsík más részein is, a területet felépítő kőzet jura mészkő, amely csak néhány helyen bukkan a felszínre foltokban, vagy törmelékben. A felszínen több m-es vastagságban fordul elő a lösz, ill. ennek különböző mértékben agyagosodott, áthalmazott változatai. A löszös felszínen, valamint a karsztos mélyedésekben is több helyen a Csatkai Kavics Formáció anyagából

származó kvarckavicsok is előfordulnak. A lész alatt foltos kifejlődésben különböző anyagú összletek is kimutathatók (ld. alább).



5. ábra: A kutatási terület a Tési-fennsíkon
 Jelmagyarázat: 1. völgy, 2. hegy, 3. erdőhatár, 4. település, 5. út, 6. kutatási terület
 Fig 5: The research area on the Tési-plateau
 Legend: 1. valley, 2. mount, 3. border of forest, 4. village, 5. road, 6. research area

A kutatási területen, ill. a tágabb környezetben is gyakoriak az ÉNy-DK-i irányú völgyek, vagy völgszerű bemélyedések, amelyek a fennsíkot hátakra különítik. Ezek a völgyek átöröklődéses eredetűek, amelyek fedőüledékekkel gyakran többé-kevésbé kitöltöttek, vagy kibéleltek (VERESS 1999). A kitöltésükbe a fennsík pereme felől hátráló belső völgyek vágódtak be (összetett völgy). Gyakoriak a vízmosásos árkok is, amelyek előfordulhatnak a hátakon, a völgytalpakon (rendszerint fedett karsztos mélyedésekhez vezetnek) és völgyoldalokban.

A Tési-fennsík karsztosodását az alábbiak jellemzik (VERESS 1999):

- A terület lösszel elfedődése előtt az átöröklődött völgyek völgyi közethatárain víznyelők képződtek, amelyek járatai eltömődtek, a mélyedések feltöltődtek fedőüledékekkel.

- Jelenleg az eltömődött kürtők miután üledékük a karszt belsejébe halmozódik át, ismételten aktivizálódnak. Miután a fedőüledék anyaga a kürtőkbe szállítódik, a felszínen a már említett sekély mélyedések, a depressziók alakulnak ki (posztgenetikus karsztosodás).

- Ahol a fedőüledék vékony, vagy kivékonyodik, a kürtők a jelenlegi karsztosodás során jönnek létre. Mivel ezek átöröklődnek a fedőre, a felszínen fedett karsztos mélyedések képződnek (szingenetikus karsztosodás).

A karsztos mélyedések, mind a sík térszínen (I-28-, I-26 jelű és egy mára majdnem teljesen feltöltött, az I-27 jelű), mind a völgyben (I-22-, I-23-, I-24-, I-25-, I-103 jelű), mind utóbbi környezetében előfordulnak (I-104 jelű). A völgynek az I-22 jelű mélyedéstől ÉNy-ra eső része lefolyástalan, depressziót formál (6. ábra).

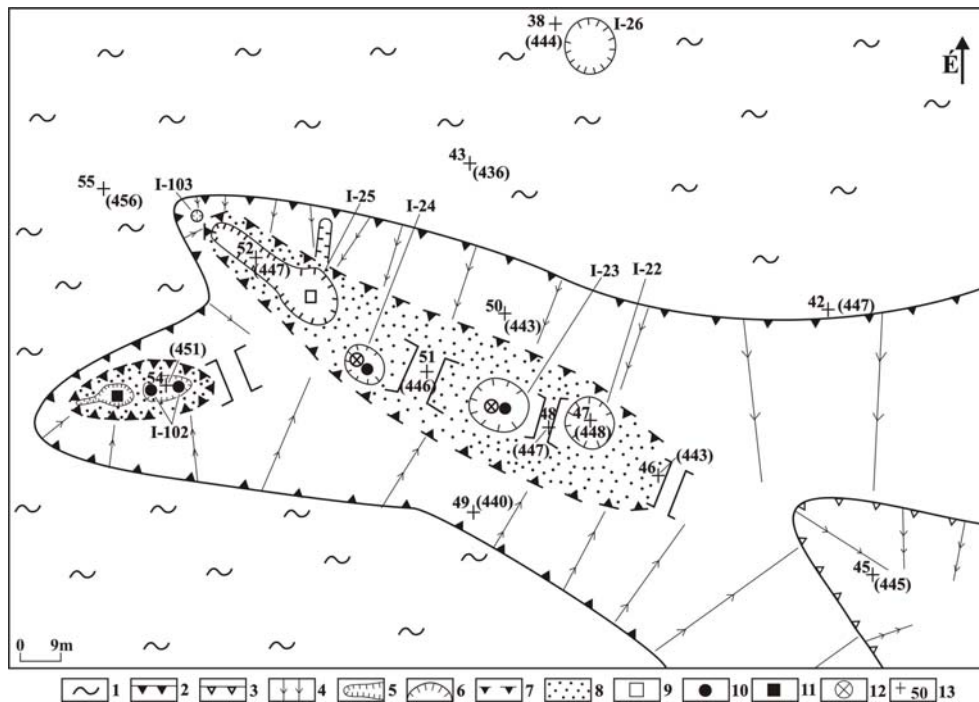
A kutatási terület karsztosodását az alábbiak jellemzik:

- A karsztos formák (továbbiakban fedett karsztos mélyedés, de többnyire víznyelőnek tekintett), fedőüledékben létrejött, a fennsík karsztformáihoz képest kis méretű formák.

- A kis lejtésű térszínen magányosan, egymástól elkülönülve fordulnak elő. Közülük az I-28 jelű a hozzákapcsolódó meder miatt vakvölgyes jellegű.

- A völgytalpon előforduló fedett karsztos mélyedések gyöngyfüzérszerűen sorakoznak, amelyeket küszöbök (a völgytalp maradványai) választanak el egymástól. Sűrűségük – amely a fennsík egészére is jellemző – főleg a völgyfőhöz közeledve nő meg. E mélyedések némelyikében, továbbá a völgyperemi helyzetű ikres mélyedésben meredek oldalú belső mélyedések is előfordulhatnak.

- A fedett karsztos formák talpán gyakoriak a szálkőzetben képződött jelentős átmérőjű (többnyire megbontott) kürtők. A kürtők felett a fedőüledék számos mélyedésben vékony. Ma már nem eldönthető, hogy belső mélyedésből nyíltak-e, miután a bontás során, ha ilyenek voltak, azok megsemmisültek. E járatokat, barlangokat kifejlődésük jellegzetességei miatt a feltáró kutatócsoport (Alba Regia) zombolyinak nevezi.



6. ábra: A kutatási terület déli részének morfológiai térképe

Jelmagyarázat: 1. kis lejtésű, löszrel fedett térszín, 2. külső völgy pereme, 3. belső völgy pereme, 4. völgyoldal, 5. eróziós meder, 6. fedett karsztos forma, 7. depresszió pereme, 8. depresszió aljzata, 9. omlásos mélyedés, 10. felnyílásos mélyedés, 11. mészkő a felszínen, 12. bontott járat (mészkőben) 13. VESZ mérés helye

Fig 6: Morphological map of the south part of the research area

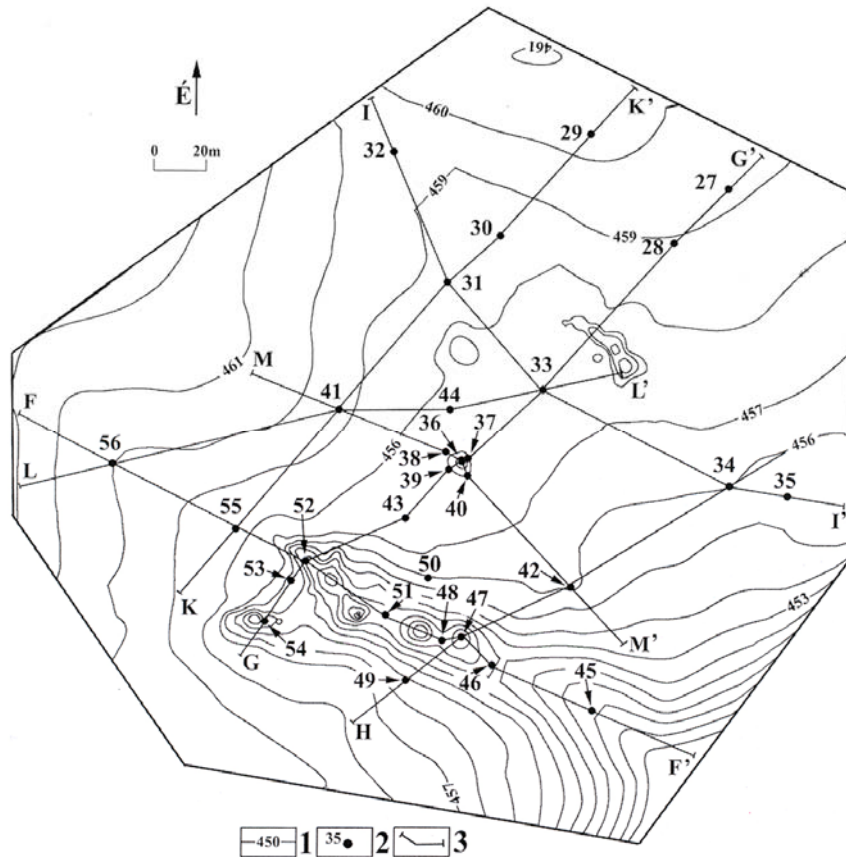
Legend. 1. gently dip surface which is covered with loess, 2. margin of exterior valley, 3. margin of internal valley, 4. valley slope, 5. erosional bed, 6. covered karst form, 7. margin of depression, 8. bottom of depression, 9. karst form which developed with breakdown, 10. karst form which developed with passes, 11. limestone on the surface, 12. pit in the limestone (it was opened), 13. place of VESZ measuring (geophysical sounding)

3. Módszerek

a. A terepi módszer

A kutatási területről 1:1000 méretarányú, 1 m szintvonal sűrűségű domborzati térképet készítettünk (7. ábra). A kutatási területen 7 szelvény mentén, összesen 22 helyen végeztünk geofizikai mérést. A szelvények nyomvonalát úgy alakítottuk ki, hogy azokra minél több karsztos mélyedés essen. A méréseket és a szelvények szerkesztését a TERRATEST Geofizikai, Geodéziai Mérnöki Kft végezte. A Vertikális elektromos szondázás (VESZ) során két földelt elektródán át áramot vezetnek a felszín alá, majd másik két elektróda között mérik a létrejövő árameloszlás által okozott potenciálkülönbséget. Az árameloszlás és így a mért potenciál különbség, ill. az ebből számított ún.

látszólagos fajlagos ellenállás függ az egyes rétegek fajlagos ellenállásától és azok vastagságától. A mért potenciál különbség értékekből az áramelektrodák távolságának függvényében görbék szerkeszthetők, amelyek segítségével egy inverziós programot használva ideális esetben a rétegsor ellenállása és vastagság paraméterei meghatározhatók.



7. ábra: A kutatási terület domborzatrajzi térképe és a geoelektromos-földtani metszetek nyomvonalai
Jelmagyarázat: 1. szintvonal, 2. geofizikai szondázás helye és száma, 3. szelvényhely

Fig 7: The relief map of research area and the profile lines of the geoelectric-geological profile
Legend: 1. contour, 2. the places of the geophysical sounding and their number, 3. place of profile

Az egyes helyeken számított rétegsorokat összeillesztve a kialakított mérési vonalak mentén metszetek szerkeszthetők, amelyeken a felszín, a mészkőfekű, ill. a fedőüledékek (és ezzel együtt a fedett karsztos mélyedések) lefutása, vastagsága és számított ellenállás értékei kerülnek ábrázolásra. A mészkőfekű lefutása kiegészíthető, pontosítható ott, ahol a mészkő a felszínre bukkan. Erre pl. az I-23 és az I-24. jelű mélyedéseknél volt lehetőség.

Korrekciókra annál is inkább szükség van, mert a VESZ méréseket számos bizonytalanság terheli. A különböző kőzetek ellenállása, pl. ugyanaz lehet, ill. az ellenállási intervallumok részben „*átfedhetik*” egymást, vagy a mérési helyek között a kőzethatárok lefutása csak becsléssel végezhető el. Így ritkábban álló szondázási helyek között nő a valószínűsége, pl. annak, hogy esetleg lencseszerűen betelepülő kőzettetek nem lesznek kimutathatók.

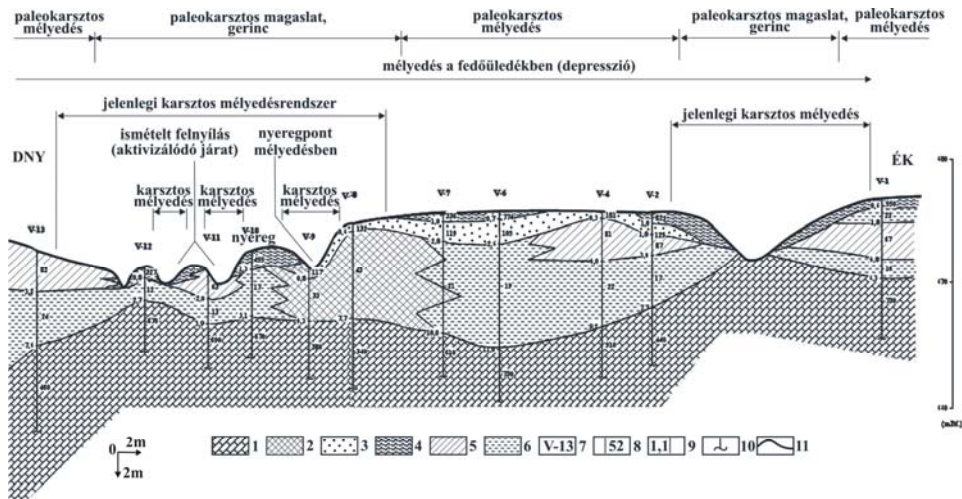
Jelentős hibaforrás lehet a VESZ mérések inverziójában (aminek során a mért értékekből megtörténik az azokat „*generáló*” feltételezett rétegsor előállítás) feltételezett párhuzamosan rétegzett rétegsor modelltől való eltérés is. Ez különösen a jelentős topográfiai változások környezetében végrehajtott méréseket érinti érzékenyen, ill. ahol a feltételezett vertikális fajlagos ellenállás változások mellett jelentősek a horizontális irányú változások is az áram által érintett kőzettartományban. Ezeknek a változásoknak a mérések eredményére gyakorolt hatása még nem kellőképpen vizsgált, de a feltételezhetően ilyen környezetben mért adatokat feltétlenül óvatosan kell kezelni.

Fenti problémák ellenére a VESZ mérésekből nyert adatokat kellő elővigyázattal kezelve a VESZ mérésekből a fedőüledékekre, ill. a fekvő mészkőre vonatkozóan annak jelentősebb bolygatása nélkül és viszonylag kis költséggel hasznos információk nyerhetők.

b. A fedett karsztos folyamatok a fedőüledékek figyelembevételével

A fedett karsztos mélyedések kicsi (néhány m, de legfeljebb 3 m), nagy (kb. 6-10 m közötti), ill. igen nagy (10 m-t meghaladó) vastagságú fedőüledékeken jöhetnek létre.

Kis üledékvastagság többnyire (de nem mindig) akkor fordul elő, ha a fekvő helyi magaslatot formál (3.I., 8. *ábra*). Ilyenkor a vakkürtő – mint említettük – közvetlenül átöröklődik a fedőre. Közvetlen átöröklődés miatt a mélyedés kicsi átmérőjű (néhány m). A forma átmérője, kürtője szélességénél csak akkor nagyobb, ha oldallejtője lepusztult, pl. csapadékvíz hatására. Ha ez nem történt meg, akkor meredek oldalú marad. Az omlás miatt a mélyedés oldalának lejtője szakadási felület, a mélyedést határoló oldalfalak összlethatárai nem hajlottak, vagy ha igen, azok a mélyedés kialakulásától függetlenül jöttek létre. Az ilyen karsztos forma kialakulhat vakkürtő felnyílásával (beomlásával), vagy egy kürtőt kitöltő üledékek elszállítódása miatt (9.I és 9.II. *ábra*) egyaránt. A fedőben kialakult mélyedés lejtőinek lepusztulása miatt az üledékek a mélyedés talpára szállítódnak, miáltal a kürtő elfedődik, sőt kitöltődhet.

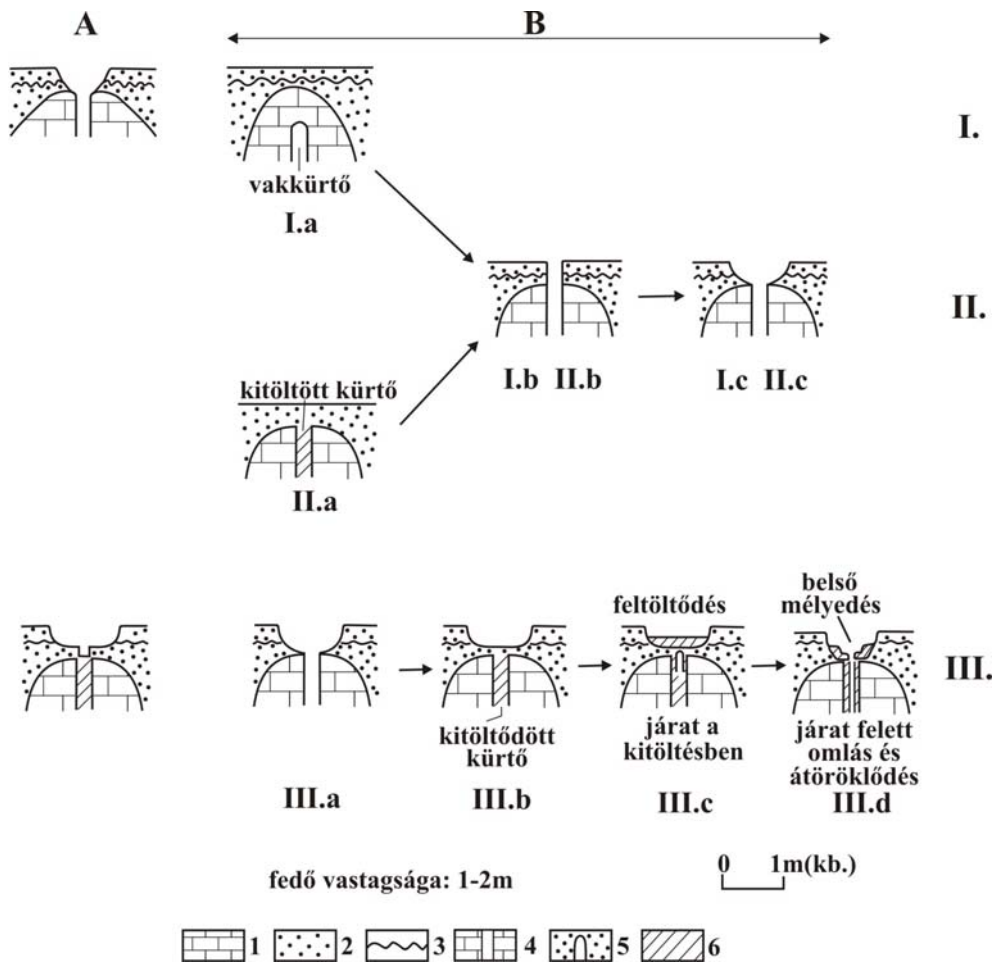


8. ábra: Az Eleven-Förtési töbör csoport (Kőrös-hegy) területéről egy geoelektromos-földtani metszetrészlet
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. agyag (lössös, mészkőtörmelékes), 3. lösz (homokos, mészkőtörmelékes), 4. mészkő-törmelék (agyagos), 5. lösz (agyagos-iszapos) vagy mészkőtörmelékes agyag, 6. agyag, 7. VESZ mérés száma, 8. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 9. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 10. VESZ mérés kb. behatolása, 11. geoelektromos összelethatár

Fig 8: A geoelectric-geology profile partly from the area of Eleven-Förtés doline group (Kőrös-hill)
 Legend: 1. limestone, 2. clay (with loess and with limestone detritus), 3. loess (with sand or with limestone detritus), 4. limestone detritus (with clay), 5. loess (with clay and mud) or clay with limestone detritus, 6. clay, 7. number of the VESZ measuring, 8. beds of geoelectric resistance (Ohm), 9. depth of bottom of geoelectric beds (m), 10. about penetration of VESZ measuring, 11. the border of the geoelectric beds

Ugyancsak kis üledékvastagság esetén hasonló méretű és hasonló üledékszerkezetű, de összetett mélyedések fejlődnek ki akkor, ha a kürtő ismételten aktivizálódik. Előbb közvetlen átöröklődéssel kialakul a fedett karsztos mélyedés (9.III.a. ábra). Az oldallejtőjéről lepusztult anyag kitölti a kürtőt és feltölti a mélyedés talpát (9.III.b. ábra). A kürtő kitöltésben képződő járat felett ez utóbbiban omlással kialakul a belső mélyedés. (A mészkőben oldódással kialakult formát kürtőnek, a fedőben omlással csapadékvíz általi áthalmozódással kialakult formát járatnak nevezzük.)

Egy jelenlegi fedett karsztos forma alatt a fedőben lencseszerűen települt, környezetének üledékétől különböző összlet fordul elő. Szerintünk a lencseszerű kifejlődésű betelepülés egykori mélyedés kitöltése során képződött. A lencseszerű betelepülés lehet egyszerű, de csak alsó felületénél íves (10.I.A. ábra), vagy felső felületénél is íves kifejlődésű (10.II.A. ábra). E lencses betelepülés kifejlődésének értelmezése a következő:

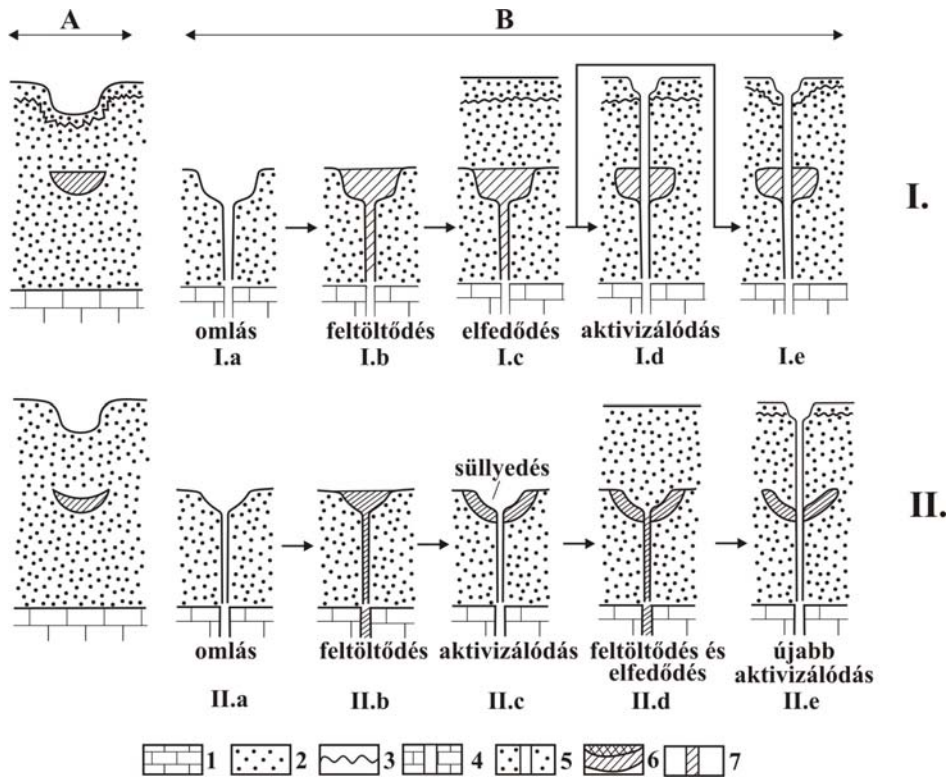


9. ábra: Kis vastagságú fedőüledékes térszín fedett karsztos mélyedése alatt az üledékszerkezet és annak kialakulása: vakkürtő beomlása (I.), valamint idősebb kürtő egyszeri (II.), ill. többszöri (III) aktivizálódása során

Jelmagyarázat: A. üledékszerkezet, B. mélyedés kialakulása, I.a. vakkürtő, II.a. kitöltött kürtő, I.b. és II.b.: kürtő közvetlen átöröklődése a fedőre, I.c. és II.c. a fedett karsztos mélyedés oldallejtőjének pusztulása, III.a. mélyedés kialakulása átöröklődéssel, III.b. a mélyedés oldallejtőjéről az üledék lepusztul, amely a talpán halmozódik fel és kitölti a kürtőt, III.c.-d. a kürtő kitöltésében képződött járat felett a felhalmozódott üledékben omlással kialakul a belső mélyedés, 1. mészkő, 2. fedőüledék, 3. összlehatár, 4. kürtő, 5. járat, 6. kürtő és mélyedés kitöltés

Fig 9: Sedimentary structure and its developing under covered karstic form of a surface covered with thin sedimentary rock: I. with blind pit breakdown, II. when an older pit becomes active only once, III. when an older pit becomes active several times repeatedly

Legend: A. sediment structure, B. development of karst form, I.a. blind pit, II.a. infilled pit, I.b. and II.b.: the pit passes directly to covering sedimentary rock, I.c. and II.c. destruction of side slope of covering karst form, III.a. development of karst form happen with passing, III.b. the sediment is destroyed from the side slope of covering karst form and it accumulated its bottom and it poured out of the pit, III.c.-d. the internal karst form develops with breakdown in the deposit which is the infilling of the pit developed above burrow, 1. limestone, 2. sedimentary rock, 3. the border of the beds, 4. pit, 5. burrow, 6. infilling of pit and karst form



10. ábra: Igen nagy vastagságú fedőüledéknél (akkumulációs térszínen) az üledékszerkezet, valamint annak kialakulása és fedett karsztos mélyedés létrejötte a kürtő egyszeri aktivizálódása esetén

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

Fig. 10: Sedimentary structure and its development in case of sedimentary rock with big thickness and development of covered karstic form with the once activating of the pit.

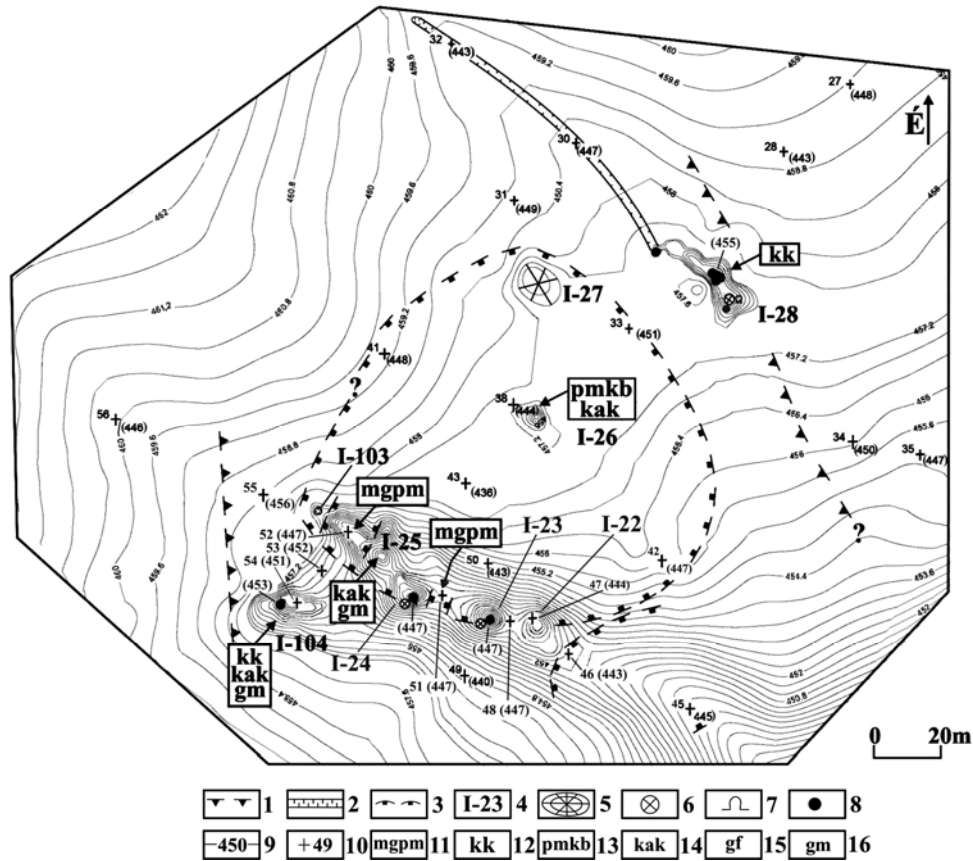
Legend: A. sedimentary structure, B. the developing of the sedimentary rock and the covered karst form, I.a. burrow develops on the sedimentary rock because of the breakdown of the blind pit, therefore sedimentary rock, which is over the burrow breakdown, this process causes the development of the covered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

Ha a fedőüledék vastag a fedett karsztos forma és járata is az üledékben jön létre (3.II. ábra). A kürtő és járat kitöltődése miatt a mélyedés feltöltődik (10.B.I.b. ábra), majd elfedődhet (10.B.I.c. ábra). Utóbbi folyamat eredményeként igen nagy üledékvastagságú környezet jön létre. Az üledékeit vesztett járat felett omlással, vagy süllyedéssel újabb mélyedés alakulhat ki a felszínen. Omlásos kialakulás esetén az összlethatár nem hajlik a járat irányába. Akkor, ha a járat ill. kürtő ismét képes üledéket befogadni, mielőtt a kitöltött mélyedés elfedődne az újabb fedett karsztos forma az előző kitöltésében alakul ki. Akkor, ha annak kialakulása süllyedéssel történt, a kitöltésnek nem csak az alsó, hanem a felső felülete is íves felületet képez (10.B.II.c. ábra). A járat és kürtő eltömődése következtében a mélyedés kitöltődik, majd elfedődik. A járat és kürtő ismételt aktivizálódása következtében a felszínen ismételten létrejöhet egy újabb fedett karsztos mélyedés.

4. A vizsgált területen a fekü morfológiája, az üledék szerkezet és a karsztosodás közti kapcsolat

A Tábla-völgyi-dülő területén a VESZ adatok figyelembevételével ÉNy-DK-i hosszúkás, eltemetett mélyedések (völgyek) valószínűsíthetők, amelyeket hasonló irányú háta (völgyközi háta) különítenek el egymástól (11. ábra). A kutatási terület középpontját képező eltemetett völgy belsejében egy olyan belső karsztos mélyedés helyezkedik el, amely valószínűleg zárt, lefolyástalan forma. E forma DK-i pereme alacsony, feltehetően a terület DK-i részén elhelyezkedő völgy kialakulása miatt.

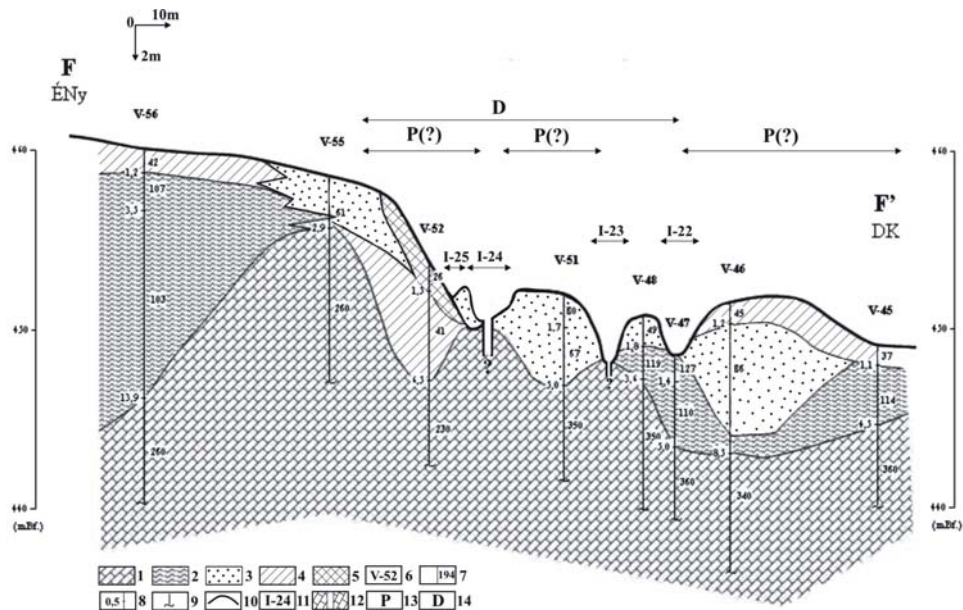
Az F-F' szelvény tanúsága szerint a mészkőfekü a völgytalpon is tagolt (12. ábra). A jelenlegi mélyedések között a fekü kisméretű feltöltött mélyedéseket formál. Ha ezek területén a mészkőfekü zárt, amely nem bizonyított megfelelő VESZ mérés hiányában, e kicsi bemélyedések ugyan csak karsztosodás során jöttek létre. Miután a nagy eltemetett mélyedés területére esnek, annak kialakulása után képződhetnek.



11. ábra: VESZ mérések helyei és a mészkőfekű morfológiája a kutatási területen

Jelmagyarázat: 1. eltemetett völgy feltételezett pereme, 2. eróziós meder, 3. eltemetett karsztos mélyedés feltételezett pereme, 4. karsztos mélyedés jele, 5. feltöltött karsztos mélyedés, 6. bontott járat (mészkőben), 7. aknabarlang, 8. mészkő bontott járatban, vagy a felszínen (a zárójelben lévő szám a mészkő tengerszint feletti magasságát adja meg), 9. szintvonal, 10. VESZ mérés helye és száma (zárójelben lévő szám a mészkőfekű tengerszint feletti magasságát adja meg), 11. másodlagos paleokarsztos mélyedés, 12. küszöb karsztosodik, 13. paleokarsztos mélyedés belseje karsztosodik, 14. kürtő aktivizálódás eredményezte a recens karsztosodást, 15. kürtő aktivizálódás kimutatása geofizikai adattal, 16. kürtő aktivizálódás kimutatása morfológiai adattal

Fig 11: The places of the VESZ measuring and the morphology of the limestone floor on the research area
 Legend: 1. presumable margin of covered valley, 2. erosional bed, 3. presumable margin of covered karst form, 4. number of karst form, 5. accrued karst form, 6. pit in the limestone (it was opened), 7. aven, 8. limestone in the pit, or on the surface (the absolute altitude of the limestone floor is reported in the number which is in the parenthesis), 9. contour, 10. the places of the geophysical sounding and their numbers (the absolute altitude of the limestone floor is reported in the number which is in the parenthesis), 11. secondary paleokarst form, 12. karstification on the ridge, 13. internal of paleokarst form is karstifying, 14. recent karstification develops because of pit activating, 15. activating of pit can be show by using geophysical data, 16. activating of pit can be show by using morphology



12. ábra: Geoelektromos földtani metszet az F-F' szelvény mentén

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörmelék, agyagos 3. lösz (homokos, mészkőtörmelékes) 4. lösz (agyagos-iszapos) vagy mészkőtörmelékes agyag, 5. agyag (lössös, mészkőtörmelékes), 6. VESZ mérés száma, 7. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 8. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 9. VESZ mérés kb. behatolása, 10. geoelektromos összlethatár, 11. fedett karsztos mélyedés jele, 12. kiirtó, 13. paleokarsztos mélyedés, 14. depresszió

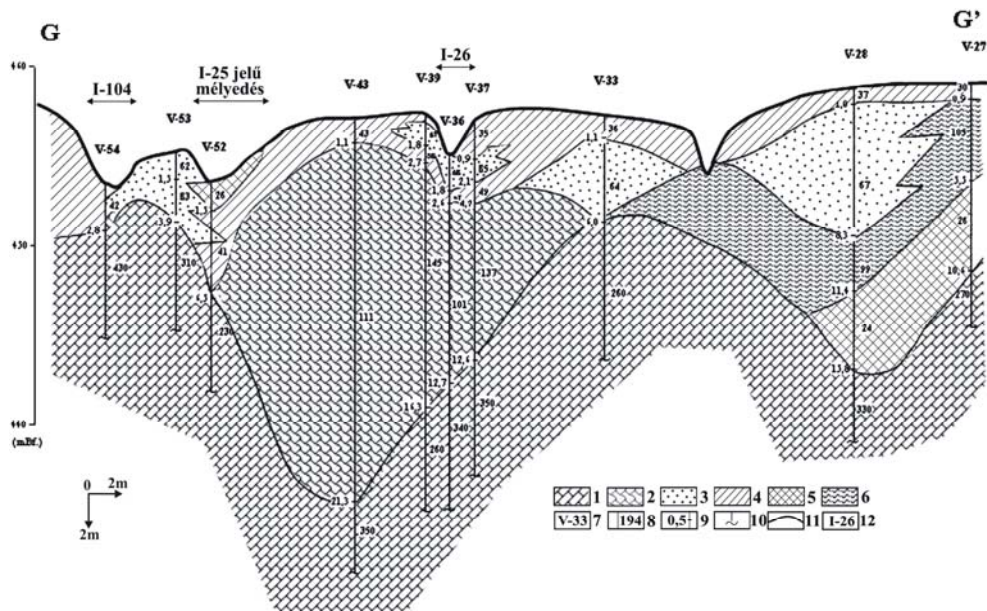
Fig 12: The geoelectric-geology profile along the F-F' line

Legend: 1. limestone, 2. limestone detritus (with clay), 3. loess (with sand or with limestone detritus), 4. loess (with clay and mud) or clay with limestone detritus, 5. clay (with loess and limestone detritus), 6. number of VESZ measuring, 7. the geoelectric resistance of the beds (Ohm), 8. depth of bottom of the geoelectric beds (m), 9. the about penetration of the VESZ measuring, 10. the border of the geoelectrical beds, 11. the mark of covered the karst form, 12. pit, 13. paleokarst form, 14. depression

4.a. A karsztosodás sajátosságai

A vizsgált terület fedett karsztos mélyedései a geofizikai szondázással készült földtani metszetek és morfológiai megfigyelések figyelembevételével az alábbi két csoportba sorolhatók:

- Kis fedőüledék vastagságú környezetben létrejött karsztos formák képezik az egyik csoportot. Ide sorolható az I-28-as, az I-23-as, az I-24-es, az I-25-ös, valamint az I-104-es jelű karsztos mélyedés. Közülük az I-29-as, valamint az I-104-es jelű mélyedések környezetében a fedőüledék vékonyabb kifejlődése arra vezethető vissza, hogy itt a mészkőfejú magaslatot formál. Az I-23-as, I-24-es, valamint az I-25-ös jelű mélyedéseknél a fedőüledék azért vékony, mert környezetükben az a már említett völgy kialakulása következtében lepusztult.



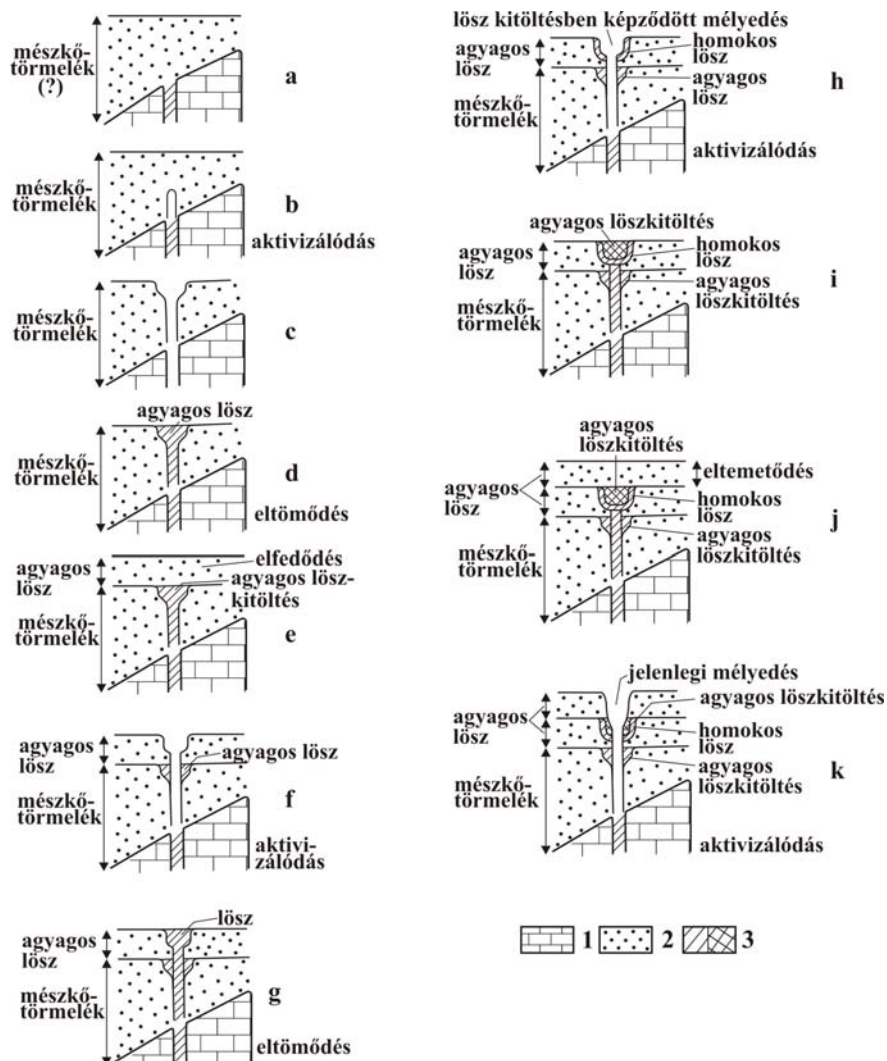
13. ábra: Geoelektromos-földtani metszet a G-G' szelvény mentén

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. mészkőtörlemék, 3. lösz (homokos, vagy mészkőtörlemékes), 4. lösz (agyagos-izapagos) vagy mészkőtörlemékes agyag, 5. agyag (lössös, mészkőtörlemékes), 6. mészkőtörlemék (agyagos), 7. VESZ mérés száma, 8. összlet geoelektromos ellenállása (Ohm), 9. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 10. VESZ mérés kb. behatolása, 11. geoelektromos összlethatár, 12. fedett karsztos mélyedés jele

Fig 13: The geoelectric-geology profile along the G-G' line

Legend: 1. limestone, 2. limestone detritus, 3. loess (with sand or with limestone detritus), 4. loess (with clay and mud) or clay with limestone detritus, 5. clay (with loess and limestone detritus), 6. limestone detritus (with clay) 7. number of VESZ measuring, 8. the geoelectric resistance of the beds (Ohm), 9. depth of bottom of the geoelectric beds (mm), 10. the about penetration of the VESZ measuring, 11. the border of the geoelectrical beds, 12. mark of covered karst form

E karsztos formák közül az I-25-ös, valamint az I-104-es jelű területén a fekü kürtőjének aktivizálódását bizonyítja, hogy a mélyedések összetettek. (A mélyedések egy már náluk korábban kialakult kürtő üledékeinek elvesztése eredményeként alakultak ki.) A hordozó mélyedésben (amely az I-25-nél meredek oldalú, tehát omlással jött létre), belső mélyedés fordul elő. Az I-25 jelű mélyedés közelében (52 jelű VESZ mérés) az üledékszerkezet a G-G' szelvény mentén olyan mélyedésre utal, amely kitöltődött, majd ebben később újabb lencsés kifejlődésű összlet halmozódott fel (13. ábra). Ez utóbbiban képződött a jelenlegi mélyedés. Miután azonban az I-25 jelű igen közeli helyzetű az I-24 jelű mélyedéshez (a kettő egy nagyobbak egy-egy ikermélyedése) lehetséges, hogy az utóbbi kürtője is idősebb, de a közelmúltban újra aktivizálódott.



14. ábra: Az I-26 jelű fedett karstos mélyedés környezetében a karstosodás főbb eseményei
 a. a mészkő eltemetődik, b. a mészkő kürtője elveszti kitöltő üledékeit, a fedőben járat képződik, c. a fedőben a járat felett mélyedés képződik, d. a kürtő és a járat kitöltődik, a mélyedés feltöltődik, e. a mélyedés és környezete eltemetődik, f. a kürtő és a járat elveszti kitöltő üledékeit, a fedőben mélyedés képződik, g. a kürtő és járat kitöltődik, a mélyedés feltöltődik, h. a kürtő és járat elveszti üledékeit, az egykori mélyedés kitöltésében újabb képződik, i. a kürtő és a járat ismételt kitöltődése miatt ez a mélyedés is feltöltődik, j. a mélyedés és környezete eltemetődik, k. a kürtő és a járat kitisztul, a járat felett a fedőüledék beomlásával kialakul a jelenlegi mélyedés, 1. mészkő, 2. fedőüledék, 3. kitöltés

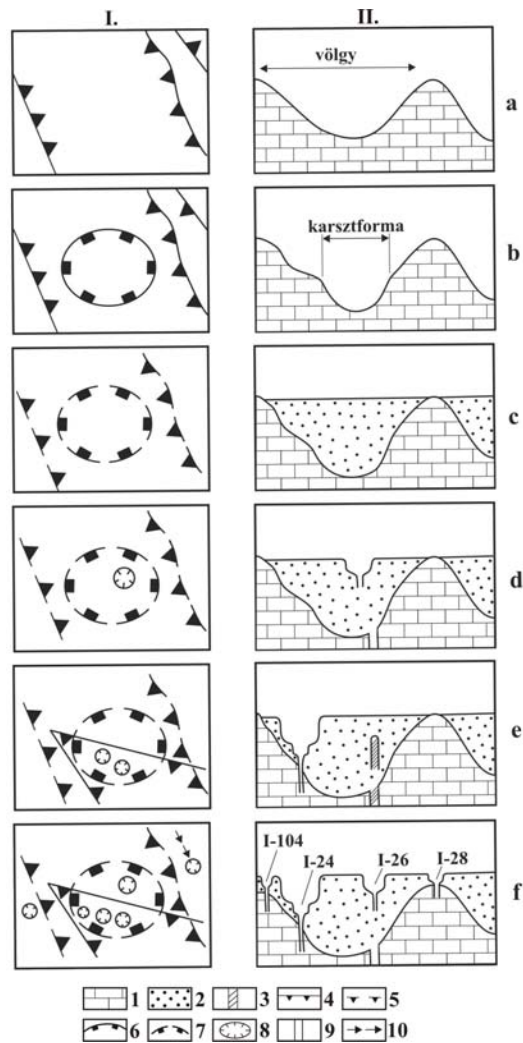
Fig 14: Important events of karstification surrounding the I-26 marked covered karst form
 Legend: a. the limestone covers up, b. the pit of limestone loses its sedimentaries, burrow develops in the sedimentary rock, c. karst form develops in the sedimentary rock over the burrow, d. the pit and the burrow fill in, the karst form accrues, e. the karst form and its surrounding cover up, f. the pit and the burrow lost their deposits, the karst form develops in sedimentary rock, g. the pit and burrow fill in, the karst form covers up, h. the pit and burrow lost their sedimentaries, a newer karst form develops the infilling of the former karst form, i. this karst form fill in too because of the pit and burrow fills in again, j. the karst form and its surrounding cover up, k. the recent karst form develops because sedimentary rock breakdowns above the burrow, which causes that the pit and burrow lost their deposits, 1. limestone, 2. sedimentary rock, 3. infilling

- Nagy, ill. igen nagy fedőüledék vastagságú környezetben képződött az I-26 jelű mélyedés, amely az eltemetett paleokarsztos formának az oldallejtőjén helyezkedik el (14. ábra). Itt a fedő vastagsága 12-15 m közötti. A fekün a G-G' szelvény mentén e mélyedés alatt nincs ellenesésű (vagy ha igen, akkor az nagyon kicsi) rész, amely arra utal, hogy a fekü felszínén nincs paleokarsztos mélyedés. A G-G' szelvényre merőleges szelvényen (M-M') viszont a fekün egy mintegy 80 m szélességű bemélyedés van, amely egy kisebb (belső) völgy lehet. Ez esetben az I-26 jelű mélyedés alatti kürtő e völgyben alakult ki. Az I-26 jelű forma alatt a feküre települt jelentős vastagságú összlet, amely a geofizikai adatok szerint mészkőtörmelék, felülete mélyedést formál. Ez zárt, tehát karsztos mélyedés miután mindkét szelvényen kimutatható. E mélyedés kitöltődött homokos lösszel. Ez utóbbin is, miután ebben olyan lencsés betelepülés fejlődött ki, amelynek mind a felső, mind az alsó felülete íves lefutású, mélyedés képződött. Ez valószínűleg süllyedéssel történt, a járat (és a kürtő) aktivizálódása miatt. Ez utóbbi mélyedés kitöltődött, majd eltemetődött. Ezt követően a járat ismételt aktivizálódásával, vagy újabb(ak) kialakulásával, a jelenlegi felszínen kialakulhatott a mai mélyedés. Tehát e helyen legalább kétszer, esetleg háromszor aktivizálódott a kürtő, ill. a fedőben a járat, vagy járatok. E folyamat eredményeként a feltöltődés miatt a magasodó térszínen újabb és újabb fedett karsztos mélyedések képződtek.

4.b. Felszínfejlődés

A főbb felszínfejlődési események a Tábla-völgyi dűlő területén az alábbiak voltak (15. ábra):

- ÉNy-DK-i irányú átöröklődéses völgyek képződtek (15.a. ábra).
- A kutatási terület közepén elhelyezkedő völgy talpán egy, esetleg két karsztos mélyedés (víznyelő?) képződött (15.b. ábra).
- Megkezdődött e formák feltöltődése (15.c. ábra).
- A paleokarsztos mélyedés kitöltésében kürtő kialakulásával, vagy az egykori vízvezető járat aktivizálódásával fedett karsztos forma képződött (15.d. ábra).
- A Tábla-völgy egyik mellékvölgyének hátrálásával a kutatási terület D-i, DK-i peremén völgy képződött. A völgyben fedett karsztosodás ment végbe. Az eltemetődő völgyközi hátacon is karsztosodás kezdődhetett.
- A terület valószínűleg É-ről újabb üledéket kapott, majd lösz képződött. A formák eltemetődtek.



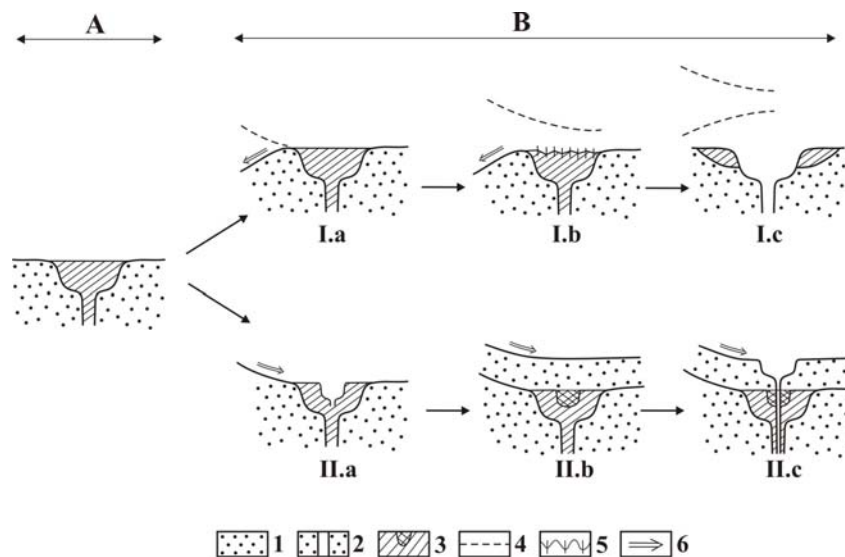
15. ábra: A Tábla-völgyi-dűlő karsztos eseményei

Jelmagyarázat: I. alaprajz, II. keresztmetszet, a. átöröklődéses völgy képződik, b. völgytalpon karsztos forma mélyedés képződik, c. a kialakult formák feltöltődnek és elfedődnek, d. a paleokarsztos mélyedés kürtője felett fedett karsztos mélyedés képződik, e. regressziós völgy alakul ki, ennek talpán fedett karsztos formák jönnek létre, f. a völgytalpon újabb karsztos formák képződnek, a paleokarsztos mélyedés kürtője felett újabb fedett karsztos forma alakul ki, karsztos formák képződnek a völgyközi hátakon is, 1. mészkő, 2. fedőüledék, 3. kürtő-, járatkitöltés, 4. völgyperem, 5. eltemetett völgy pereme, 6. karsztos mélyedés pereme, 7. eltemetett karsztos mélyedés pereme, 8. fedett karsztos mélyedés, 9. kürtő, járat, 10. eróziós meder

Fig 15: Karstification events of the Tábla-völgyi-dűlő

Legend: I. planimetric representation, II. profile, a. epigenetic valley develops, b. karst form develops on the bottom of the valley, c. these karst forms fill in and cover up, d. covered karst form develops over pit of the paleokarst form, e. regression valley develops, on whose bottom covered karst forms develop f. newer karst forms develop on the valley, over the pit of the paleokarst form newer karst form develops, karst forms develop on the interfluvial too, 1. limestone, 2. sedimentary rock, 3. infilling of the pit, and burrow, 4. margin of valley, 5. the margin of cover up valley, 6. the margin of karst form, 7. the margin of cover up karst form, 8. covered karst form, 9. pit, burrow, 10. erosional bed

- A paleokarsztos mélyedés belsejében az ismételten aktivizálódó kürtő felett újabb és újabb fedett karsztos mélyedések képződtek. Az eltemetett völgyközi hátakon újabb helyeken kezdődött karsztosodás. A völgytalpi fedett karsztos mélyedések kitöltődtek, majd eltemetődtek. A völgyből anyag szállítódott el, de a környezetből érkezett is. Ahol az elszállítás került túlsúlyba, a feké felett az üledék kivékonyodás miatt újabb karsztos formák képződtek. A völgytalpon a karsztos formák nagy sűrűségéhez hozzájárulhat az is, hogy a völgybe a környezetéből számottevő vízmennyiség került.
- Napjainkban egyes karsztos mélyedések fosszilizálódnak (I-27), mások újra aktivizálódnak. A völgytalp karsztosodása és a mélységi anyagelszállítás miatt lefolyástalanná válik. E völgyszakasz és környezetében egy kisebb térszínrészlet (I-104 jelű mélyedés) depresszióvá alakul.



16. ábra: Fedett karsztos mélyedések fejlődését befolyásoló felszíni viszonyok

A. fosszilis mélyedés, B. a fosszilis mélyedés fejlődése I. a mélyedés környéke lepusztul, a mélyedés kiemelt helyzetbe kerül, I.b. a mélyedés üledékeit veszíti, I.c. újabb mélyedés kialakulása, miután a fedő kivékonyodik, II.a. a mélyedés környezete feltöltődik, a felszín a mélyedés irányába fog dőlni, ezért elegendő vizet kap ahhoz, hogy járata üledékét veszítse, ezáltal újabb, mélyebb képződik, II.b. a mélyedés és környezete elfedődik, II.c. bár az üledékvastagság nő, az eltemetett mélyedés feletti térszínre elegendő víz érkezik ahhoz, hogy a járat üledékeit veszítse és újabb mélyedés jöhessen létre, 1. fedőüledék, 2. járat, 3. mélyedéskitöltés, 4. eredeti felszín, 5. lecsonkolódott mélyedéskitöltés, 6. üledék áthalmazódása

Fig 16: Characteristics of the surface which influence the development of covered karst forms

Legend: A. fossil karstic form, B. development of fossil karst form, I.a. surrounding of karst form denudes, the place of the karstic form can be higher than its surrounding, I.b. the karst form lost its deposit, I.c. because of thinness of the sedimentary rock newer karst form develops, II.a. surrounding of the karst form accumulates, the surface dips in the direction to itself therefore it can get enough water, that its pit loses its deposit therefore newer karst form can develop II.b. the karst form and its surrounding cover up, II.c. however the sedimentary thickness grows, the quantity of water can be enough that the pit loses its deposit and so newer karst form can develop, 1. sedimentary rock, 2. burrow, 3. infilling of karst form, 4. original surface, 5. infilling of karst form which suffered denudating, 6. the transportation of the sediment

5. Következtetések

- A Tábla-völgyi-dülő területén a karsztosodás a korábban kialakult karsztos formák eltemetődése óta különböző helyeken ismételten végbemegy (posztgenetikus karsztosodás), ill. újabb helyeken kezdődik el (szingenetikus karsztosodás). A fekűn kettő, vagy három karsztosodási fázis különíthető el. A fedőüledékes felszínen a fedett karsztos formák újabb helyeken is létrejöhetnek, vagy a korábbi karsztosodási helyeken ismételten újraképződhetnek (16. ábra). Akkumulálódó térszínrészleteken megújul a karsztosodás, újabb helyeken akkor kezdődik el, ha a fedőüledék vékony (mert e helyen a mészkőfekü magaslatot formál és a felhalmozódás lassú), ill. a vastag fedőüledék számottevő mértékben lepusztul.

- Az említett helyek ismétlődő, ill. kezdődő karsztosodásának fontos feltétele, hogy elegendő vizet kapjanak és az beszivároghasson a fedőbe, ill. a fekűbe. A beszivárgás viszont a környező felszín lejtésviszonyaitól, valamint a kőzetek vízáteresztő képességétől függ. Ennek lehetősége van meg, pl. az I-26 jelű mélyedésnél, ahol a környezetének kis lejtése miatt a felszíni vízelvezetés nagyon kicsi, ill. a fedő vízzáró (a 43 VESZ mérési helynél a csapadékvíz időszakos tavat képez). Ugyancsak számottevő vizet kap az I-22-, I-23-, I-24-, I-25 jelű mélyedéseket hordozó völgytalp is. Hasonlóképpen az I-28 jelű mélyedés is, amely bár nem völgyben alakult ki, de medre környezetének vizeit összegyűjti.

- A nagy mélyedéssűrűség kedvez a depresszió kialakulásának.

IRODALOM

BÁRÁNY I.-JAKUCS L. (1984): Szempontok a karsztok felszínformáinak rendszerezéséhez különös tekintettel a dolinák típusaira – Földr. Ért. 33. p. 259-269.

BODRI GY. (2004): Jelentés a Tábla-völgy Ny-i területén végzett geoelektromos szondázások (VESZ mérések) eredményeiről – Kézirat, Veszprém

BULL, P. A. (1977): Cave boulders chokes and dolina relationships – Proc. 7th. Int. Cong. Speleol. p. 93-96.

CRAMER, H. (1941): Die Systematik der Karstdolinen. - Neues Jb. Miner, Geol. Palaont, 85. p. 293-382.

CVJIČ J. (1893): Das Karstphaenomen Versuch einer morphologischen Monographie. - Geog Abhandl Wien 5. p. 218-329.

JENNINGS, J. N. (1985): Karst Geomorphology – Basil Blackwell, New York 293. p.

THOMAS T. M. (1954): Swallow holes on the Millstone Grit and Carboniferous Limestone of the South Wales Coalfield, - *Geogr. J.* 120, p. 468-75.

TRUDGILL, S. T. (1985): Limestone geomorphology - Longman, New York

VERESS M. (1982): Adatok a Hárskúti-fennsík karsztmorfológiájához. - *Karszt és Barlang* II. f. p. 71-82.

VERESS M. (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja – A Bakony Természettudományi kutatásának eredményei 23., Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc, p. 167

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

VERESS M.-FUTÓ J. (1990): Fedett, paleokarsztos térszíneken végbement lepusztulás kimutatása a Bakony-hegységben - *Földt. Közl.* 120. p. 55-67.

KARSZTOK ÉS BARLANGOK A COOK-SZIGETEKEN

SZENTES GYÖRGY

Alte Frankfurter Str 22 B, D-61118 Bad Vilbel szentesg@aol.com

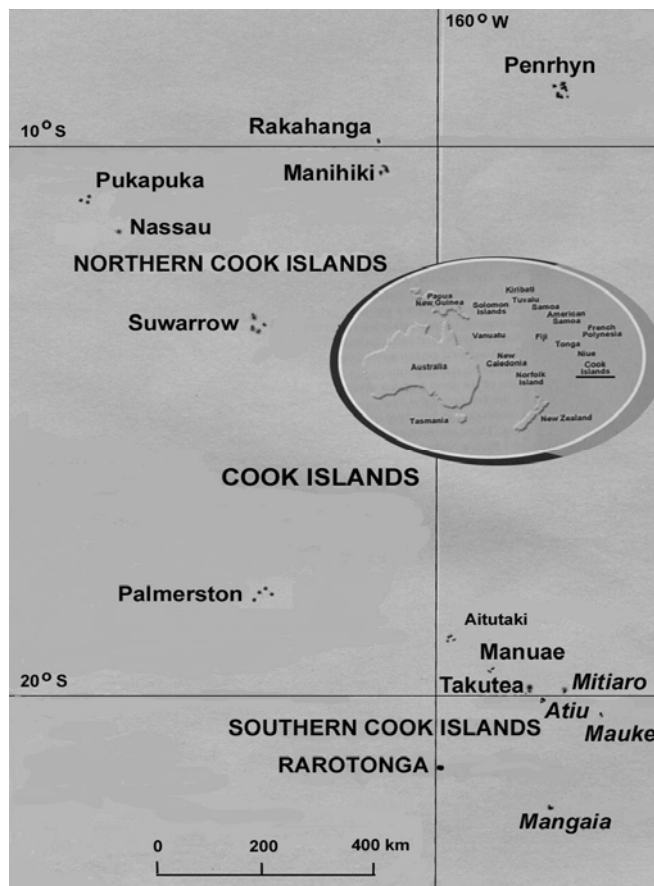
***Abstract:** The Author, during his Cook Island travels, visited and studied karst formations and caves of the region. The 15 islands are divided into a northern and a southern group, separated by 1000 km of empty sea. The origin of the islands is related to Pacific volcanic activity and coral limestone deposition. As a result of their 10 million year long geological history, four of the southern group of islands, the so called "raised islands", have a remarkable topography showing signs of karstification and cave development. The fossilised coral limestone has undergone intense tropical karstification. As a result of tropical limestone solution and the characteristics of the coral limestone, very rugged surfaces have developed. As a consequence of the combined solutional effects of the infiltrating rain water and the tropical vegetation, the plateaus resemble a sponge containing several hundred minor caves and cavities. In some favourable cases, extensive caves with large chambers have formed. The author gives short descriptions of the most important caves of the four islands, based partly on his personal experience, and partly on his search of available literature. He gives a description of one of the longest and most spectacular caves, the Anatakítaki, or the Cave of the Kopekas on Atiu Island. The Kopeka or Atiu swiftlet is a tiny bird, which nests in huge numbers inside the cave. The author has come to the conclusion that the caves of the Cook Islands have been neglected by international cave science.*

Bevezetés

A Cook-szigetek teljes területe 241 km². Ez azonban 2 millió km² tengerfelületen szóródik szét, ami nagyjából Nyugat-Európa területének felel meg. A szigetek az Egyenlítőtől délre, a Dátumvonaltól keletre fekszenek. A 15 sziget egy északi és egy déli csoportra különül el, amelyeket 1000 km nyílt tenger választ el egymástól (1. ábra). Az északi szigetcsoport idősebb, alacsonyfekvésű korallzátonyok sora. Ennek a csoportnak a karszt és a barlangok szempontjából nincs jelentősége.

A déli szigetcsoport keletkezése és karsztosodása

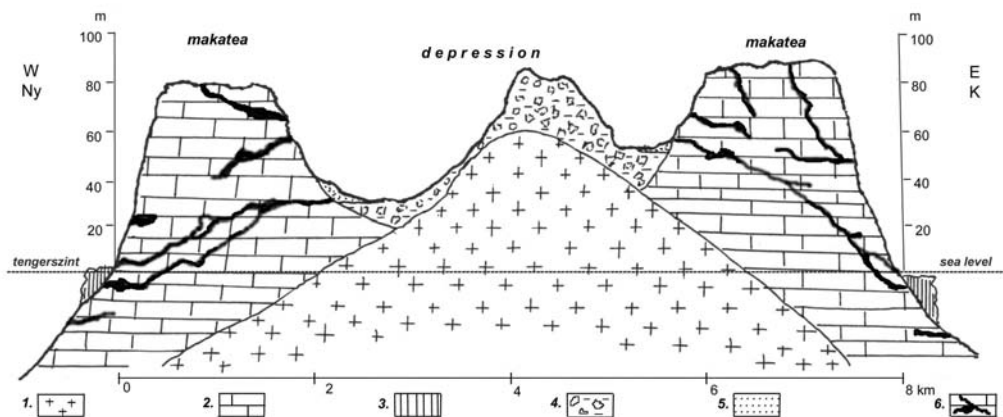
A nagyobb szigetektől álló déli csoport a szigetek területének 90% -át képezi. Ezek közvetlen folytatásai az Ausztrál-szigeteknek és velük együtt a földkéreg egy északkelet - délnyugati csapású törészónája mentén húzódnak. A legnagyobb sziget a 67,2 km² területű Rarotonga, ami egy 650 m tszf magasságot elérő, erősen erodált vulkán. A szomszédos Aitutaki-sziget alacsony dombvidék egy atoll körül. Úgy is nevezik, hogy "majdnem atoll".



1. ábra: A Cook-szigetek földrajzi helyzete. (dőlt betűkkel írva az a négy sziget, ahol karsztosdás fordul elő és barlangok találhatóak)
 Fig. 1.: Location and Map of the Cook Islands (the name of the islands, where karstification and caves occur, are written by kursiv letters)

A déli szigetcsoporthat négy tagja az úgynevezett "kiemelt szigetek" változatos morfológiát mutatnak karsztjelenségek és barlangképződés kíséretében. Ezek a fő szigettől kb. 250 km távolságra fekvő Atiu (26.9 km²)-, Mauke (18.49 km²)-, Mitiaro (22.3 km²)- és Mangaia (51,8 km²)- szigetek. Kialakulásuk kezdete 10 millió évvel ezelőtti földtani múltra tekint vissza, amikor a kiemelkedő vulkáni szigeteket fokozatosan korallzátonyok vették körül. Később ezek a vulkánok lesüllyedtek a pacifikus kéreg süllyedésével egyetemben. Két millió évvel ezelőtt azonban újabb vulkáni tevékenység vette kezdetét. Ekkor keletkezett a fő sziget, a Rarotonga. Ez a vulkáni tevékenység a környező területen a tengerfenék emelkedését okozta, amelynek

következtében az említett négy sziget kiemelkedett. A kiemelkedett korallzátányok korallmészkövé alakultak (1. kép). Ebből épülnek fel a szaggatott partvonalak és alacsony fekvésű fennsíkok. Ezeket még egy külső, fiatal, az utóbbi 100 000 évben alakult korallzátány veszi körül. A mészkőfennsíkok közepén süllyedések mutatkoznak. Ezek központjában emelkedő, termékeny talajjal fedett dombok néhol feltárják a vulkáni formációk maradványait. E süllyedékek igen fontosak a mezőgazdaság és az édesvízellátás szempontjából. A mészkőfennsík és a süllyedék határán egy mocsaras zóna húzódik. Az egész szerkezet tulajdonképpen egy alacsony, széleskarimájú kalaphoz hasonlítható (CAMBELL 1982, 2. ábra).



2. ábra: A Mangaia-sziget földtani szelvénye jellegzetesen ábrázolja a "kiemelt szigetek" szerkezetét
Jelmagyarázat: 1.: vulkáni formáció, 2.: fosszilis korallmészkö, 3.: recens korallzátány, 4.: vulkáni málladék talaj, 5.: mocsári üledék, 6.: barlangok (USGS nyomán)

Fig. 2.: The Geological Section of the Mangaia Island typically represents the structure of the "raised islands"
Legend: 1.: volcanic formation, 2.: fossiliferous coral limestone, 3.: recent coral reef, 4.: volcanic residual soil
5.: swampy soil, 6.: caves (after USGS)

A fosszilis korallmészkö erősen karsztosodott. A klíma nedves és meleg. Az átlagos évi csapadékmennyiség eléri a 4000 mm -t. Decembertől márciusig 2500 mm csapadék hullik és ebben az évszakban az átlaghőmérséklet 29°C (SZENTES 1992). A mészkőfennsíkokat alacsonynövésű, sűrű trópusi bozótdzsungel fedi. A korallmészkö szerkezete és a trópusi mészkőoldódás következtében egy erősen összeszabdalt felszín formálódott (JENNINGS 1971). Ezt nevezik a helyiek "makatea" -nak. A makatea nem más mint 1 -3 m magas, borotvaéles mészkősziklák kusza tömege, melyek között mély, növényzettel fedett repedések húzódnak. Ez a fennsíkon való gyalogást ill. a barlangok megközelítését renkívül nehezé teszi. Legfonosabb felszerelés egy vastag bot, amely a repedések kikapogatására és egyensúlyozásra szolgál.



1. kép: Fossilis korallmésző a "makatea" külső peremén
Photo 1.: Fossil coral limestone, the outer rim of the makatea



2. kép: Az Anatakítaki bejárati beszakadása
Photo 2.: The collapse entrance of the Anatakítaki

A beszivárgó csapadék és a trópusi növényzet együttes oldó hatása következtében a mészkőfennsíkok egy szivacshoz hasonlíthatók. E hatás jelenti a barlangképződés alapját. A szigeteken több száz kis barlang és apró üreg található. Néhol azonban a kedvező földtani és szerkezeti körülmények között kiterjedt, tágas barlangok is keletkeztek. Az utóbbi 15000 évben bekövetkezett gyakori tengerszint-ingadozás következtében némelyik barlangrendszer a vízszint alá került.

A következőkben szeretnék egy rövid leírást adni a négy sziget legfontosabb barlangjairól. E leírás részben a személyes tapasztalataimon, részben pedig a begyűjtött információkon alapul.

Az Atiu - sziget és barlangjai

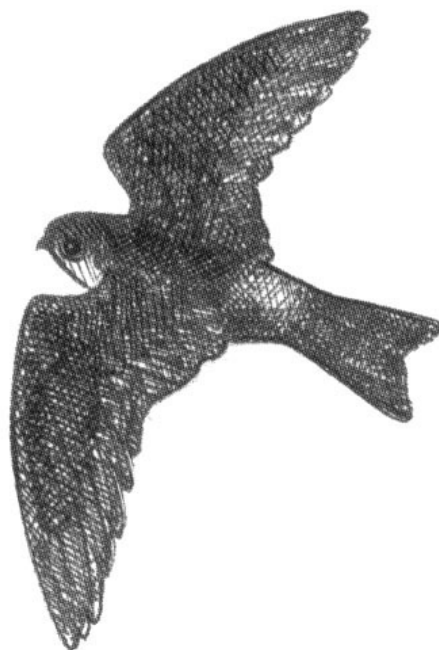
A szigeten lévő 500 lakosú település nem a tengerparton, hanem a sziget közepén, a dús termőtalajú központi süllyedékben fekszik. A süllyedék és a tengerpart között terül el a 20 -50 m tszf. magasságú, sűrű növényzettel fedett mészkőfennsík, a makatea. Határait az úgynevezett külső és belső perem képezi. Ezen belül zajlott le a karsztosodás folyamata és természetesen itt találhatóak a barlangok is.

A négy sziget egyik leghosszabb és leglátványosabb barlangja az Atiu délkeleti részén nyíló Anatakitaki avagy a Kopekák barlangja. A kb. 1 km hosszú oldásos eredetű barlang tágas járatok és nagyméretű termek sorozata. Alján édesvízű tó található. Bejárata egy nagy beszakadás (2. kép). Ezenkívül még több beszakadás nyílik a felszínre, ahol a trópusi növényzet behatol a barlangba. Különösen szép látványt nyújtanak a függő liánok, az ún. "harangkötelek".

A barlang igen gazdagon díszített cseppkőképződményekkel (3, 4. kép), ami tipikus jelensége a trópusi barlangoknak (JAKUCS 1971). A viszonylag vékony és repedezett fedőközet miatt különböző vastagságú gyökerek hatolnak be járatokba. Némelyikük a cseppköveket szétrepesztve jut a barlangba (5. kép).

A helyi nyelv kopekának mondja az itteni barlangokban tömegesen fészkelő atiu szalongánát (*Aerodramus sawtelli*). Az apró madár a sarlósfecskék családjához (Apodidae) tartozik és ezen belül a szalongánák alcsaládjához (Collocalia) (SIBLEY-MONROE 1996). A kopeka csak az Atiu-szigeten él (3. ábra), de számos ehhez az alcsaládhoz tartozó másik faj él és fészkel a trópusi barlangokban Sri Lankától Új-Kaledóniáig. Amikor e madarak felszínre repülnek rovarokra vadászni még senki sem látta őket le szállni. Csak a barlangban pihennek meg. A sötétben folyamatos csicsergő,

kelepelő hangot hallatnak, ami echológációs tájékozódásukhoz szükséges (ABRAHAM 1986).



5 cm

3. ábra: A kopeka rajza
Fig 3.: Drawing of a Kopeka

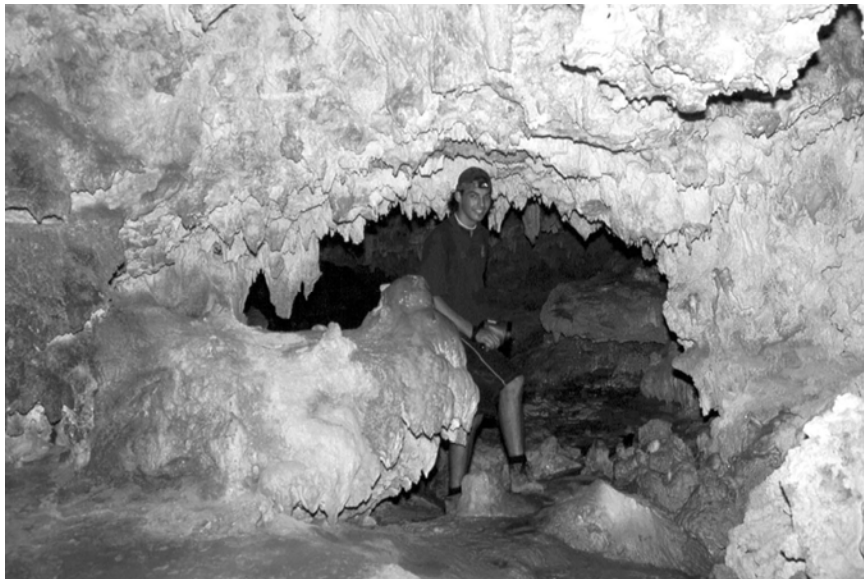
Egy másik nagy barlang a Te Ana O Rakanui (Ana=barlang a helyi nyelven, amely a maori nyelv egy változata). A folyosók labirintusából és nagy termekből álló barlang egykor a Rakanui család otthonához tartozott. Számos helyen nagy beszakadások akadályozzák a folyamatos haladást. Gyakoriak a látványos cseppkőképződmények.

Ez a barlang is, hasonlóan még számos Cook-szigeti barlanghoz temetkezési helyként szolgált. A Rakanui család őseinek maradványai még láthatók a barlangban.

Még látványosabb a Rimarau Temető -barlang. Egy keskeny akna vezet a tágas terembe, ahol emberi csontok százai hevernek (6. kép). A barlang generációk végső nyugvóhelye, számos történet és mese kapcsolódik hozzá a távoli múltból, mikor az élet egészen más volt ezen a vidéken.



3. kép: Az Anatakitaki cseppkövekkel díszített járata
Photo 3.: Nicely decorated passage of the Anatakitaki



4. kép: Az Anatakitaki cseppkövekkel díszített járata
Photo 4.: Nicely decorated passage of the Anatakitaki



5. kép: Némelyik behatoló gyökér a cseppkőképződményeken is keresztültör
Photo 5.: The penetrating roots are breaking the flowstone formation



6. kép: Rimarau Temető-barlang
Photo 6.: Rimarau Burial Cave

A Te Roto-tó is egy nagyszerű látvány. A tó nyugati szélénél egy barlang vezet a makatea alá egészen a tengerig.

A Mauke - sziget és barlangjai

Ez a sziget is, hasonlóan a többiekhez egy kiemelkedett atoll sűrű erdővel borított makateával körülvéve.

Magassága nem haladja meg a 20 m a tszf. , ezért a barlangjai rendszerint egy édesvízi vagy enyhén sós tónál végződnek, ill. további folytatásuk a víz alatt valószínűsíthető.

Legnagyobb barlangja a Motuanga-barlang (100 terem barlangja). A tenger közelében fekvő bejáratától széles folyosó vezet a korallzátony közelébe. A legutolsó teremben hallatszik a hullámok dübörgése. Eddig még senki sem járt a barlang 100 termében, mivel ezek csak a mesében léteznek. Mindössze 8 terem ismert. Ezek közül az utolsó kettő vízalatti, melyeket a könnyűbúvárok találtak meg.

A közelben található még három nagyméretű üreg a Vai Moti, a *Vai* Tukume és a Vai Mau. Földalatti tavaik nagyszerű helyek fürdőzésre. A bejáratok közelében tenyerméretű rákok futkosnak keresztben az ösvényeken.

A legkönnyebben megközelíthető barlang, ami egyben nagyszerű fürdőzőhely is, a 440 lakosú Ngatiarua falu mellett fekvő Vai Tango. A barlang kristálytisztá tavacskája csak látszólag kicsiny, mivel a könnyűbúvárok még további 100 m hosszú és 50 m széles vízalatti szakaszát tárták fel.

A sziget északi részén még további érdekes barlangok találhatóak. Vai Ou egy vízzel kitöltött üregben végződő keskeny akna. Vai Moraro (Kúszó-barlang) egy kisebb termék sorozatából álló rendszer, amely egy enyhén sós vizű tónál végződik. Mint nevéből is kitűnik, a fő járatot egy igen szűk kúszodán keresztül lehet elérni.

Vai Tunamea egy keskeny mély akna apró tavacskával az alján.

A Mitiaro - sziget és barlangjai

Mitiaro egy másik sziget kiemelt korallmészkő fennsíkkal. Központi süllyedéke igen alacsonyan fekszik, kb. csak 1 méterrel a tenger szintje fölött. Ezért a 230 lakosú Mangarei falu a tenger partjára települt. Maga a fennsík is alig emelkedik 10 méterrel a tenger fölé. Ennek következtében a barlangok hamarosan eléri a vízszintet és folytatásuk csak a víz alatt valószínűsíthető.

A falu mellett nyílik a Vai Marere. Ez egy nagyméretű, cseppkövekkel igen szépen díszített terem. Alján elterülő barlangi tavacska más, mint a többiek. Magas kéntartalma miatt vize sötét színű. A frissítően hűvös víz az oldott ásványi sók miatt fürdőzéskor selymes érzést ad a testnek és a hajnak.

A sziget keleti részén fekszik a Vai Nauri. Ez egy nagyméretű barlangterem, alján kristálytiszta tóval. A cseppkövekről závorszerűen hullik alá a víz.

Vai Tamaroa 10 m magas sziklafalakkal körülvett tó a felszínen. A tó mögött feltételezhető egy víz alatt folytatódó barlangrendszer.

A Mangaia - sziget és barlangjai

Mangaia a második legnagyobb Cook-sziget 780 lakossal. Morfológiája hasonlít az Atiu-szigetéhez, de lényegesen látványosabb. A makatea hirtelen emelkedik ki a partvonalától és függőleges falként szakad le a belső süllyedéknél (2. ábra). Ennél a belső falnál elnyelődik a süllyedék vize és kis forrásokban jelenik meg a tengerpart mentén. Nagyobb esőzések után a források vize vörösre festődik a sziget talajától és vizük széles sávokban áramlik a makateától a tengerbe.

A mézsköplató számos kisebb barlangot rejt. A legnagyobb és leglátványosabb a *Rua Rere*. Ez egy ősi temetkezési hely, amit a helyi lakosok 1930-ban újra felfedeztek. Egy nagy szakadékbejárat vezet a barlangba. A szakadék aljáig benyúló faágak borítják az üreget. Ezután egy keskeny bejáratot következik számos a felszínre nyíló felszakadással. A nyílásokon keresztül fagyökerek tekerednek egészen a járat fenekéig. A keskeny, sáros bejárat szakasz után a barlang sokkal zártabb lesz. A fő járat egy hosszú, keskeny és magas hasadékot követ. Csillogó fehér cseppkőképződmények díszítik ezt a barlangrészt. A járatban mindenféle emberi csontvázak hevernek.

Összegzés

Egy átfogó irodalom tanulmány és internet keresés után rájöttem, hogy a Cook-szigetek barlangjait a nemzetközi barlangkutatók elhanyagolta. Pl. nem szerepelnek a Cook-szigetek a "*Great Caves of the World*", a világ barlangjait összefoglaló munkában. Számos, a szigeteken megjelenő almanach és feljegyzés ír a barlangoról elsősorban a történelem (*HOLLYWOOD* 2000) és a legendák szempontjából (*WILLIAM* 1840). A "*Lonely Planet*" könyvsorozat "*Rarotonga & the Cook Islands*" kötete említi a barlangokat és rövid leírást is ad némelyikről (*HUNT-KELLER* 2003). A barlangtulajdonos csa-

ládok a fő szigeten, Rarotongán prospektusokat terjesztenek. Ezekben a fürdést megunó turistáknak és a könnyűbúvároknak barlangi kalandot ajánlanak fel. Ez az oka, hogy a barlangok némelyik könnyen elérhető vízalatti szakaszát amatőr könnyűbúvárok tárták fel.

Az egyik vízalatti barlangot ausztrál barlangi búvárok is kutatták (*LIPYEAT-WRIGHT* 2004).

A barlangok a terület tulajdonosai birtokában vannak. Látogatásukhoz az engedélyükre van szükség. Ez azonban nem probléma, mert a tulajdonos családok igen barátságosak és segítőkészek. Néhány dollárért (A hivatalos fizetőeszköz a Cook-szigeteken az új-zélandi dollár.) a család egyik tagja végigvezet a barlangon és a környéket is megmutatja.

IRODALOM

- ABRAHAM, R.* (1986.): Birds of the Cook Islands - Rarotonga, p 12 - 13.
- CAMBELL, I. B.* (1982): Soils of Atiu, Cook Islands - New Zealand Soil Survey, Report 54., p 2 - 37.
- HOLLYWOOD, M.* (2000): Papa Mike's Cook Island Handbook - Rarotonga, p 37 - 55.
- HUNT, E. - KELLER, N.* (2003): Rarotonga & the Cook Islands - Lonely Planet, London, p 115 - 125.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája - Akadémiai Kiadó, Budapest 1971., p 143 - 151.
- JENNINGS, J. N.* (1971): Karst - The M.I.T. Press, London, p 174 - 194.
- LIPYEAT, M - WRIGHT, L.* (2004): Delving Deeper, Half a Century of Cave Discovery in New Zealand - Hazard Press Publishers, Christchurch, p 295 - 299.
- SIBLEY-MONROE* (1996): World Bird Database - American Ornithologist Union, p. 215 - 216.
- SZENTES, G.* (1992): Tropical Karst and Caves in the Central Cordillera, Colombia - Höhlenforschergruppe Rhein - Main, p 15.
- WILLIAM, J.* (1840): A Narrative of Missionary Enterprises in the South Sea Islands, London, p 27 -37.

A PISZNICEI – ZSOMBOLY ÜLEDÉKKITÖLTÉSÉNEK ELEMZÉSE EREDETVIZSGÁLAT ÉS TERMÁLIS HATÁSOK CÉLJÁBÓL

FARKAS ROMÁN¹ – JÓZSA SÁNDOR²

¹Gerecse Barlangkutató és Természetvédő Egyesület 2800 Tatabánya Gaál
ltp. 405/a. romanka.caver@Freemail.hu

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közettani és Geokémiai Tanszék 1117
Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c. sandor.jozsa@geology.elte.hu

Abstract: Members of the Gerecse Speleologist and Conservationist Group made their way into the Pisznicai-zsomboly by breaking through the bottom of a 6 meter deep depression. Due to the steady exploratory work in the last 20 years, the cave now has a monumental 26 meter deep vertical shaft and a side tunnel. Based on the similar morphology and concretions, and the closeness to the Pisznice-cave, Szeglet-cave, and Határ-cave, which are all budai-type thermalkarst caves; several researchers assumed that thermal water activity also could have taken place here (TAKÁCSNÉ BOLNER, 1994). The aim of our study is to support this hypothesis by finding concrete evidence by the instrumental analysis of sedimentary deposits. When analysing the deposits, especially their heavy mineral content, we also tried to appoint the area where the sediment came from, and tried to trace its way back to its origin.

1. Bevezetés

A Gerecse hegység központi részén található Nagy-Pisznice DNy-i oldalában régóta ismert a hévizes eredetű, sajátosan budai jellegű karsztosodással létrejött Pisznice-barlang. A Nagy-Pisznice-hegy ÉK-i oldalán a Gerecse Barlangkutató Egyesület 1985-ben megbontott egy 6,5 méter mély beszakadást. Ebből lett 20 év alatt a jelenleg 26 méter mélyen feltárt Pisznicai-zsomboly. Az akna 21. méterénél egy rövid oldalág található, amely a Pisznice-barlang irányába mutat, és vízszintes kiterjedésű. Oldalfalain és főtéjén erősen lepusztult gömbüstös oldásformák láthatók, valamint feltételezhetően légteres eredetű, közönséges borsókövek, mint hévizes tevékenységre utaló jelek. Az akna és az oldalág találkozásánál egy nagy cseppkőlefolyás is van.

A Pisznice-barlanghoz való közelség, ill. a fentebb említett megfigyelések arra engednek következtetni, hogy a zsombolyban valaha lehetett meleg karsztvíz is. Ezt az álláspontot tovább erősítette, hogy a 2004. évi kutatótáboron a cseppkőlefolyás alól fehér, agyagos üledék került elő. Színe, megjelenése alapján az illit-félékhez tartozó agyagásványokat tartalmazhat, amelyek TAKÁCSNÉ BOLNER által 1994-ben közzétett, hévizes barlangképződés feltételei alapján szintén jelezhet hévizes keletkezést.

A cseppkölefollyás alól további két üledékréteget is megmintáztunk. A legalsó rétegben nagymennyiségű muszkovit van. *DEÁK* (2004) szerint a dachsteini mészkő oldási maradéka tartalmaz muszkovitot, de ez még nem indokolja azt a mennyiséget, amelyet ebben az üledékrétegben találtunk (közel 50%). Az üledék származására nehézasványok vizsgálatával próbáltunk fényt deríteni.

2. A terület rövid leírása

Területünk a Dunántúli-középhegység része, északon a Duna, nyugaton a Tata-Bicskei-árok, délen a Nyakas-tető szarmata korú mészkőből álló vonulata, ill. a Zsámbéki-medence, keleten a Dorogi-medence határolja. A központi részén elhelyezkedő Nagy-Pisznice 545 méter magas, a legközelebbi édesvízi mészkő előfordulás a vékonycseri negyedidőszaki travertínó (*SHEUER-SCHWEITZER* 1988). A terület legidősebb kőzete a felső-triász Dachsteini Mészkő. Ez a kőzet foglalja magába az említett barlangokat is. A Nagy-Pisznicén megtaláljuk a jura Pisznicei Mészkő Formáció vörös rétegeit is. A kréta felső részében 400 méter vastagságban képződött a Lábatlani Homokkő Formáció.

A kainozoos üledékképződés az eocénben kezdődött, ez a tatabányai és a dorogi kőszételepeket eredményezte. A központi részen, a Pusztamaróti-medencében csak lepusztulási árnyékban maradtak fenn ilyen korú transzgressziós üledékek (*SÁSDI* 2004). Az oligocén homokkő kiemelt karsztrögök tetején is előfordul kisebb foltokban (Kis-Pisznice).

Miocén üledékek a Nagy-Pisznice környékén nincsenek, csak délebbre, a Zsámbéki-medencében fordulnak elő. A plio-pleisztocén folyóvízi kavicsok a hegység északi peremén fordulnak elő. Ezek magassága 220-250 és 290-350 méter (*SZÁDECZKY-KARDOSS* 1939). A szerző ennél a szintnél 40-70 és 110-150 méterrel magasabban fekvő, prelaabergi szintnek nevezett teraszokat említ, melyeket az Ős-Duna kavicssteraszainak tart. A dolgozatban *SZÁDECZKY-KARDOSS* feltételezi, hogy az Ős-Duna korai pontos elterjedése és útja még ismeretlen számunkra.

A Gerecsében a plio-pleisztocénben jelentős tektonikai mozgások voltak, és ezek emelhették ki a pisznicei barlangokat (*LÁNG*, 1955) jelenlegi helyzetükbe. Ez alapján úgy gondoljuk, hogy a Pisznicei-zsomboly vizsgált üledéke származhat az Ős-Duna Alpokból szállított metamorf kavicsanyagából.

3. A minták leírása

A Pisznicei-zsombolyból három darab mintát gyűjtöttünk, három különböző rétegből. A legalsó réteg üledéke porszerű, durvaszemcsés, barna színű közet. Szabad szemmel is jól látszódnak benne a nagy méretű csillámszemcsék. A csillámok szegélye mállott.

A középső réteg szürke színű, szárazon is szívósan egybeálló, kemény üledék. Törése kagylós, tapintásra ragadós, agyagszerű. Szabad szemmel nem, de mikroszkópban csillámok is láthatók benne. Mennyiségük nagyságrendekkel kisebb, mint a barna üledékben. Érdekesség, hogy ebben a mintában a csillámok csak az anyag felületén találhatóak.

A legfelső, fehér színű üledék kemény, összeálló, de felülete kézzel morzsolható. Keskeny csíkokban barnás-vörös elszíneződést figyeltünk meg. Ásványok sem szabad szemmel, sem mikroszkópban nem láthatók. Mikroszkópban felülete bolyhos.

4. A mintákon elvégzett vizsgálatok

A barna színű minta szemcseméret-eloszlását nedves szitálással határoztuk meg. A szitálás során az anyagvesztésünk 0,6%, 1072,7g mintánál. A szitasorrend: >0,500; 0,500-0,250; 0,250-0,125; 0,125-0,063; <0,063 mm, a szemcseméret-eloszlást az *I. táblázat* mutatja. Ennek alapján az üledék pontos elnevezése aleuritos-középhemokos-agyag. A röntgen pordiffrakciós és a differenciál termoanalízis átlagmintán, a nehézásvány leválasztás a 0,250-0,125 mm-es mérettartományban történt.

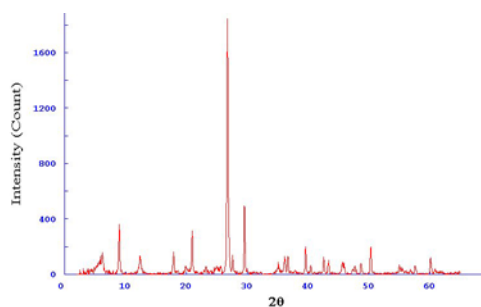
*I. táblázat
Table 1.*

*A barna minta szemcseeloszlása
Grain size frequency distribution of the brown coloured sample*

szita(mm)	mennyiség(g)	mennyiség(%)
>0,500	17,9	1,6
0,500-0,250	26,6	2,4
0,250-0,125	242,8	22,6
0,125-0,063	209,1	19,4
<0,063	576,3	53,4
Összes	1072,7	99,4

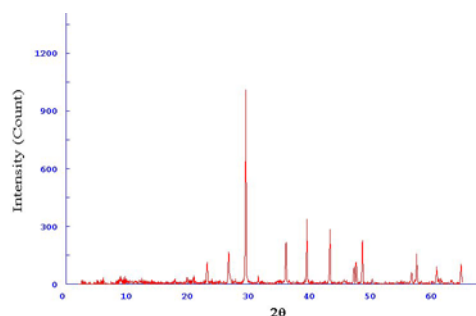
A vizsgálatok az ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai és az Ásványtan Tanszékeken történtek. Mindhárom mintáról röntgen pordiffrakciós felvétel készült ásványhatározás céljából. (*1. 2. 3. ábra*). A röntgenvizsgálat eredményességének ellenőrzése céljából a szürke és fehér színű mintákról

termikus felvételek is készültek (4. 5. ábra). A két kitüntetett mintát, a barna és a fehér mintát további vizsgálatnak vetettük alá.



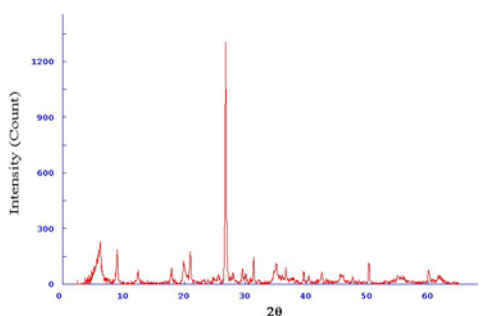
1. ábra: A barna színű minta röntgen porrdiffrakciós képe

Fig. 2. Powder x-ray diffraction of the brown coloured sample



2. ábra: A fehér színű minta röntgen porrdiffrakciós képe

Fig 2. Powder x-ray diffraction of the white coloured sample

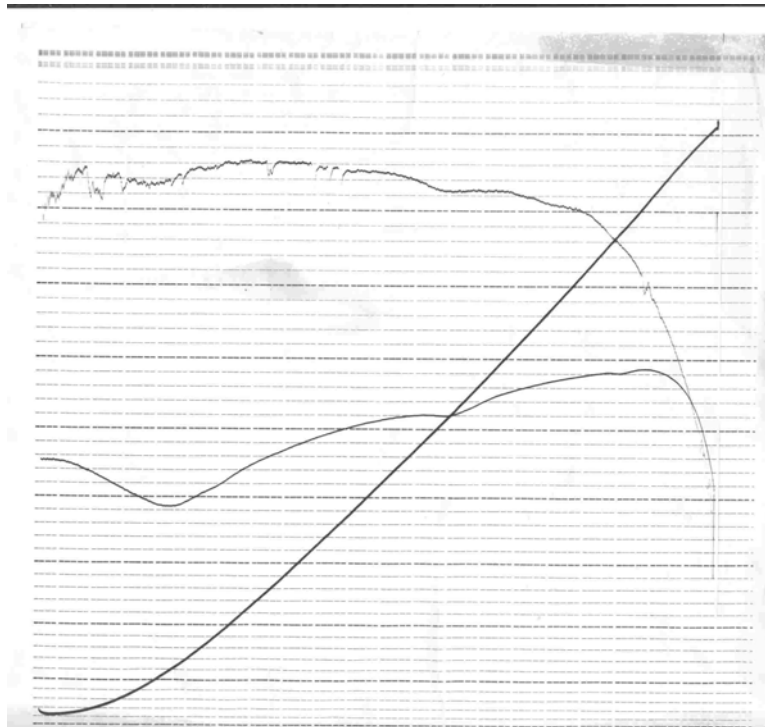


3. ábra: A szürke színű minta röntgen porrdiffrakciós képe

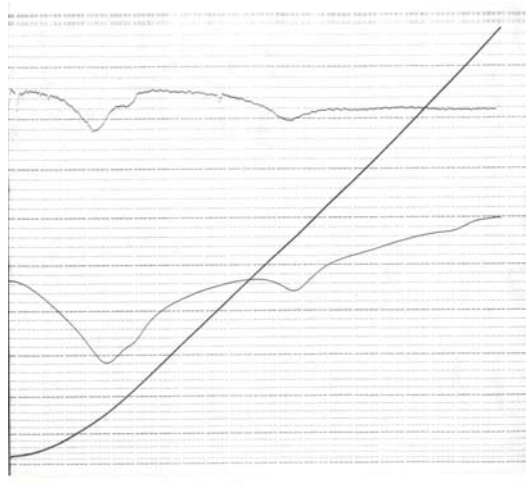
Fig. 3. Powder x-ray diffraction of the grey coloured sample

A termikus elemzés műszerhiba miatt rossz minőségű görbét adott, így ebből következtetéseket nem vontunk le, a korábban kapott adatokat viszont alátámasztotta. Eszerint a barna színű minta muszkovitot, montmorillonitot, kvarcot, kalcitot; a szürke minta montmorillonitot, muszkovitot, kvarcot; a fehér minta kvarcot, illitet és kalcitot tartalmaz.

A röntgen porrdiffrakciós felvételen a szürke és a fehér mintánál $12,42^\circ$ 2θ szögnél határozott csúcs jelenik meg, a felvétel értékelésénél viszont nem találtunk hozzá ásványfázist. Ennél a 2θ értéknél a kloritnak és a szmektitnek jelenik meg csúcsa, de ezen ásványok további csúcsait nem sikerült egyértelműen megtalálnunk. Ezen kívül természetesen a kettő arányát sem sikerült meghatározni, csak jelenlétüket valószínűsíteni.



4. ábra: A fehér színű mintát DTG ábrája
Fig. 4. Differential thermogravimeter image of the white coloured sample



5. ábra a szürke színű minta DTG ábrája
Fig 5. Differential thermogravimeter of the grey coloured sample

4.1. Nehézásvány vizsgálat

A sok érdekességet rejtő barna színű minta 0,125-0,250 mm-es részlegének nehézásványait bromoformmal választottuk le az üledékből, és binokuláris mikroszkópban 32x-es nagyítással határoztuk meg (I. 2. kép). Az ásványoknak többnyire ép, jól határozható kristályai voltak (II. táblázat).



*1. kép: A barna színű minta nehézásványtartalma
Picture 1. Heavy mineral content of the brown coloured sample*

A nehézásványok vizsgálatának kezdetekor több elképzelhető megoldást is figyelembe vettünk, és ezek módszeres kizárásával próbáltuk szűkíteni a kört. A lehetséges megoldások a következők. Mivel *LÁNG* (1955) a plio-pleisztocén folyamán nagyméretű tektonikai mozgásokat említ, és *SZÁDECZKY-KARDOSS* (1939) feltételezni, hogy az Ős-Duna ma ismert kavicssteraszainál magasabb helyzetű, mára lepusztult teraszokat is létrehozhatott, és a Központi-Gerecsében nyomokban ismeretlen eredetű kavicsdarabok fordulnak elő, feltételeztük, hogy egy ilyen kavicssterasz anyaga be mosódhatott a barlangba. További lehetséges megoldásként egy bürzsönyi-

visegrádi andezites tufaszórást is feltételeztünk, mivel néhány kimutatott ásvány (pl. epidot, apatit, hematit) előfordul az említett andezitekben (SZAKÁLL-GATTER, 1993; KOCH-SZTRÓKAY, 1967; KUBOVICS, 1993). Harmadik vizsgált megoldásként a Gerecse északi peremén található lábatlani homokkő, illetve neptuni teléreként és törmelékként a Vöröshidiekőfejtőben nyomokban előforduló oligocén homokkő áthalmozódását feltételeztük.



2. kép: A barna minta nehézásványtartalma
Picture 2. Heavy mineral content of the brown coloured sample

A második táblázatban felsorolt ásványok nagy része jellegzetesen alpi metamorfitekhoz köthető (SZAKÁLL-GATTER, 1993; KOCH-SZTRÓKAY, 1967; KUBOVICS, 1993). Az Alpok keleti részén elhelyezkedő, a Soproni, Óbrennbergi csillámpalák az Ós-Duna által áthalmozódhattak. A megoldással két alapvető probléma van, amit nem tudunk kiküszöbölni. Az első, legkomolyabb probléma az ásványszemcsék alakja.

Ilyen, meglehetősen hosszú szállítás után az ásványszemcsék felülete kissé oldódhat és lekerekítődnek. A mintában talált nehézásványok esetében a kristályok oszloposak, sajtalakúak, szögletesek voltak, mindez a hosz-

szabb dunai szállítás ellen szól. Az előbbi megfontolások alapján a dunakavics lehetőségét elvetettük.

II. táblázat
Table II.

*A barna minta nehézasvány tartalma, ásványok alakjának leírása
Heavy mineral content of the brown coloured sample, description of mineral forms*

ásvány neve	szemcsék rövid leírása
Spinell, magnetit, limonit	összetapadt oktaéderek halmaza; limonitcseppek
epidot	zömök, oszlopos v. töredék; középzöld
muszkovit	finomszemcsés anyag része v. önálló ásvány
gránát	narancsszínű
turmalin (sörl)	zömök, oszlopos, sajátalakú, prizmalapok jól látszanak; vörösbarna
apatit	zömök hasáb, kristálylapok látszanak; világos szín; esetenként enyhén gömbölyített
tremolit	vékony tűs, kevés; fehér; harántelválás látszik
kianit	zömök oszlop; háromirányú hasadás látszik
meghatározatlan	sok apró, opak zárvány; szürkésfehér; átlátszó
biotit	sötétbarna lemezke
klorit	összetett szemcse; kissé darabos
aktinolit	rovátkolt felszínű oszloptöredék; olajzöld
gránát	rózsaszín, rombdodekaéderes; matt, opálos
rutil	félbetört oszlop; mély barnászörös
hematit	összetett, mélyvörös; hematitosodott magnetit
kloritoid	ibolyáskék lemez

A Börzsöny és a Visegrádi-hegység főleg andezites magmatizmusa is jó eredményeket sejtetett. A kőzetek hólyagüregeiben epidot, hematit fordul elő (SZAKÁLL-GATTER, 1993). Az intermedier magmás folyamatok során nem ritka esemény egy-egy tufaszórás, a vulkáni por pedig a szelek szárnyán nagy távolságokra juthat el. A megoldást két tény miatt kellett véglegesen elvetnünk. A legerdőtöbb, hogy ezek a magmás folyamatok 14 millió évvel ezelőtt, a késő-miocénben teljesen leálltak, véget értek. Ugyan feltételezzük, hogy a pisznicei termálkarsztok meglehetősen idősek, a pleisztocénre már kialakultak, a miocénben még semmi esetre sem léteztek. Mivel a tufaszórás anyaga a hegységben még az édesvizi mészkő alatt sem

található (SÁSDI, 2004), nem valószínű a tufa ásványainak barlangba való bemosódása.

A Gerecse berriasi törmelékes összletei közé tartozó kőzetek a Lábatlani Homokkő Formáció, a Köszörűkőbányai Konglomerátum Formáció, a Neszmélyi Formáció (ÁRGYELÁN, 1995) és a Vértessomlói Aleurolit Formáció (VASKÓ-DÁVID, 1991). Ebből mára már bebizonyosodott, hogy a Lábatlani Homokkő Formáció és a Neszmélyi Formáció ugyanaz a képződmény (ÁRGYELÁN, 1995). Ezen képződmények nehézásvány tartalmát CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN (1994) vizsgálta. Munkájukkal összehasonlítva a mintánk nehézásvány tartalmát, szinte tökéletes egyezést kaptunk eredményül.

5. Termális vizek hatásának vizsgálata

A Nagy-Pisznice barlangjai bizonyítottan felszálló termálvizek hatására jöttek létre a freatikus zónában. Ezt morfológiai, geokémiai, földtani-üledékföldtani jellemzőik is, valamint a közeli édesvízi mészkövek előfordulásai (SCHEUER-SCHWEITZER, 1988) is jól alátámasztja. A pisznicei barlangok üledékkitöltéséről már történt átfogó műszeres vizsgálat (SZABLYÁR, 1990), illetve geológiai és morfológiai vizsgálatok azon okból, hogy indokolt-e a barlangok termálkarsztos eredetének feltételezése (TAKÁCSNÉ BOLNER, 1994). Viszont a zombollyal (akkori kis méretei miatt) egyik szerző sem foglalkozott érdemben.

A zomboly közelsége ezekhez a barlangokhoz felveti a kérdést, hogy valóban zombollyal, mint barlanggenetikai fogalommal találjuk szembe magunkat, vagy egy bonyolultabb fejlődéstörténetű, függőleges szelvényű barlanggal. TAKÁCSNÉ BOLNER 1994-ben ismertette magyarul a Dubljanszkij által megfogalmazott ismérveket, amelyek alapján eldönthető, hogy a barlangban volt-e termálkarsztos hatás. Azt viszont egyik szerző sem említi, hogy hány ismérvnek kell egyszerre teljesülnie ahhoz, hogy a kérdés eldönthető legyen. Jelen tanulmányban TAKÁCSNÉ BOLNER (1994) szerkezetét követve módszeresen végigvettük ezeket az ismérveket, és megvizsgáltuk, hogy a Pisznice-zombolyban ezekből mennyi teljesül.

a. Az alacsony hőmérsékletű karsztok kialakulásának feltételeit jelentő szárazulati periódust jelző rétegtani diszkordanciafelületekkel való kapcsolat hiánya. A barlang a helyenként több mint 2000 m vastagságot meghaladó dachsteini mészkőben alakult ki, aminek finomrétegtani feldolgozása még nem történt meg. Mivel a hévizes barlangok általában forrásrégióban található, ezért diszkordanciafelületnek a felszín tekinthető, a zomboly aknája

viszont nem mutat hévizes jegyeket. Az akna feltételezésünk szerint utólag alakult ki, vadózus vizek hatására. Ez a feltétel nem teljesül.

b. A felszíni befolyó vizekkel és a korabeli erózióbázis szintjével való kapcsolat hiánya. Ez a kritérium véleményünk szerint nem elég kidolgozott. Ez csak a patakos barlang és a hévizes barlang esetére használható, ugyanis zombolyok esetében nincs felszíni vízfolyás a barlang felé, mégis a vadózus vizek hozzák létre a barlangokat. Ezen okból ezt a feltételt nem vettük figyelembe.

c. Platformokon belüli hirdotermás karsztok bizonyos réteghez, rétegcsoporthoz való kötődés hiánya. Mivel a barlang dachsteini mészkőben alakult ki, aminek finomrétegtani feldolgozása nem történt meg, ezért ez a kritérium nem vizsgálható. Az oldalág kialakulása viszont esetleg köthető szerkezeti elemhez, de ezt nem vizsgáltuk. Ez a kritérium részlegesen teljesülhet.

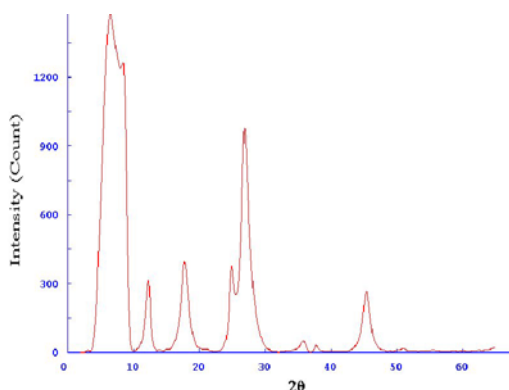
d. A barlangokhoz a felszálló áramlások nemgravitációs hidrodinamikáját tükröző formakincs. A barlang oldalágában felfedezhetőek olyan oldalfal- és főfefelületek, melyek lehettek oldásformák, gömbfülkék, de mára mindenképp jelentős mértékben degradálódtak. Ezt a feltételt teljesültnek tekintettük.

e. Freatikus jelleg dominanciája a barlangok makro-, mezo-, és mikroformáiban. Jelen tanulmányunk csak a makroformákkal foglalkozik. Az előző kritériumban leírtak alapján teljesül ez az ismérv is.

f. A barlang morfológiájának változatlan jellege a karbonátos kőzetek litológiai változatai közötti átmeneteknél. A tágyalt barlang egyféle kőzetben, a Dachsteini Mészkőben jött létre, aminek finomrétegtani feldolgozása nincs, így ez a kritérium nem vizsgálható.

g. Hidrotermás ásványok jelenléte. A barlang oldalágában, védett, rejtett zugokban kis mennyiségben visszaoldott, töredezett borsókő és kalcitszivacs fordul elő. A borsókővek fajtája kérdéses, feltételezésünk szerint (morfológia és elhelyezkedés alapján) légteres eredetű, meleg párából kivált képződmény. Ezek alapján a kritérium ugyan teljesül, de a borsókővek jelenléte nem indikál hévizes eredetet, ezek a kiválások keletkezettek beszivárgó vizekből is. Pontos ásványtani vizsgálatok dönthetik el ezen ismérv teljesülését. Izolált előfordulásuk, kis mennyiségük nem szolgáltat elegendő bizonyítékot, hogy szabad szemmel való megfigyelés után következtetéseket vonhassunk le.

h. A barlangi üledékek genetikai osztályainak szűk köre. A barlang fehér színű üledékéből elválasztottuk a 2 mikrométer alatti agyagtartalmat, és röntgen pordiffrakcióval vizsgáltuk (6. ábra). A minta illit-halloysitos összetételű, emellett nagymennyiségű kloritot is tartalmaz. A vizsgálat alapján a kritériumot teljesültnek minősítettük.



6. ábra: A fehér színű mintaagyagszeparátumának röntgen porrdiffrakciós képe
 Fig 6. Powder x-ray diffraction of the clayseparatum of the white coloured sample

Reziduális és omlásos üledékek ugyan a barlangban nagy mennyiségben vannak, de ezek csak az akna aljában fordulnak elő, eredetük magyarázható az akna felszínre nyílásával. Az akna képződése pedig független volt a hévizes hatástól, utólag keletkezett vadózus vizek hatására, ugyanis az aknában hévizes tevékenységre utaló morfológiai jegyek (gömbfülke, gömbüst), hévízhez köthető kiválás nem figyelhető meg. Viszont az akna falán több helyen falikarrok fordulnak elő, melyeket a beszivárgó csapadékvíz oldott ki. A vizsgált mintát nem az aknából, hanem az oldalágból egy cseppkölefolyás alól gyűjtöttük.

i. Oldódási kollapsz (beszakadásos) breccsák, hidrotermális robbanáshoz kötődő breccsák jelenléte. Ezen ismerv még *TAKÁCSNÉ BOLNER* (1994) szerint is kidolgozatlan, még a bizonyítottan hévizes eredetű Sátorkőpusztai-barlangban sem ismeretesek. Bizonyítottan csak a típuslelőhelyen, a lengyelországi Olkusbánya hidrotermás ércesedésével kapcsolatosan került leírásra (*TAKÁCSNÉ BOLNER*, 1994). Ezek alapján ezt a kritériumot nem vettük figyelembe.

j. Magas oldottanyag-tartalmú meleg vizek jelenléte a barlangban. A Pisznicei-zsombolyban nincs ilyen víz. Ez a feltétel nem teljesül.

k. A karsztosodással egyidejű alapkőzet átalakulás és geokémiai zonáció jelenléte. A barlang falain omlások nyomai fedezhetők fel, ezért az eredeti barlangfalak ma már a legtöbb helyen nem vizsgálhatóak. Ahol feltételezhető az eredeti falfelület, ott ásványkiválás van, vagy nincs kőzetátalakulás. Az üledékben lévő törmelékeken sem fedezhető fel kőzetátalakulás és geokémiai zonációra utaló nyomok. A törmelékekről nem dönthető el egyértel-

műen, hogy felszínről behullott, vagy barlangon belüli áthalmozás. Ez a kritérium nem teljesül.

6. Eredmények

A nehézasványok elemzése alapján megállapítható, hogy az általunk vizsgált üledék nagy része a berriasi-kora-albai korszakban képződött törmelékes összletek áthalmozásának eredménye. Kisebb mennyiségben az oligocén homokkő is behordódott a Pisznicsei-zsombolyba. A lábatlani homokkőben kimutatott ásványok közül a mi mintánkból hiányzott a cirkon, zoizit, ortopiroxén. Mivel *CSÁSZÁR* és *ÁRGYELÁN* (1994) a 0,063-0,250 mm-es szemcseméret-tartományt tanulmányozta, mi pedig csak a 0,125-0,250 mm-est, további vizsgálatokkal ez a kérdés is tisztázódhat.

A felsorolt képződményeket *ÁRGYELÁN* (1995) nehézasvány eloszlásuk alapján az alsó-kréta korú alpi Rossfeldi Formációval párhuzamosította (*DECKER* et al., 1987), ami a Tethys-Vardar ofiolitos komplexum obdukált összletének lepusztulásából származik. Ezt a törmelékes Cr-spinell jelenléte bizonyítja, amit ki is mutattak. A mintánkban szintén nagy mennyiségben fordulnak elő fekete színű oktaérederes ásványok, melyenek szilánkjai polarizációs mikroszkópban kissé áttetszőnek és sötétbarnának mutatkoztak. Ebből következően az oktaéderek spinellek, és lehetnek akár magas Cr-tartalmúak, de geokémiai vizsgálatuk nem történt meg.

Vizsgálataink alapján a zsombolyban talált üledék nehézasványai a Tethys-Vardar-óceán aljzatából, obdukcióval és többszöri áthalmozással kerültek a barlangba.

A termális hatás vizsgálatánál *TAKÁCSNÉ BOLNER* (1994) nem foglal állást afelől, hogy hány kritériumnak kell teljesülnie, ezért úgy gondoltuk, ha a teljesültek száma meghaladja a nem teljesültekét, akkor az eredmény pozitív, vagyis volt termális hatás. Összességében megállapítható, hogy a tárgyalt barlang esetében (két kritériumot levonva), több teljesül, mint amennyi nem teljesül, így véleményünk szerint a Pisznicsei-zsomboly fejlődéstörténetében szerepet játszott egy rövid ideig tartó termálkarsztos folyamat is.

IRODALOM

B. ÁRGYELÁN GIZELLA – CSÁSZÁR GÉZA (1994): Stratigraphical and micromineralogical investigation of Lower Cretaceous sediments in Gerecse Mts. (Hungary). – Cretaceus Research 15, p 417-433.

- B. ÁRGYELÁN GIZELLA (1995):* A gerecei kréta törmelékes képződmények petrográfiai és petrológiai vizsgálata. – Általános Földtani Szemle 27, p. 59-83.
- DEÁK ISTVÁN (2004):* A Csévi – szirtek barlangjainak geológiai viszonyai.- Szakdolgozat, ELTE, Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, Kézirat.
- KOCH SÁNDOR – SZTRÓKAY KÁLMÁN IMRE (1967):* Ásványtan II. – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest. p 731-749., 758-763.
- KUBOVICS IMRE (1993):* Kőzetmikroszkópia II. – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest.
- LÁNG SÁNDOR (1956):* A Központi Gerecse geomorfológiája. – Földrajzi Értesítő (5) 3. p. 265-280.
- SÁSDI LÁSZLÓ (2004):* A Gerecse karsztjának földtani fejlődéstörténete. – Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. p. 215-221.
- SCHEUER GYULA-SCHWEITZER FERENC (1988):* A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – Földrajzi Tanulmányok 20. Akadémia Kiadó, Budapest. p. 129.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR (1939):* A Gerecse hegység magasterraszaíró. – Földtani Közlöny. 1939, LXIX. k. 10-12. p. 279-288.
- SZABLYÁR PÉTER (1990):* Adatok a Gerecse hegység barlangjainak kitöltési viszonyaihoz. – Karszt és Barlang, 1990, II. p. 101-104.
- SZAKÁLL SÁNDOR – GATTER ISTVÁN (1993):* Magyarországi Ásványfajok. – Fair System kft, Miskolc. p. 67-68.
- TAKÁCSNÉ BOLNER KATALIN (1994):* Geológiai és morfológiai megfigyelések a Gerecse termálkarsztos barlangjaiban - LIMES Komárom-Esztergom-megyei Tudományos Szemle. 1994/2. különszám. p. 63-80.
- VASKÓ-DÁVID, K (1991):* Studies On chromite and their implications in the Lower and Middle Cretaceous of the Tatabánya basin and Vértes Foreground. – Acta Geologica Hungarica 34. p. 111-127.

HOMOKKŐBARLANGOK KÉPZŐDÉSÉNEK MAGYARORSZÁGI PÉLDÁI

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.

Abstract: In Hungary only one smaller homogenous sandstone mountain exists, the 570 square kilometers Vajdavár Region. Some parts of the other mountains (Cserhát, Mecsek, Pilis, Bakony etc.) are also composed of sandstone. About 100 caves are known in the different sandstone formations. Their development is the result of numerous variations of mass movement, corrosion, rock fragmentation and chemical weathering. The main development types of sandstone caves can be observed in the caves in Hungary, too. The Author presents these types of the hungarian caves through examples.

Bevezetés

A homokkő szárazföldi eredetű vízben ülepedett kőzet. Szemcséinek meghatározó része kvarc, melyet különféle kötőanyagok cementálnak össze. A homokkövek minőségileg eltérőek, változatosak. E különbözőség egyrészt függ a szemcsék anyagától és méretétől. A kvarcon kívül gyakran földpát, kalcit, dolomit és egyéb ásványok is alkotják a szemcséket, melyek mérete a porszerűtől a több milliméteresig terjedhet. Másrészt befolyásolja a minőséget a kötőanyag milyensége (karbonát, kova, vasoxid, stb.) és mennyisége. A minőségbeli eltéréseket a rétegzettség jeleníti meg.

A Földön számos nagy kiterjedésű, látványos megjelenésű homokkővidék van a venezuelai Caura-fennsíktól az USA-beli Coloradón át a német Szász-Svájcig, vagy a cseh Óriás-hegységig. Magyarországon csupán egyetlen kisebb (570 négyzetkilométernyi) egységes homokkőhegység van, a Vajdavár-vidék, de a hegyvidéki tájak többségének egy-egy részletét is homokkövek építik fel, így a Cserhátban, a Pilisben, a Mecsekben, a Bakonyban és másokban is találunk homokkő alkotta tájrészeket.

A homokkővidékek ritkán homogén szerkezetűek, többségükben a különböző minőségű homokkőrétegek váltakoznak egymással és olykor a rokon keletkezésű kőzetekkel, valamint többféle lepusztító hatás, főleg a tömegmozgás, a koptatás, az aprózódás, a mállás különböző változatai is érvényesülnek rajtuk. Ezek eredményeként különféle felszíni formák, tanúhegyek, lépcsők, tornyok, kőgombák, sziklakapuk, szurdokok stb. alakulnak. A szerényebb megjelenésű magyarországi homokkővidékek felszíni formakincse ugyan nem vetekszik a Föld több nemzeti parkjában is tanul-

mányozható különlegességekkel, de azért nálunk is vannak meredek tanuhegyek (pl. a tarnaleleszi Nagy-kő), függőleges falú réteglépcsők (pl. a kishartyáni Kőlyuk-oldal), sötét szurdokok (pl. a váraszói Hosszú-völgy), kötengerek (pl. a szentbékállai Kő-hegy) és több érdekes kisforma, mint a kőcipók, a madáritatók, a rétegbordák stb.

Amennyiben az előbb említett lepusztító hatások a kőzet egy-egy jól támadható részén egymást követően, vagy koncentráltan jelentkeznek, úgy ott üregképződés indul, amely előbb-utóbb barlang kialakulásához vezethet (OZORAY 1962, STRIEBEL 1995). A barlangok többnyire más kőzetek esetében sem egyetlen lepusztító hatás eredményeként alakulnak. Így van ez a homokkőbarlangok esetében is. A többféle lepusztító, üregképző hatás közül azért az esetek többségében észlelni lehet egy-egy domináns tevékenység eredményét. A következőkben ezen homokkőben is előforduló üregképző, barlangképző hatásokat mutatom be a mintegy 100 ismert hazai homokkőbarlang közül választott példák ismertetésével (ESZTERHÁS - SZENTES 2004).

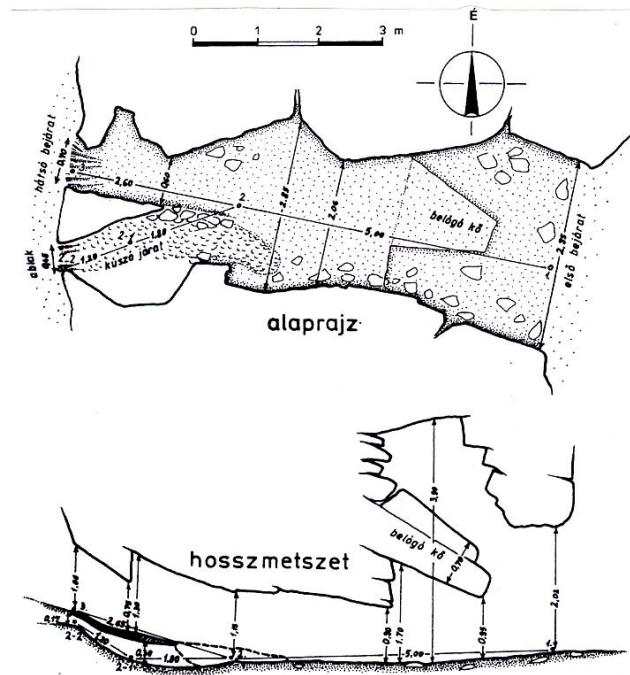
Tömegmozgásos barlangok

Tömegmozgásnak a gravitáció hatására történő kőzetmozgásokat nevezzük, ami leggyakrabban mint omlás, kőzetesúszás, törmelékfűződés, vagy törmelékjavina jelentkezik (BUTZER 1986). Ilyen módon létrejöhetnek tektonikus, atektonikus, felszakadásos és álbarlangok. A hazai homokkőekben tömegmozgás által keletkezett barlangok közül tektonikus és felszakadásos barlangokat ismerünk.

Tektonikus barlangok

A kőzetrétegek lassú elmozdulása következtében kialakuló feszültségkülönbségek kiegyenlítődésekor törések keletkeznek. A további elmozdulás során a töréslapok egymástól eltávolodva alkalmasint járható méretű üregekké, tektonikus hasadékbarlangokká alakulnak. A kővágószőlősi Jakab-hegy kovás és vasoxidos kötésű, merev permi homokkővében több tektonikus barlang is alakult (ESZTERHÁS 1998, JÁMBOR 1964, RÓNAKI 1974). Legjelentősebb a 10,60 m hosszú, átlagosan 2 m széles és 1 m magas Reme-te-barlang (*I. ábra*), a hozzá közel levő Horhosparti-barlang, melyek jobbra teljes egészükben tektonikus eredetűek. 150 méterrel alacsonyabban, a homokkő és a konglomerátum határán három, részben tektonikusan, részben aprózódással, mállással keletkezett kisebb barlang (Nyugati-, Keleti- és

Forrás-kőfülke) található. A Vajdavár-vidéken, Tarnalelesz határában miocén glaukonitos homokkőben egy függőleges törés mentén való eltávolodás és széthúzódnás által alakult az egykor pásztorszállásként használt Szarvaskői-üreg (ESZTERHÁS 2003).

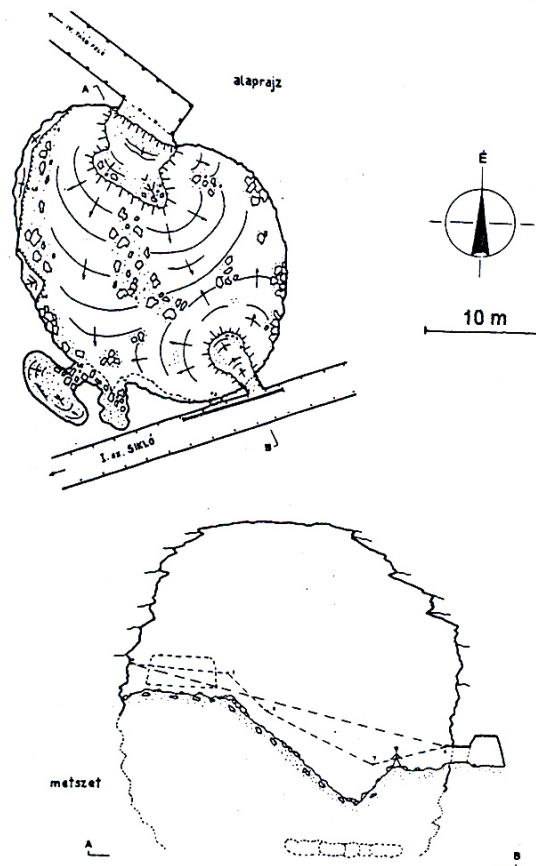


1. ábra: A tektonikusan alakult kővágószőlői Remete-barlang permi vörös homokkőben
 Fig 1. The tectonic Remete (Hermit) Cave in Permian Red Sandstone near Kővágószőlős

Felszakadásos barlangok

Amennyiben egy már korábban kialakult üreg mennyezete elveszti stabilitását, úgy az vagy egyszerre, vagy kisebb-nagyobb darabokra szakadozva beomlik. Ezáltal az eredeti üreg törmelékkel feltöltődik és magasabban egy újabb üreg keletkezik. Magyarországon több helyen is előfordul, hogy a jól karsztosodó mészkőrétegeket homokkövek takarják be. Ha a mészkőben keletkezett karsztos üregek átöröklődnek a fedő homokkőbe, úgy felszakadásos barlangok alakulnak. Jól szemlélhető ez a felharapódzás a pilisborosjenői Ezüst-hegy néhány barlangjának esetén, mint a Papp Ferenc-barlangban, a Szabó József-barlangban, a Szofoklész-barlangban (NYERGES 1996). A Felsőpetényi-barlang hatalmas, homokkőben levő csarnokát (2. ábra) a tűzálló agyagot fejtő mélyművelésű bánya tárta fel. Feküjében

triász dachsteini mészkő van, melybe a pirit oxidációs termékeitől kénsavas-sá váló vizek hatalmas üreget oldottak. Ebbe szakadt aztán be a fedőt alkotó kovás kötésű oligocén homokkőnek egy része létrehozva egy eredetileg kb. 30.000 köbméteres csarnokot (ennek alsó kétharmadát mára már meddővel feltöltötték), melyből egy 30 x 28 m alapterületű, 24 m magas teremtorzó még létezik (KRAUS 1997). A bujáki Pappenheim-barlang esetében nem ismerjük ugyan a feükőzetet, de a barlangban mutatkozó formajegyek arra utalnak, hogy ez a homokkőbarlang is egy lentebb levő üreg felharapódzásával keletkezett (ESZTERHÁS 1989, 1995).



2. ábra: A Felsőpetényi-barlang felszakadásos csarnoka a dachsteini mészkő feletti oligocén homokkőben
 Fig 2. Breake down chamber of the Cave of Felsőpetény in the Oligocene sandstone, which the overlays Dachstein Limestone

Kikoptatott barlangok

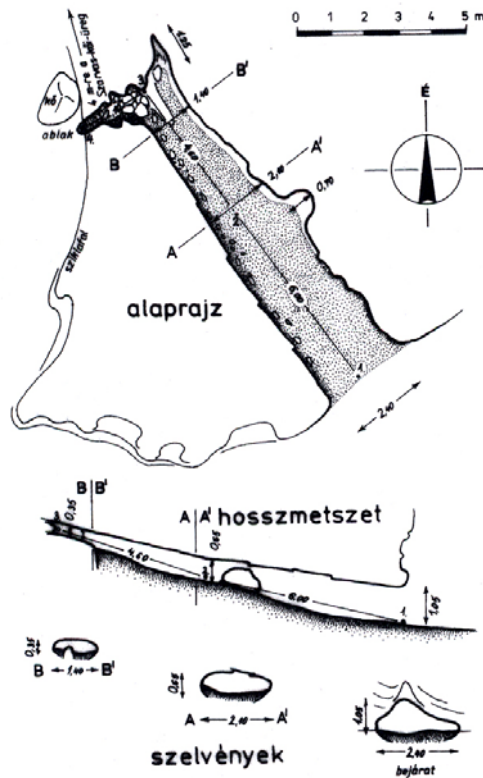
A víz, a szél, a jég által mozgatott szemcsék végezte lepusztulást nevezik kőzetkoptatásnak, kőzetmarásnak, idegen szóval korrázióknak. A folyóvízi korráziót erózióknak, az állóvízi hullámverés okozta koptatást abrázióknak, a szél sodorta szemcsék koptató tevékenységét deflációknak, a jégbe fagyott törmelékkel való csiszolását exarációknak mondják. A korrázió által számos felszíni jelenség (sziklatornyok, kőkapuk stb.) és barlang keletkezik (BÖRNER 1989). A magyarországi homokkővidékeken főként a különféle eróziós barlangok ismertek és csak alárendelten tapasztalható deflációs tevékenység, abráziós és exarációs homokkőbarlangokról pedig nincs tudomásunk.

Eróziós barlangok

Az állandó, vagy időszakos vízfolyások kisebb-nagyobb kőzetszemcséket szállítanak és ezekkel koptatják környezetükben a kőzetet. Az erózió hatása függ az anyakőzet minőségétől, a víz által szállított szemcsék keménységétől, méretétől, a víz sebességétől, a támadás szögétől stb.

Az eróziós formák közül az oldalazó (laterális) erózió barlangereszket, barlangfülkéket képes vájni a homokkőszurdokok meredek partjába. Különösen szép példáit találjuk az eróziós barlangereszeknek a Vajdavárvidéken, mint a 22 x 4 méteres Farkas-lyuki-kölyük, a 16 x 3 méteres Ordas-kői-eresz, vagy a 3 méter beöblösödésű Debornya-sarkágyi-barlang (DÉNES 1975, ESZTERHÁS 2003, HEGEDŰS 2001), továbbá a Mátrában, a parádsasvári Köszörű-patak völgyében a Csillám-eresz, a Patakparti-barlang, az Északi- és a Déli-homokkőeresz, továbbá a szuhai Sós-patak völgyében a Sárkány-gödör (ESZTERHÁS - GÖNCZÖL - SZARKA 1991). A Mecsekben, Kishajmás mellett miocén homokkőben alakult a Rakonyigai-nagy-kőfülke és néhány kisebb eresz (RÓNAKI 2003).

A vízfolyás, pontosabban alkalmi vízfolyás irányába ható (lineáris) erózió alkotta - legalább is részben - a tarnaleleszi Szarvas-kői-kölyukat (3. ábra). Ennek a miocén glaukonitos homokkőben alakult barlangnak a helyét meghatározta egy függőleges repedés és a barlang fekvését alkotó márgapad. A repedés felső részén befut a csapadékból származó víz és a vízzáró márgapad felett hordalékával egy ellipszis metszetű, 14 méter hosszú barlangfolyosót koptat (DÉNES 1975, ESZTERHÁS 2003, HEGEDŰS 2001).



3. ábra: A tarnaleleszi Szarvas-kői-kőlyuk jelentős részben erózió által alakult glaukonitos homokkőben
 Fig 3. The Szarvas-kői-kőlyuk (Rockhole of Deers) near Tarnalelesz in glauconitic sandstone was formed mainly by the erosion

Az örvénylő (turbulens) erózióval hazánkban csak laza kötésű homokkőben alakult barlang, így az nem is volt hosszú életű. Ozoray György 1958-ban írta le (OZORAY 1962) a Cserhátban levő Berceli-hegyi-üreget mint egy 0,5 - 1 méter széles és kb. 3 méter mély aknát. 1998-ban volt alkalmunk azonosítani ezt az üreget és azt tapasztaltuk, hogy 30 év elteltével az egykori akna megszűnt barlangméretű lenni. Részben beomlott, részben feltöltődött és csak egy másfél méteres gödör maradt vissza (ESZTERHÁS 1998).

Deflációs hatás

A deflációs barlangok koptató anyagát a szél mozgatja. Többnyire változó keménységű homokkőfalakban alakult barlangereszek, vagy széles szájú fülkék. Magyarországon tisztán deflációs keletkezésű barlangot nem ismerünk, de néhány barlangeresz és fülke kialakulásához a szélmarás is hozzá-

járult. Ilyen részben deflációs keletkezésű homokkőbarlangok az ivádi Nagy-Lyukas-kő barlangja, a tarnaleleszi Ordas-kői-eresz, a Peskő-barlang és a kishartyáni Szőlő-hegyi-eresz, valamint a kishajmási Kálvária-hegy déli falában levő kisebb barlangok (Déli-barlangfülke, Barlangfülke-melletti-eresz, Eresz-alatti-barlangocska). Mindegyikükre jellemző, hogy a keményebb kötésű padok között levő lazább homokkőben alakultak (*ESZTERHÁS* 1988, 1993, 2003, *RÓNAKI* 2003). Eredetileg nagy valószínűséggel deflációs eredetű eresz volt a kishartyáni Kőlyuk is, de azt később barlanglakássá bővítették (*1. kép*).



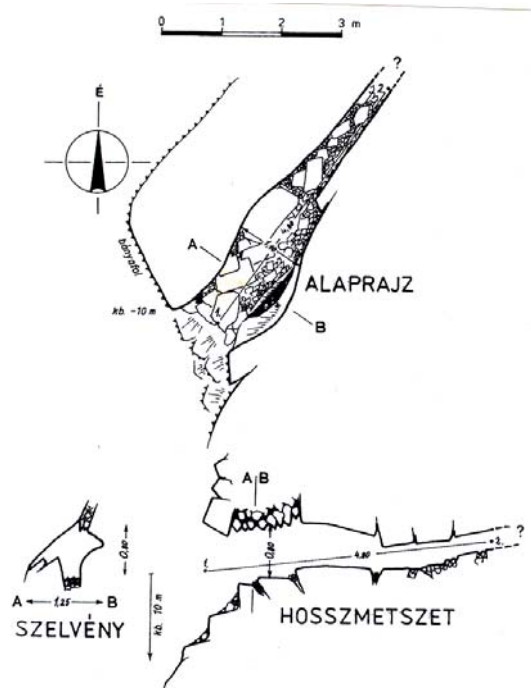
1. kép: A kishartyáni Kőlyuk
Picture 1. The Rockhole of Kishartyán

Aprózódás által keletkezett barlangok

A kőzetek lepusztulásának azt a formáját nevezik aprózódásnak, fragmentációnak, vagy alterációnak, amikor az kémiai átalakulás nélkül kisebb részekre esik. A számos aprózódási mód többsége felszíni változások, kisebb hányada pedig üregképződést idéz elő. A magyarországi homokkővidékeken a nyomáscsökkenés okozta fellazulás és az ezt követő repede-

zés, kőzetpergés, valamint a hőingadozás és a nedvességingadozás okozta kipergés vezet barlangképződéshez.

Nyomáscsökkenés miatti széthúzódásos barlangok



4. ábra: Nyomáscsökkenés miatti széthúzódás által keletkezett a cáki Nagy bánya barlangja dolomitos homokkőben

Fig 4. Cave of the Nagy Bánya (Big Quarry) in dolomitic sandstone is the result of pressure release divergency

Ha egy szálbanálló kőzettömb kiemelkedik, illetve környezete lepusztul, vagy sziklafal keletkezik, akkor a kőzettest korábbi oldalnyomása lecsökken, majd megszűnik. A nyomáscsökkenés miatt a kőzet tágulni kezd, benne a felülettel párhuzamosan egyre szélesedő repedések lesznek. E kitágult repedések egyes esetekben széthúzódásos (extenziós) barlangokat alkotnak. A barlanggá szélesedő főrepedések mellett általában ezekkel párhuzamos mellékrepedések is kialakulnak, melyek mentén aztán megindul a kőzetdarabok leválása. Ezek a kőzetleszakadozások tovább szélesítik az üreget, valamint törmelék-felhalmozódást hoznak létre az aljzaton. Magyarország homokkőveiben ilyen széthúzódásos barlangkeletkezésre a cáki felhagyott kőbánya keleti falának dolomitos homokkővében mutatkozik példa (4. ábra). A bányafal alsó harmadában, kb. 10 méter magasan alakult ki a fállal párhuzamosan egy 5 méter hosszban járható, 1 méter széles, törmelékes aljú

hasadék, a Nagy bánya barlangja (*ESZTERHÁS* 2002). Több hazai homokkőbarlangban (kővágószőlősi Remete-barlang, Horhosparti-barlang stb.) tapasztaltunk még a nyomáscsökkenés miatti fellazulás következtében leszakadt részleteket.

Hő- és nedvesség-ingadozás által alakult barlangrészletek

A hőmérséklet és a nedvesség periodikus ingadozása következtében hol nő, hol csökken a kőzetfelszín, illetve a kőzet egyes összetevőinek térfogata. A térfogatváltozások gyakorlatilag mindig ugyanazon részeket érintik, így azok lassan elválnak a kőzet többi részétől és kiperegnek abból. Az újonnan kialakult kőzetfelszínen aztán ismét kezdődik a folyamat. Magyarországon főleg a fagy okozta aprózódás képes hatékonyabb lepusztítást végezni. Bár a hő- és nedvesség-ingadozás okozta aprózódás üregképző hatása sok barlangban érvényesül, de nincs domináns szerepe. Hatása a legtöbb hazai homokkőbarlang bejárati szakaszában felismerhető.

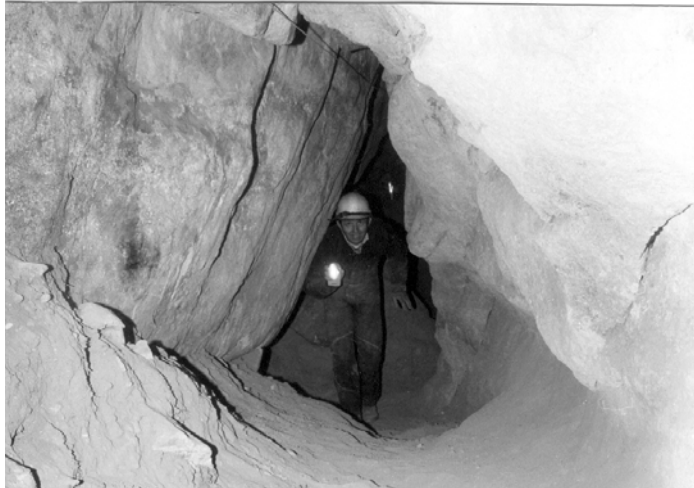
Mállás által keletkezett barlangok

A mállás (dezintegráció) a kőzetek víz jelenlétében való vegyi lebomlása. A kőzetmállás az azt létrehozó folyamatok szerint lehet oldódás (szervesetlen savak, vagy lúgok közegében), elbomlás (hidratáció, hidrolízis, valamint oxidáció által) és szerves vegyületek hatására való átalakulás.

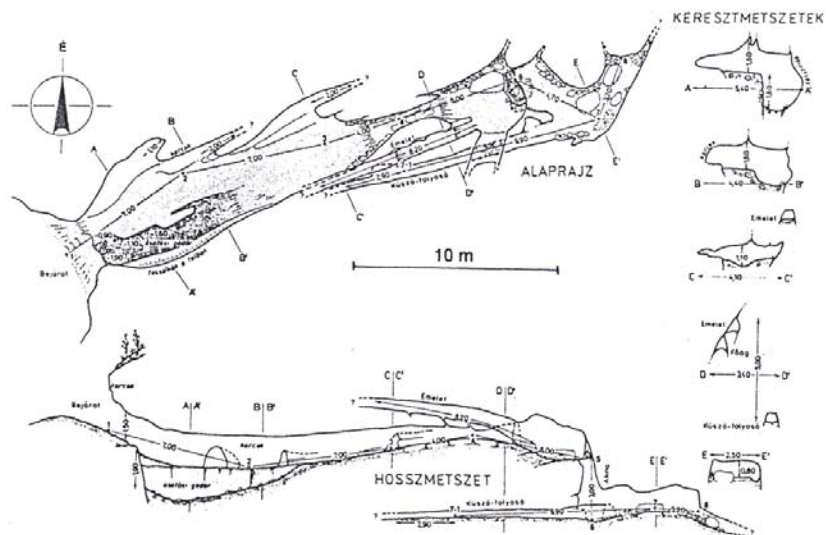
Oldódásos barlangok

A savas víz képes oldani a mésztartalmú homokkövek kalcium-karbonát anyagát. E homokkövek mésztartalma vagy a meszes kötőanyagtól, vagy a szemcsék között előforduló mészkötőrmeléktől, a kalkarenittől (esetenként mindkettőtől) származik. Az oldódás következtében a kőzet fellazul, szivacsossá válik, így a fel nem oldott kvarcsemmék viszonylag könnyen elmozdulnak, elszállíthatódnak. Savas oldódással, majd az ezt követő szemcsekipergéssel Magyarország mésztartalmú homokköveiben több barlang alakult. Így keletkeztek hazánk legnagyobb homokkőbarlangjai közé számító üregek is. Mátraverebély mellett, a Meszes-tető bádeni korú meszes (kalkarenites) homokkövében jelenleg is feltárás alatt van az eddig 88 méter hosszban megismert szentkúti Betyár-barlang (2. kép, 5. ábra, *BUDA - ESZTERHÁS* 2002, *BUDA - PRAKFA LVI* 2004). Kőszeg külterületén, a Kenyér-hegyen az 1800-as évek végén egy kőfejtő tárta fel és részben le is fejtette az így 25

méter összhosszúságúra csonkolt Seybold-kőfejtői-barlangot meszes, csillámos homokkőben (ESZTERHÁS 2002). Mindkét barlang folyosóit vastag homokkittöltés borítja, melyben jelentős őslénytani leleteket találtak. A kisebb arányú (10 - 15 %) meszes kötőanyag miatt a savas oldódás mértéke is szerényebb a Vajdavár-vidéki Szarvas-kői-kőlyuknak (14,50 m) és a Nagy-Lyukas-kő barlangjának (4,60 m) az esetében.

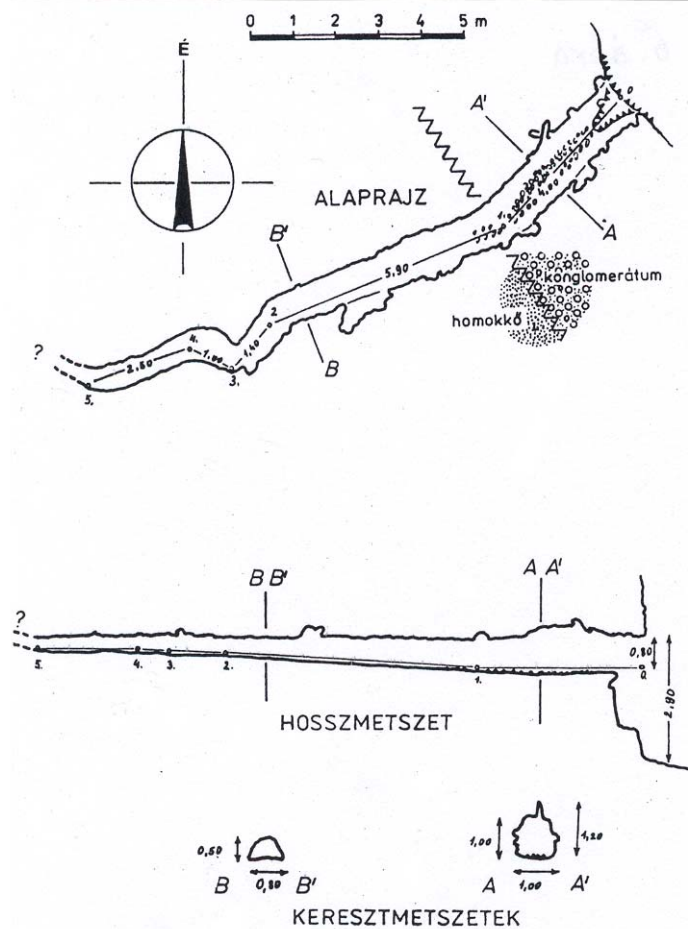


2. kép: A szentkúti Betyár-barlang Kúszó-folyosója
 Picture 2. The Creeping Passage of the Betyár (Outlaw) Cave in Szentkút



5. ábra: Savas oldódás és szemcsekipergés által keletkezett a szentkúti Betyár-barlang meszes homokkőben
 Fig 5: The Betyár (Outlaw) Cave in Szentkút, acidic dissolution and rock fragmentation have played part into the formation of this cave into the calcareous sandstone

A kovás kötőanyagú homokkövekben egyetlen természetben előforduló sav sem képes oldást végezni. Az ilyen kőzetekben előforduló oldások a lúgoktól származnak. A szilikátokat lebontó lúgok a vulkáni utóműködés során kerülnek a felszínközelségbe és a felszínre mint forró oldatok, illetve a szerves anyagok lebomlásának egyes eseteiben is keletkeznek. A parádsasvári Kösörű-völgyben egy korábban működő gejzírrel elfolyó, majd egy felszín alatti repedésben továbbszivárgó lúgos gejzír víz oldotta ki a kovás kötésű homokkőben és konglomerátumban a 14 méter hosszban járható Mókus bácsi barlangját (6. ábra, ESZTERHÁS 1986, ESZTERHÁS - GÖNCZÖL - SZARKA 1991).



6. ábra: Lúgos oldódás által alakult a parádsasvári Mókus bácsi barlangja kovás kötésű homokkőben és konglomerátumban

Fig 6. The Cave of Mókus Bácsi (Uncle Squirrel's Cave) near Parádsasvár in flinty sandstone and conglomerate was developed by alkaline dissolution

Elbomlásos üregképződés

Elbomlásnak mondjuk a mállásnak a hidratáció, a hidrolízis és az oxidáció egymást követő és egymást feltételező folyamatait. A hidratáció során az ásványmolekulákhoz elektromosan tapadó vízmolekulák lazítják a kötéseket és általában az ásványszemcsék megduzzadásához vezetnek. A hidratáció során "előkészített" ásványmolekulákat a hidrolízis már hatékonyan bontja azáltal, hogy az ionos állapotú víz hidrogénionjai helyettesítik a szilikátok fémionjait és a létrejövő instabil anyagok már könnyen tovább bomlanak. Az oxidáció pedig logikusan követi a hidrolízist stabil oxidokat alakítva (BUTZER 1986). Az elbomlás láncolata szinte valamennyi homokkőbarlang alakításában szerepet kap, de csak kevés barlang esetében számottevő.

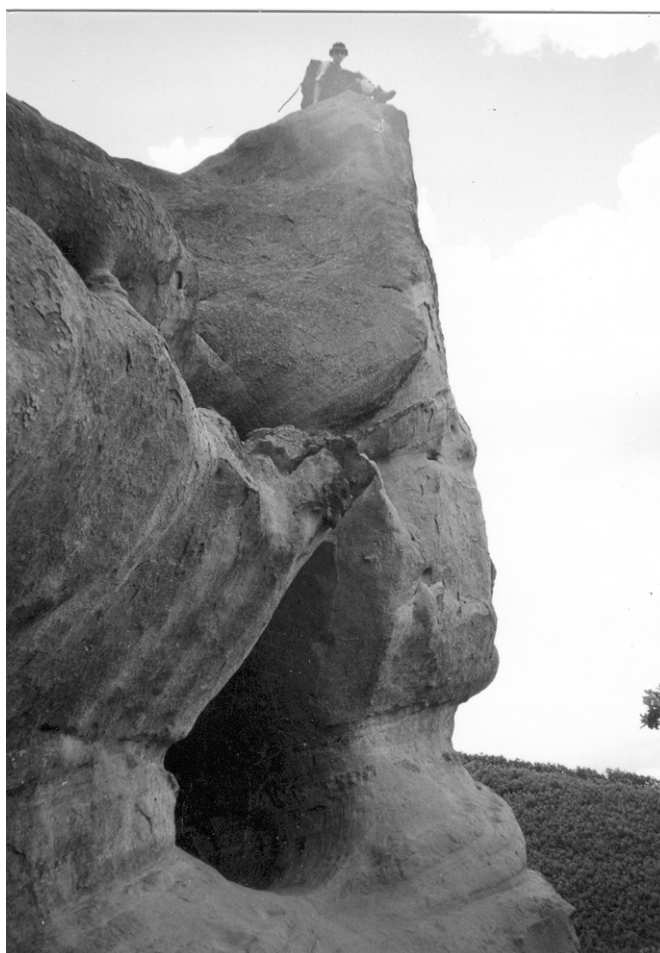
Üregképződés biológiai mállással

Az élőlények tevékenysége által több olyan vegyület (főként szerves sav) képződik, mely képes a meszes homokköveket bontani. A magyarországi homokkőbarlangok esetében a biológiai mállásnak sincsen meghatározó szerepe. Csupán a barlangok bejárati szakaszában, ott ahol az organizmusok (elsősorban növények) még megfelelő életteret találnak, fejtik ki kőzetbontó hatásukat. A Vajdavár-vidék néhány barlangjában (Nagy-Lyukas-kő barlangja, Lyukas-kő-völgyi-barlang) tapasztaltuk, hogy az algák, zuzmók által bevont felületek pikkelyszerűen leválnak magukkal ragadva egy vékony kőzetréteget.

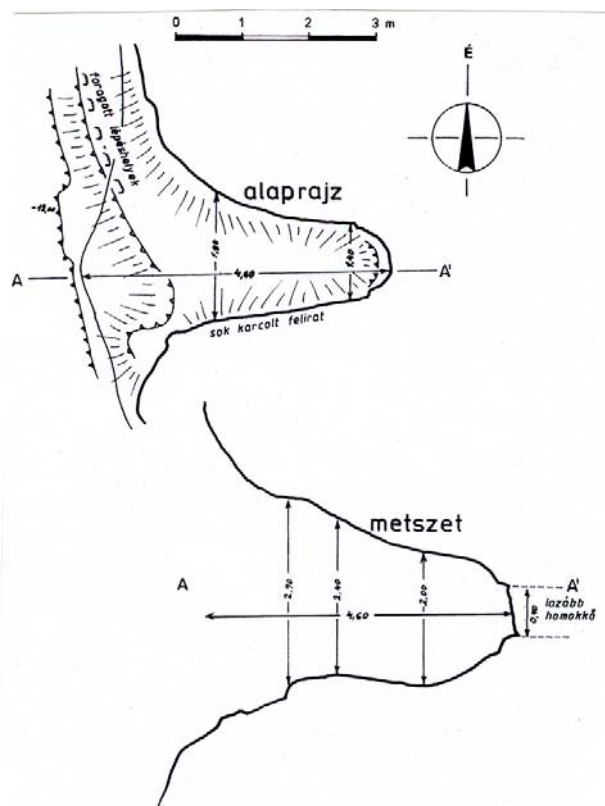
Összetett üregképződés

Mint láttuk, a homokkőbarlangok kialakulását is többféle lepusztító hatás idézi elő. Egy-egy barlang képződése során is egymást követően, vagy akár egy időben több üregképző hatás érvényesül. A barlanggenetikai osztályozásnál aszerint szokásos besorolni a barlangokat, hogy a több üregképző hatás közül melyik tapasztalható leginkább. Vannak viszont olyan esetek, amikor a több hatás közül nem, vagy csak nehezen lehet a dominánst megállapítani (BUTZER 1986). Szemléletes példa e komplex barlanggenezisre az ivádi Nagy-Lyukas-kő barlangja (3. kép, 7. ábra). Az üreg kialakulásának első mozzanata, hogy a Szénégető-völgy sziklafalának kialakulásával megszűnt a kőzettömeg korábbi oldalnyomása, így fellazulás, kőzetpergés alakult ki. Aztán a barlang középvonalában van egy 70 cm vastag laza kötésű homokkőréteg. E rétegre fokozottan hatott a hóingadozás és a nedvességin-

gadozás okozta szemcsekipergés. Segítette az üregképződést az oldódás is, hiszen a homokkő itt átlagosan mintegy 15 % meszet tartalmaz és a barlangüreg alatt egy márgapad van, ami képes visszaduzzasztani és így oldásra kényszeríteni a szivárgó vizet. Továbbá más mállási hatások (hidratáció, hidrolízis, oxidáció és biológiai mállás) jelenléte is igazolható, valamint az üregképződéshez még a defláció is hozzájárult (ESZTERHÁS 2003). Hasonló összetett képződésű barlangok a kővágószőlősi Jakab-hegy déli oldalában sorakozó Nyugati-, Keleti- és Forrás-kőfülke, melyekben a tektonikus törések, a homokkő és konglomerátum határán jelentkező oldást és eróziót okozó vízmozgás, az alteráció, a mállás hatásai egyenrangúan mutatkoznak (ESZTERHÁS 1998, JÁMBOR 1964, RÓNAKI 1974).



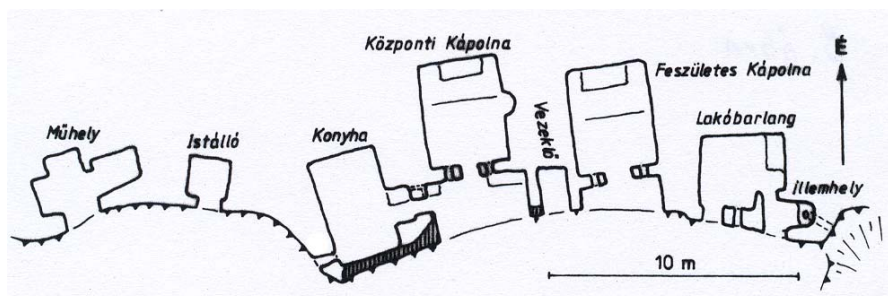
3. kép: Az ivádi Nagy-Lyukas-kő barlangja
Picture 3. The Cave of the Big Holed Rock near Ivád



7. ábra: Az ivádi Nagy-Lyukas-kő barlangját több barlangképző hatás együttesen alakította az eltérő szilárdságú homokkőrétegek között
 Fig 7. The Cave of Nagy-Lyukas-kő (Big Holed Rock) near Ivád in diverse sandstone layers, the cave development can be attributed to several influences

Mesterséges üregek

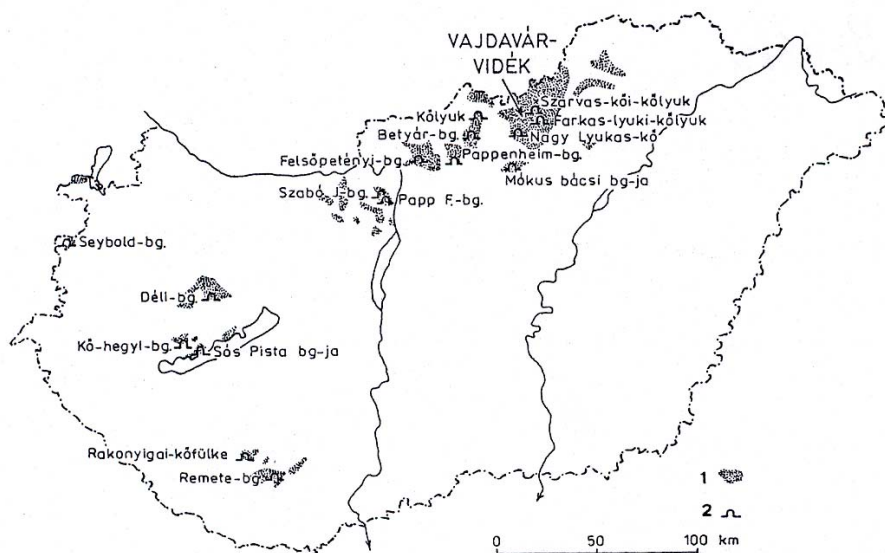
Főként a Vajdavár-vidéken és a Cserhátban, de szórványosan máshol is találunk eredeti funkciójukat már elvesztett, homokkőbe faragott üregeket. Ezek többsége menedékhelynek (bükkszenterzsébeti Török-bunker, Gödöllői 1. sz. üreg), bányának (istenmezejei Szénlopó-táró, hosszúhetényi Réka-táró), pincének (arlói Remete-forrasi-pince) lett faragva, de találunk köztük kultikus helyeket is (istenmezejei Sziklakápolna, szentkúti Remete-barlangok). A mesterséges üregek egy részét természetes barlangokból, sziklaereszekből alakították tovább (a szentkúti Remete-barlangok - 8. ábra, a pécsi Kantavári-sziklaüreg). Érdekes, hogy a hazai homokkőüregek közül csupán három mesterséges üregben (arlói Keserútanyai-táró, istenmezejei Szénlopó-táró, Kővágószőlősi-táró) található gazdag kalcitcseppkő-képződés.



8. ábra: Meszes homokkőben alakult ereszekből faragták ki a szentkúti Remete-barlangokat
 Fig 8. The Remete (Hermit) Caves in Szentkút were mined and enlarged in sheiters of the calcareous sandstone

Összefoglalás

Magyarországon csupán egyetlen kisebb (570 négyzetkilométernyi) egységes homokkőhegység van, a Vajdavár-vidék, de a hegyvidéki tájak többségének (Cserhát, Mecsek, Pilis, Bakony stb.) egy-egy részét is homokkövek építik fel. Ezen több különálló homokkővidéken eddig mintegy 100 barlang vált ismertté (9. ábra). A homokkőben több üregképző hatás képes barlangokat alakítani, úgymint a tömegmozgás, a koptatás, az aprózódás, a mállás, illetve ezek számos változata. A bemutatott egyes genetikai csoportokhoz összesen 44 objektum lett példaként említve több-kevesebb részletességgel.



9. ábra: Magyarország homokkőbarlangjai
 Jelmagyarázat: 1. homokkővidék, 2. fontosabb homokkőbarlang

Fig 9. Sandstone caves of Hungary
 Legend: 1. sandstone country, 3. more important cave

IRODALOM

- BÖRNER, F.* (1989): Sandsfeinkarsterscheinungen im Elbasandsteingebirge - Proceedings of 2nd Symposium on Pseudokarst in Broumov (in 1985), Praha p. 49-55
- BUDA L.- ESZTERHÁS I.* (2002): Munkák a szentkúti Betyár-barlangban - Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 30-47
- BUDA L.- PRAKFA LVI P.* (2004): A mátraverebélyi Betyár-barlang kutatástörténete, földtana és genetikája - Kézirat a Cholnoky Jenő Karszt- és Barlangkutató Pályázatra az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 1-36
- BUTZER, K. W.* (1986): A földfelszín formakincse - Gondolat Kiadó, Budapest p. 51-72
- DÉNES Gy.* (1975): A Peskő helynév és a tarnaleleszi Peskő barlangjai - Karszt és Barlang I-II, p. 25-28
- ESZTERHÁS I.* (1986): Barlangkeletkezés lúgos oldódással — Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei, 1. sorozat Bányászat, 33. kötet, 1-4. füzet, Miskolc p. 139-148
- ESZTERHÁS I.* (1988): Adatok a Cserhát nemkarsztos barlangjaihoz - Kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 78-89
- ESZTERHÁS I.* (1989): Kiegészítés a Cserhát nemkarsztos barlangjainak ismeretéhez - Kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 20-28
- ESZTERHÁS I.* (1993): Genotypes of Caves in Volcanic Rocks in Hungary - Conf. on the Karst and Cave Research in Hungary, Jósvafő p. 81-86
- ESZTERHÁS I.* (1995): A bujádi felhagyott hokkóbánya és a Pappenheim-barlang - Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 38-52
- ESZTERHÁS I.* (1998): A Jakab-hegy barlangjai - Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 83-102
- ESZTERHÁS I.* (2002): Barlangok az egykori "Confinia Batthyániana Esterházia" vidékén - Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 144-186
- ESZTERHÁS I.* (2003): A Vajdavár-vidék barlangjai - Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 71-151

- ESZTERHÁS I.- GÖNCZÖL I.- SZARKA Gy.* (1991): A Központi- és a Déli-Mátra barlangjai - Kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 85-157
- ESZTERHÁS I. - SZENTES Gy.* (2004): Magyarország nemkarsztos barlangjainak katasztere - <http://geogr.elte.hu/nonkarstic>
- HEGEDŰS A.* (2001): Az Ózd-Pétersvárai-dombság barlangjai - Karsztfejlődés VI. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 281-289
- JÁMBOR Á.* (1964): Nem karsztos barlangüregek a Jakab-hegyen - Karszt és Barlang II, p. 56-58
- KRAUS S.* (1997): Die Höhlen bei Felsőpetény - Proceedings of 6th International Symposium on Pseudokarst in Galyatető p. 110-118
- NYERGES M.* (1996): MKBT XL. Barlangnap - különkiadvány, Budapest p. 8-17
- OZORAY Gy.* (1962): The Genesis of Non-karstic Natural Cavities as Elucidated by Hungarian Examples - Karszt- és Barlangkutató II. évfolyam, Bp. p. 127-136
- RÓNAKI L.* (1974): A Mecseki Karsztkutató Csoport évi jelentése - Kézirat az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 205-214
- RÓNAKI L.* (2003): A Tatár-lyukak felderítése Kishajmáson - Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest p. 181-196
- STRIEBEL, T.* (1995): The Genetic Classification of Some Types of Non-Karstic Caves - Proceedings of International Working Meeting "Preserving of Pseudokarst Caves", Rimavská Sobota - Salgótarján p. 46-57

A KARSZTOK VÉDELME ÉS AKTUÁLIS KÉRDÉSEI

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722. Szeged, Egyetem u 2,
Pf.653. keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: In our days increasing anthropogenic impact makes it more and more pressing to explore the past and present processes of karsts and to use this knowledge for the sake of the protection, conservation and sustainable development of karstic resources. In 1992 IUCN's World Commission on Protected Areas (WCPA) formed the workgroup named Karst Protection Working Group. This group consists of scientists, managers, speleologists and other karst-related experts. This commission (of which the author is also a member) deals with the questions of karst-protection on an international level. It is this commission who suggests karstic areas to become UNESCO World Heritage sites (so far 47 of them have been designated as UNESCO World Heritage sites). This study covers the general questions of karst protection, the major problems of international karst protection. It also describes some current protection tasks, considered to be of importance by the author, for the professional public.

1. Bevezetés

A földfelszínnek csupán 10%-a épül fel karsztos kőzetekből, jelentőségük mégis igen nagy, mivel világ lakosságának vízellátása 25%-ban karsztvízből történik. Ez a tény már önmagában is indokolja a fokozott érzékenységű, háromdimenziós határfelületű karsztok védelmét. A karsztok integrált rendszerek, melyekben sok tényező kölcsönhatásában alakulnak ki a jellemző folyamatok és formák. Bármely tényező változása gyorsan hat a többi tényező változására, mivel az energia- és anyagáramlások sebessége más kőzetekhez viszonyítva sokszorosán nagyobb. A megelőző kutatások már kimutatták a karsztos tájak ember által okozott kedvezőtlen változásait. Napjainkban a növekvő emberi hatások miatt egyre sürgetőbbé válik a karsztok múltbeli és jelenlegi folyamatainak pontos megismerése, s azok ismeretében a karsztos erőforrások fenntartható hasznosítása, védelme és konzerválása a jövő generációk számára.

Az IUCN World Commission on Protected Areas (WCPA) bizottsága 1992-ben létrehozta a „*Cave and Karst Protection Working Group*” nevű szakmai csoportot. A csoport a tudományos szakemberekből, menedzserekből, barlangászokból és más karsztos szakemberekből áll. Ez a bizottság (amelynek a szerző maga is tagja) foglalkozik nemzetközi szinten a karsztok védelmének kérdéseivel. A bizottság javaslatára kerülnek fel a karsztok a Világörökség listájára. Ezideig 47 karsztos terület a Világörökség része (Guidelines for Cave and Karst Protection., 1997).

2. A karsztok hasznosítása, veszélyeztetése és a nemzetközi karsztvédelem

A karsztok korai hasznosítása nem múlt el nyomtalanul. Amikor az ember lakóhelyként és védelmi célokra használta a barlangokat, már hozzájárult a karsztok megváltozásához. Az első látogatók a fáklyák kormozásával szennyezték a barlangokat. Később, de napjainkban is, a karsztok felszínén főként a mezőgazdasági művelés és a bányászat zavarta meg a karsztrendszer normális működését. Az egykori tájhasználat a karsztok mai arculatában visszatükröződik.

A karsztok a Föld geodiverzitásának jelentős területei. A karsztokat oldható kőzet, felszínalatti vízvezetés, specifikus felszíni és felszínalatti formák jellemzik. Típusait és fejlődését a kőzettani, klimatológiai, paleo- és hidrogeográfiai, valamint tájökológiai adottságok határozzák meg. A karsztokon, ha megfelelő és jó minőségű a talaj, az ember mezőgazdasági művelést folytat. A barlangokat néha a mezőgazdaság speciális formában is hasznosítja, pl. gombát természetben vagy sajtot érlel, néhol haltenyésztésre is használja. A Föld lakosságának negyede ivóvízként használja a karsztvizet. Mexikóban a maják a cenotéseket keresték fel vízszükségleteik kielégítésére. A karsztvizet energiatermelésre is használják pl. Kínában, de egy időben a Dinári karszton is használták (Krk vizeséseit). Ugyanakkor a karsztos kőzet fontos építőanyag is.

Gazdasági potenciáljai mellett a karsztos környezet tudományos értéket is képvisel. A kopár karsztokon feltáródik az alapkőzet, a geológiai szerkezet és az ásványok. Olyan geoarcheológiai és paleontológiai értéket jelentenek, amelyek máshol nem fordulnak elő. A karsztfelszínnek és a felszínalatti üregek otthont adnak néhány veszélyeztetett fajnak, pl. a denevéreknek. A barlangok többségének a környezeti állapota stabil, ezért az itt élő fajok toleranciája a változásokkal szemben kicsi.

A „*World Commission on Protected Areas*” (WCPA) munkabizottsága a „*Cave and Karst Protection Working Group*” nevű szakmai csoport a jövőben legfontosabb feladatának tekinti a barlangok és karsztfelszínnek védelmét. A bizottság megállapítása szerint:

- a barlangok és a felszíni karsztok a geodiverzitás részét képezik, fontosak jelentős földfelszíni kiterjedésük miatt,
- speciális értéket képviselnek a megőrzés, a tudományos kutatás, a rekreáció és a túrizmus számára,
- különösen érzékenyek és sérülékenyek a környezeti hatásokra, és ezért gondos védelmet és menedzsmenetet igényelnek az egész vízgyűjtő területen,

- a nemzetközi és nemzeti speleológiai társaságok sokrétű és elmélyült szakismerete a barlangokról és a karsztmenedzsmentről szükséges a védett területek megismerésében és az alkalmazott védelmi tevékenységben.

A fentiek értelmében jelenleg folynak azok a munkálatok, amelyek előkészítik az IUCN „*World Atlas of Karst and Karst conservation*” kiadványsorozatát. A kötetek egy-egy kontinens karsztjait mutatják be és foglalják össze a védelem legfontosabb teendőit. Az első kötet Ázsia és a Pacifikum karsztjait foglalja magában (ez már nyomtatás alatt van). A második kötet Európa (ennek a kötetnek a Magyarországra vonatkozó részéért a szerző felelős), majd ezt követően a harmadik kötet Észak-Amerika, a negyedik kötet Közép és Dél-Amerika, s végül az ötödik kötet Afrika és a Közel-Kelet karsztjait mutatja be.

3. Az emberi tevékenység káros hatásai a karsztokon

A karsztrendszer integritása a karsztökológiai rendszer kapcsolatrendszerétől függ (BÁRÁNY-KEVEI, 1998). Bármely zavarás kedvezőtlen hatást eredményez a rendszerben. Ezért védetté kell tenni a karsztok egész vízgyűjtő területét ahhoz, hogy a rendszer teljes körű védelme megvalósulhasson. Az emberi tevékenység az alábbi változásokhoz vezet a karsztokon:

- a művelés hatására felerősödik a talajerózió (Aggteleki karrmező, Villányi-hegység kopárosodása),
- megváltozik a barlang hidrológiája (vízkivétel vagy erdőirtások hatására),
- elsavanyodik a talaj (savas ülepedések hatására) (I. táblázat),

I. táblázat
Table I.

A talaj kémhatása különböző ökológiai viszonyok között a Bükk-hegységben (1998)
Chemical reaction of soil in different ecological condition in Bükk Mountains (1998)

kémhatás	összes(%)	bükk erdő	elegyes erdő	fenyő erdő	csemetés	rét
Erősen savanyú (<4,5)	2 (3,2 %)	0	2 (25 %)	0	0	0
Savanyú (4,5-5,5)	18 (28,6 %)	6 (31,6 %)	3 (37,5 %)	2 (16,7 %)	0	7 (35,0 %)
Gyengén savanyú (5,5-6,8)	28 (44,4 %)	7 (36,8 %)	2 (25,0 %)	6 (50,0 %)	2 (50,0 %)	11 (55,0 %)
Lúgos (6,8-7,2)	7 (11,1 %)	4 (21,1 %)	1 (12,5 %)	0	2 (50,0 %)	2 (10,0 %)
Gyengén lúgos (7,2-8,5)	8 (12,7 %)	2 (10,5 %)	0	4 (33,3 %)	0	0

- a víz kémiai változása következik be (kemikáliák, peszticidek, nehézfémek jutnak a vízrendszerbe),
- megváltozik a mikroklíma (erdőirtások után szélsőségessé válik),

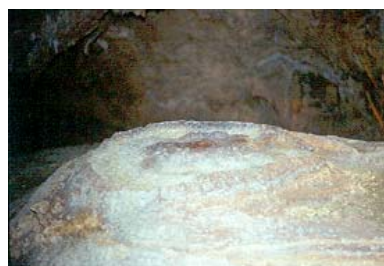
- a barlangokban kialakul a lámpaflóra (megvilágítás, látogatási időtartam növekedése),
- a cseppkőkárosodások keletkeznek (visszaoldódás) (1. 2. 3. kép),



1.kép: Cseppkővisszaoldódás a Baradla-barlangban
Picture 1: Dripstone re-dissolution in the Baradla cave



2.kép: Cseppkővisszaoldódás a Demanovai-barlangban
Picture 2: Dripstone re-dissolution in the Demanova cave .



3.kép: Cseppkővisszaoldódás az írországi Marble Arc barlangban
Picture 3: Dripstone re-dissolution in the Marble arch cave



4. kép. A fenyőcsemeték lassú növekedése a dolinák alján a Bükk-hegységben
Picture 4. Latenessy encroachment of pine seedling on bottom of doline in the Bükk Mountain

- kipusztul a sajátos fauna (vízszennyezések hatására),
- felszíni mikróbák kerülnek a barlangokba (a látogatók és egyéb kezelések során),
- megváltozik a vegetáció (fenyő csemeték ültetése erdőirtások nyomán) (4. kép).

4. A karsztvédelem hazai feladatai

A karsztok védelme magába foglalja a karsztok veszélyeztetett növény- és állatfajainak, s azok élőhelyeinek védelmét, a különleges felszínformák és ritka ásványok védelmét, a geológiai, a geomorfológiai és paleontológiai értékek védelmét, a történelem előtti és történelmi helyek kulturális emlékeinek védelmét, karsztokra specializálódott mezőgazdasági és ipari tevékenység környezetkímélő megvalósítását.

A karsztok gazdaságilag fontos erőforrást képviselnek, különös tekintettel a karsztvízre, a túrizmusra, a látványértékre és a rekreációs hasznosítás lehetőségeire. Ezek az értékek gyakran kombinálódnak egy barlang vízgyűjtő területén, védelmük csak komplex kezeléssel oldható meg.

A karsztok védelme nemcsak és nem elsősorban a látvány a szépség szempontjából fontos, hanem a területen élő lakosság létfeltételeinek fontos tényezője. Közvetlen károkat okozhat a mészkőbányászat, az erdőirtás, a tájrendezés, a mezőgazdasági tevékenység, a szemétkerakás. Közvetett károsodás lehet a talajtulajdonságok változása, a feliszapolódás, a vegetáció megváltozása, a karsztvízszint csökkenése, a cseppkőképződmények károsodása. Ezek a hatások egymástól függenek, összegződnek és szinergikusak.

Mivel a karsztrendszer összetett, holisztikus megközelítéssel kell a tájkezelést tervezni. Ez azt jelenti, hogy a karsztfelszínnek és a barlangok komplex háromdimenziós tájai magukba integrálják a kőzetet, talajt, vegetációt és az atmoszférát. Kölcsönhatásaik befolyásolják a rendszer működését, ezért azok komplex védelmét kell megoldani.

A karsztnak természetes víz- és levegőciklusa van, a táj sajátos klimatikus és biotikus háztartással rendelkezik, amit óvni kell. A tájhasznosításakor a víz zavartalan beszivárgását kell biztosítani annak tudatában, hogy a karsztokon a vízhálózat felszín alatt elágazik és a külső anyagokat gyorsan bejuttatja a rendszerbe.

Minimalizálni kell a karsztokon az eróziós talajvesztésüket. A talajerózió a karsztokon gyakrabban előfordul, mint más kőzeteken, mivel a rendzina, mint a karsztok legfontosabb talajtípusa nem jól konszolidált, laza talaj. A karsztok élővilága számára fontos a talaj jó átlevégőzése, a talajaggregátumok stabilitásának biztosítása, a megfelelő mennyiségű

szervesanyag-tartalom. Visszacsatolásként a stabil vegetáció megvédi a karsztfelszínt a talajeróziótól.

A vízminőség megóvása érdekében a vízgyűjtő egész területét kell védeni. A vízgyűjtő területen a kőbányászat, a talajerózió, mezőgazdaság a kemikáliákkal és peszticidekkel, illetve a nehézfém-terhelések okoznak jelentős károsodásokat. Természetesen a karsztos vegetáció megváltoztatása is zavarokat okozhat a talajdinamikában, s közvetve a beszivárgó víz mennyiségében és kemizmusában. A nagymennyiségű vízkivétel olyan környezeti hatás, amely már veszélyezteti a rendszer működését. Minimalizálni kell tehát azokat a környezeti hatásokat, amelyek közvetve ugyan, de az egész rendszer működési zavarainak kialakulásához vezetnek.

Ez a feladat csak akkor oldható meg, ha a területen élő lakosság körében tudatosítjuk, hogy a karszterület védelme a rendszer sérülékenysége miatt szükséges.

Dokumentálni kell a karsztok és barlangok védelmének szükségességét. Adatbázist kell létrehozni a védett és a még védelem alatt nem álló területekről, hogy hosszabb távon azokat védelem alá helyezhessük, s esetleg a világörökség részévé nyilváníthassuk.

IRODALOM

Guidelines for Cave and Karst Protection. (1997): IUCN World Commission on Protected Areas. Prepared by the WCPA Working Group on Cave and Karst Protection. - (Ed. By Watson, J.-Hamilton-Smith, E.-Gillieson, D.-Kiernan, K.). Goanna Print, Canberra.

BÁRÁNY-KEVEI, I. (1998): Geocological system of karsts. - Acta Carsologica. Krasoslovni Zbornik, XXVII/1. Ljubljana. p. 13-25.

A KARSZTÖKOLÓGIAI ADOTTSÁGOK ÉS AZ ERDŐGAZDÁLKODÁS KAPCSOLATÁNAK VIZSGÁLATA AZ EGYES FAJAJOK TERMŐHELYI PREFERENCIÁI ALAPJÁN, AGGTELEKI PÉLDÁN

TANÁCS ESZTER-KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
Pf 653

nadragulya@geo.u-szeged.hu, keveibar@earth.geo.u-szeged.hu

Abstract: The potential vegetation of Hungarian karstlands is woodland. Despite the vegetation having been affected for centuries by human activity, the proportion of woodlands in these areas is still high. The extension and state of the forest today is defined by forest management; meanwhile changes in the vegetation have an effect on the other factors of the karstecological system: they directly affect microclimate and soil. Forest management is based on management plans, which - some dating back to beginning of the 20th century - provide a unique information source on the state of forests and production sites. This study provides a review of the possible impacts of silvicultural practices on karstlands on the example of Aggtelek National Park and also aims to examine the possible uses of forest management plans in karst research.

Bevezetés

A magyarországi karsztterületeken földrajzi elhelyezkedésük, illetve magassági viszonyaik szerint a potenciális növénytakaró az erdő. Annak ellenére, hogy a vegetációt évszázadok óta alapvetően befolyásolja az emberi tevékenység, az erdők aránya ezeken a területeken ma is magas. (az Aggteleki Nemzeti Park területén például az erdőborítás meghaladja a 70 %-ot, ami az országos átlagnak több mint háromszorosa). A karsztok, mint környezeti hatásokra fokozottan érzékeny területek kutatásában csak az utóbbi években merült fel az igény, hogy megismerjük a tágabb környezet összefüggéseit, amelybe szorosan beletartozik a felszint borító növényzet. A vegetáció kölcsönhatásban áll a karsztökológiai rendszer egyéb tényezőivel: a mikroklímával, a talajjal, és ezeken keresztül közvetve az egész rendszerrel (KEVEIBÁRÁNY 2004). Az abiotikus tényezők meghatározzák a növényzet faji összetételét és növekedését, amiből következik, hogy a vegetáció változásai jelezhetik a rendszerben végbemenő folyamatokban bekövetkező változásokat. Ahhoz, hogy a karsztok kutatásában az erdőnek ezt a tulajdonságát kihasználhassuk, és a jeleket értelmezni tudjuk, ismernünk kell a növekedési sajátosságait, valamint az ezeket befolyásoló emberi tényezőket. Az erdő kiterjedését, állapotát, jellemzőit napjainkban mindenütt az erdőgazdálkodási

tevékenység határozza meg. A tudatos erdőgazdálkodás az Aggteleki-karszt területén a XIX. század végére nyúlik vissza, ez megegyezik az itt található legidősebb erdők korával. Az erdőbirtokosok, erdészek kezdettől fogva érdekelték voltak az erdő növekedési sajátosságainak felmérésében, hiszen a jövedelmük függött tőle, hogy a megfelelő termőhelyen az ott legjobban teljesítő fafaj domináljon. Az erdészeti tevékenység így a karsztökológiai rendszer szempontjából két okból nyerhet jelentőséget: az egyik, hogy az erdőgazdálkodás közvetlenül alakítja a rendszer egyik elemét, így közvetve befolyásolja valamennyit; a másik, hogy az évszázados terepi jelenlét során felhalmozódott tapasztalati tudás segíthet a rendszer összefüggéseinek feltárásában. Az erdő élete évszázadokban mérhető, ebből adódóan a jelenlegi állapotra nézve nem csak, illetve nem elsősorban napjaink erdőgazdálkodása a meghatározó, hanem a megelőző évtizedek, évszázadok tevékenysége. Napjaink erdőgazdálkodása pedig meghatározza a magyarországi erdők állapotát a következő évtizedekben.

Módszerek

Az erdő szerepe a karsztökológiai rendszerben nem merül ki a változások esetleges előrejelzésében. Mivel a rendszer elemei között kölcsönhatás áll fenn, az erdő alakulása visszahat a klímára, a talajra, és ezeken keresztül közvetve befolyásolja a felszín alatti morfológia alakulását is. Az erdőket azonban az elmúlt évszázadokban az ember jelentősen átalakította, és ezzel megváltoztatta a termőhelyüket is (BARTHA 2001). A karsztökológiai rendszer folyamatainak megismeréséhez ezért érdemes áttekinteni azokat a tevékenységeket, amelyek befolyásolták, illetve napjainkban befolyásolják az erdők alakulását. A továbbiakban áttekintjük a mai Aggteleki Nemzeti Park területén található erdők történetét, jellemzőit és térinformatikai, valamint statisztikai módszerek segítségével kísérletet teszünk a korábbi erdőgazdálkodási beavatkozások kimutatására az erdészeti adatbázisból.

Az Aggteleki Nemzeti Park területére vonatkozó 1993 évi erdészeti adatbázis egyes részeit (termőhelyi jellemzők, faállomány-jellemzők) az *ArcView* 3.2 szoftver segítségével egy térinformatikai rendszerbe integráltuk. Az adatok minőségét korábbi, a terület egyes részeire vagy egészére vonatkozó adatok alapján próbáltuk megbecsülni.

A különféle attribútumokra vonatkozó lekérdezések alapján a terület erdeinek általános leírásához térképeket, illetve ábrákat készítettünk, melyeket összehasonlítottunk az Országos Erdőállomány-adattár országos adataival. A termőhelyi tényezők és a faállomány összefüggéseinek vizsgálatával kísérletet tettünk a korábbi beavatkozások kimutatására az adatbázisból.

Mivel az erdészeti adatbázisban a termőhelyet leíró adatok nominális adattípusként szerepeltek, a fajoknak a területre jellemző termőhelyi igényeit, illetve a beavatkozásokra utaló esetleges torzulásokat kontingencia-mátrix, valamint a fajok és a termőhelyi tényezők sztochasztikus függetlenségének vizsgálatával próbáltuk leírni. Ehhez az *SPSS 11*, valamint a *Microsoft Excel 2002* szoftvereket alkalmaztuk. Referenciaként erdészeti és növénytan szakkönyveket, valamint *JÁRÁSI* (1997) a terület erdőinek történetét leíró könyvét használtuk fel.

Az adatbázis pontossága

Az alább leírtak az 1993 évi erdészeti adatbázis alapján kerültek megállapításra, de az eltelt években bekövetkezhetnek változások (pl. a vágásértett erdők kitermelése, a korosztályok módosulása). Az erdőrészek területe nagyobb, mint az adatbázisban szereplő termőhelyi tényezők változásának léptéke, de az egyes erdőrészeknél az adatbázisban mindig csak egy, a részletet legjobban leíró érték szerepel. Az adatbázis elkészítése során gyakran alkalmaznak becslést, ami a pontosság rovására megy.

Minden pontatlanság ellenére az erdészeti adatbázis nagy területekre nézve egyedülálló információforrás, amely az ország valamennyi erdőterületére évtizedek óta rendszeresen és egységesen készül.

Az adatbázisban szereplő tengerszint feletti magasságot Bódis Katalinnak a területről topográfiai térkép alapján készített domborzatmodelljével vetettük össze. Mivel az adatbázisban 100 m-es kategóriák szerepelnek, a modellt ezeknek az alkalmazásával újraosztályoztuk. Egy kategóriányi eltérést a terület kb. egynegyedén tapasztaltunk, elsősorban a meredekebb, délies lejtőkön. Ennek oka lehet, hogy ilyen terepen a domborzatmodell alapjául szolgáló topográfiai térkép pontossága sem a legnagyobb. Az eltérés magyarázata lehet még az adatbázis léptéke.

A talajtípusra vonatkozó összehasonlítást Zseni Anikó 2001-es vizsgálata alapján (*ZSENI* 2003) végeztük el, egy kisebb, 8 km²-es területre. Azokat a talajokat, melyeket Beck és Borger német kutatók allochton üledékek mállásából maradt, és az idők során degradálódott rendzinaszerű terra fusca-ként határoztak meg, az erdészek következetesen rendzinának tekintették. Mivel előbbi az utóbbtól elsősorban keletkezésében, nem pedig tulajdonságaiban tér el (*BECK, BORGER* 2000), ezt az eltérést figyelmen kívül hagytuk. Az eredmények alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy az adatbázisban szereplő genetikai talajtípus meghatározás ugyan pontatlan, de ez a tény a gyakorlat szempontjából jelentéktelen, mivel a genetikai talajtípus elsősorban a hozzá köthető tulajdonságok által befolyásolja a vegetá-

ció alakulását (pl. kötöttség, vagy glejesedés, stb.). Ezek a tulajdonságok pedig a gyakorlatban egyértelműbben meghatározhatóak, mint maga a genetikai talajtípus.

Az adatbázis százalékos bontásban tartalmazza az egyes erdőrészek fafaj-összetételét. Ezt hasonlítottuk össze egy, 1996-ban a terület egy kisebb részén elvégzett vegetációvizsgálattal (HORVÁTH, 1996). A vizsgált mintaterület kb. 17%-án az erdészeti adatok hiányosak voltak, a fennmaradó, összehasonlításra alkalmas terület 84%-án az adatbázisban szereplő adatok megfeleltek a vegetációvizsgálat eredményének. A 16%-os eltérés valószínűleg azzal magyarázható, hogy a vizsgálatban szereplő kategóriák élőhely-kategóriák, így megállapításukkor nem csak a jelenlévő fajokat, hanem a termőhelyet is figyelembe vették.

A vizsgált terület termőhelyi jellemzői

Az erdészeti adatbázis alapján a Nemzeti Park területéhez tartozó erdőrészek termőhelyi viszonyai a következőképpen alakulnak.

A terület tengerszint feletti magassága átlag 315 m, kb. 75%-a 250 és 450 m közé esik. Az erdőterület kétharmada 12,5°-os, vagy annál meredekebb lejtőkön található. A kitettség szerinti megoszlásban a délies oldalak többségben vannak (kb. 30%), a többi nagyjából egyenlően oszlik meg. Az erdőrészek 16%-a túl változatos domborzata miatt jellemző kitettséggel nem rendelkezik („*változó*” kategória). A területet a gyertyános-tölgyes klíma uralja, aránya 81,4%, a bükkös klíma 11,4%-ra jellemző, míg a kocsánytalan-tölgyes klíma mindössze 7,2%-ot képvisel.

A genetikai talajtípus uralkodóan a rendzina (56,7%), nagyobb területet foglalnak el a barna erdőtalajok (28%), de jelentős a sziklás-köves váz talajok aránya is (13,4%). A fizikai talajféleséget tekintve a terület háromnegyede vályogos, a homok nem jellemző, az agyagos és törmelékes talajok 12-12%-ot képviselnek. A talaj mélysége a terület 79%-án nem haladja meg a 60 cm-t.

A nagyobbbrészt kedvezőtlen termőhelyi jellemzők ismeretében nem okoz meglepetést, hogy az elsődlegesen gazdasági célokat szolgáló erdők aránya a területen mindössze 36,7%, ami az országos átlagnak (65,2%) valamivel több, mint fele. Ez megmagyarázza, hogy miért maradhattak meg a területen olyan állományok (karsztbokorerdők, molyhos tölgyesek), amelyeknek gazdasági értéke elenyésző.

Erdőgazdálkodás a területen

Az erdőgazdálkodás története a mai Aggteleki Nemzeti Park területén két nagyobb szakaszra osztható fel: az erdőhasználat és a tudatos erdőgazdálkodás szakaszaira. Mindkét szakaszra jellemző, hogy az erdők megmaradását illetve kiterjedését elsősorban a mindenkori birtokos személye és pillanatnyi gazdasági érdeke határozta meg. A politika, a törvények hosszú időn át csak annyiban voltak képesek szabályozni az erdőgazdálkodást, amennyiben befolyásolták a gazdasági érdekek alakulását (*JÁRÁSI* 1997).

I. szakasz

Az erdőhasználat korszaka a XIX. század elejéig tartott, jellemzője, hogy az ember felhasználta az erdőből kinyerhető javakat, de nem törődött az erdő megújításával, illetve a fenntarthatósággal. Az erdők átalakulása már ebben a szakaszban megkezdődött, a mai folyamatok gyökere ebben az időszakban rejlik.

Az erdő nem képviselt akkora értéket, mint a szántó, vagy a legelő, így a terület nagy részén fokozatosan kiirtották, és a talajokat mezőgazdasági művelés alá vonták. Az irtás évszázadokon át folyt, az 1782-85 között végzett első katonai felmérés térképén az Aggteleki Nemzeti Park ma szigorúan védett, erdőkkel borított A-zónája még cserjés legelőként szerepel (*NAGY* 2003). A legnagyobb mértékű irtás a jobbágyfelszabadítás következményeképpen, 1848-78 között ment végbe (*BARTHA* 2001). A megmaradt erdőkben a használat jellemző módjai ekkoriban a szálalás, tűzifa gyűjtése, erdei legeltetés, makkoltatás, hamuzsír-égetés, mészégetés, gyümölcsök, gyógynövények gyűjtése voltak. Ezek a használatok együttesen a tölgyek és a bükk kiritkulásának, és a gyertyán elterjedésének kedveztek. A fákat kivágták különféle célokra, viszont a legeltetés, makkoltatás gátolta a magról való felújulásukat. Így mindenütt a jól sarjadzó, rendkívül jó termőhely-megtartó képességgel rendelkező gyertyán újult fel. A legeltetés káros hatásait már a XVI. században felismerték, de a folyamatos tiltás ellenére a gyakorlat a XX. századig jellemző volt (*JÁRÁSI* 1997).

Átmenet

A XIX. század és a XX. század eleje a két szakasz közötti átmenet ideje. Az időszak kezdetén már komolyan felmerült az erdők fenntarthatóságának kérdése, és törvények is születtek a védelmükben, de a joghézagok, illetve a végrehajtással megbízott nemesi vármegye ellenérdekeltsége folytán nem volt sok foganatjuk. Az 1870-es években egy új erdei termékre, a cserkéregre jelentkező nagy kereslet betetőzte a korábbi kedvezőtlen gyakorlatot: a tölgyeseket 15-20 éves vágásfordulóval vágták, és folyamatosan sarjzatták. A sarjeredetű állományok egy idő után fokozatosan legyengül-

tek, és ezeknek a helyén is előretört a gyertyán (JÁRÁSI 1997). A gyertyán uralomra jutása, bár fatermelési szempontból kedvezőtlen volt, sok helyen voltaképpen megakadályozta az erdők végleges kiirtását és a lejtők kopárosodását (GENCSI-VANCSURA 1992).

Néhány erdőbirtokos és szakember ekkor már felismerte, hogy az erdők ilyen kihasználtság mellett maguktól nem képesek többé megújulni. A XX. század elejére kidolgozták a fenntartható erdőgazdálkodást lehetővé tevő elveket, azonban a tulajdonosi szerkezet, és a gazdasági helyzet nem volt kedvező. Az 1860-as úrbéri rendezés után sok kisebb-nagyobb birtok jött létre a területen, és ezeknek csak a tizedrésze volt köteles üzemterv szerint gazdálkodni (JÁRÁSI 1997). A XX. század első felének háborús és gazdasági válságai megnövelték a fa iránti keresletet, és ellehetetlenítették a szabályozást vagy annak betartását. Trianon után az ország elveszítette legfontosabb erdőterületeit, a fokozódó kereslet kielégítése a megmaradt erdőkre hárult. Az erdőbirtokosoknak ugyanakkor sok esetben nem volt más jövedelemforrása. Mindezen okok együttes következményeképpen a II. világháború és az újjáépítés végére a területen szinte nem maradt kitermelhető erdő. A mai erdők nagy része ebből az időszakból származik, annak ellenére, hogy az erdők felújítására nem mindig álltak rendelkezésre megfelelő források.

II. szakasz

1947 és 1951 között az erdők fokozatosan állami tulajdonba kerültek. Az államosítás után kezdték el nagy területen alkalmazni a korábban kialakított alapelveket. Az állami tulajdon szavatolhatta volna a hosszú távú érdekek előtérbe kerülését, a kezdeti időszakban azonban a termelés bővítését célzó tervgazdálkodás folyt. Elsődleges cél volt, hogy gyorsan növényeket ültessenek, melyek viszonylag rövid idő alatt használható, jó minőségű faanyagot biztosítanak, ezért a telepítésekben a fenyvesek aránya elérte a 70%-ot (JÁRÁSI 1997). 1968 után pedig elkezdődött a nyereségorientált gazdálkodás, ami nem csak mai környezetvédelmi szempontok szerint ártott az erdőnek, hanem maguk az erdészek is felismerték „...a szakmai kívánalmak és a gazdaságosság ellentmondásait...” (JÁRÓ 1972).

A mai erdőgazdálkodást az 1996-ban érvénybe lépett erdőtörvény (1996. évi LIV. törvény) szabályozza. Az Aggteleki Nemzeti Park területén cél a természetszerű erdők kialakítása, de a területen egyidejűleg állami tulajdonú erdészeti részvénytársaságok nyereségorientált erdő- és vadgazdálkodást folytatnak. (EXNER, JÁVOR 2003) Az elsődleges rendeltetés meghatározásakor a védelem csak a fokozottan védett területeken kapott elsőbbséget. A többi ilyen erdő elsődleges rendeltetése „gazdasági célú fatermesztés” lett, ami komoly konfliktusforrást jelent (VARGA 1998).

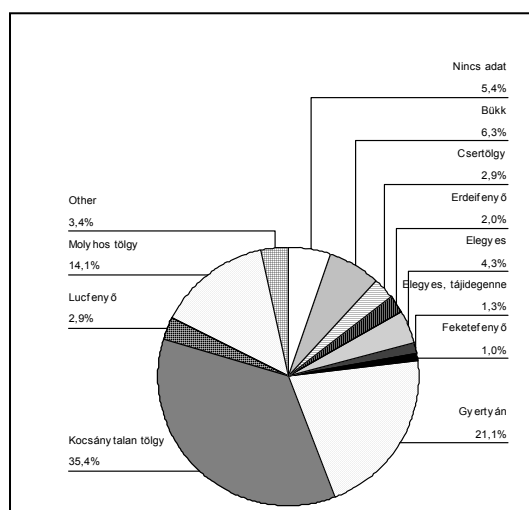
A park területén felhagyott szántók, gyepek, és gyümölcsösök a spontán erdősülés különböző fázisait mutatják (NAGY 2003, BECK, BORGER 2001). Ez azt a furcsa helyzetet eredményezte, hogy a ritka fajok védelme miatt a természetvédelem egyik célja az emberi hatásra létrejött gyepek megőrzése a természetes szukcesszióval szemben (BECK, BORGER 2001).

Az erdőgazdálkodási eljárások és hatásaik az erdőre

Ideális esetben az erdőművelési eljárásoknak nem lehetne kezdetét, illetve végét meghatározni, hanem a tevékenység során legalábbis nagy léptékben mindvégig meg kellene maradnia az erdőborításnak (SÓDOR, TEMESI 2001). Azonban az erdőgazdálkodási módszerek már egy nagyon erősen bolygatott ökoszisztéma kezelésére alakultak ki. Ezeknek a bolygatásoknak a kezelésére az erdő rendelkezett volna megfelelő válasszal –a másodlagos szukcesszió beindulásával (STANDOVÁR 2001) – ilyennek tekinthető a vizsgált területen a gyertyán előretörése (GENCSI, VANCSURA 1992). Csakhogy a faszükséglet miatt nincs idő kivárni, amíg a természetes folyamatok eredményeképpen ismét kialakul egy klimax társulás. Ezért egy terület véghasználat utáni felújítása során a kezdeti tevékenységek olyan feltételek mesterséges megteremtését célozzák, amelyek már kezdetben kedveznek a kiválasztott fajnak, vagy fajoknak (LONG *et al.* 2004). A jól hasznosítható faanyagot a hosszú életű, lassú növekedésű fajok szolgáltatják (pl. a nemes tölgyek), amelyek genetikailag valamely tápanyag (időszakos) hiányának eltűrésére rendezkedtek be. Azonban a rövid vágáskoroknak köszönhető gyakori antropogén bolygatás hatására azok a fajok kerülnek előtérbe, amelyek a minél gyorsabb és nagyobb mennyiségű felvételre specializálódtak (GRIME 1991). Ez az ellentmondás csak nagyon erőteljes beavatkozással oldható fel, a nemkivánt fajok eltávolításával, illetve idegenhonos fajok (például a fenyőfélék, vagy akác) ültetésével. A nyereségorientált gazdálkodásban széles körben alkalmazott módszerek a nagy területű véghasználatoktól a fokozott gépesítésen át az intenzív vegyszerezésig terjednek. Ezek a beavatkozások homogenizálják az erdő természetes folyamatait (STANDOVÁR 2001). Az ilyen „erdő” nem tölti be többé funkcióját a karsztökológiai rendszerben sem, nem kölcsönhatásban áll a rendszer egyéb tényezőivel, hanem egyoldalúan befolyásolja azokat.

Az erdőállomány jellemzői

Uralkodó fafajnak (1. ábra) tekintettük azt, melynek elegyaránya a részletben meghaladja az 50%-ot).



1. ábra Az erdők uralkodó fafaj (aránya részletben nagyobb, mint 50 %) szerinti megoszlása az Aggteleki Nemzeti park területén

Fig. 1. Distribution of the dominant species (their proportion at the production site exceeds 50%) in Aggtelek National Park

Az uralkodó fafaj a terület egyharmadán a kocsánytalan tölgy, ami megfelel a várakozásnak, ugyanakkor a második helyezett gyertyán (21,1%) nagyarányú előfordulása mindenütt az erdei ökoszisztéma bolygatásának nyomait őrzi. A molyhos tölgy dominálta erdők nagyobb arányban való fennmaradását (14,1%) véderdő szerepük indokolta, de talán még inkább az, hogy termőhelyükön se mezőgazdasági termény, se más fafaj nem képes tartósan megélni. Jelentősek még (elsősorban a déli részeken) a csertölgy uralta erdők (9,1%) A terület 6,9%-án az idegenhonos fajok uralkodóak (ilyennek tekintetem a fenyőféléket, akácot és a nemesnyárákat), legnagyobb arányban a lucfenyő, erdeifenyő és a feketefenyő fordul elő. Jelen van még a hegyvidékeken kevésbé jellemző kocsányos tölgy és a mézgás éger, amely elsősorban a patakok mentén fordul elő. Néhány részletben uralkodóvá váltak az elegyfajok, például a magas kőris, illetve a kislevelű hárs, ez vagy speciális termőhelyi viszonyokra, vagy valamilyen emberi beavatkozást követően a másodlagos szukcesszió megindulására utal.

A terület erdeinek 5,6 %-ánál nem határozható meg uralkodó fafaj, de ezekben az erdőkben is sokszor idegenhonos fajok dominálnak, vagy nagy arányban fordulnak elő bennük.

2001-ben a terület erdőinek kor szerinti megoszlása az országosnál jóval kedvezőbb. A 61-80 éves korosztály az uralkodó, az országos 12,7%-hez képest aránya itt 40,8%. A 81-100 éves korosztálynál a különbség még szembetűnőbb, 7,8% országosan, a Nemzeti Park területén 24,2%. Jelentős a 41-60 év közötti erdők aránya is (20,3 %)

Az egyes fajok termőhelyi preferenciái

A területen megtalálható fajok közül azt a 11-et vizsgáltuk, melyeknek elegyaránya több mint tíz erdőrészletben meghaladta az 50%-ot, és csak azokban az erdőrészletekben, ahol uralkodóak. A vizsgálat egyik célja az volt, hogy kiderítsük, mennyire mérhetőek fel egy adott térségben az egyes fafélék termőhelyi preferenciái az erdészeti adatbázis alapján. Szintén cél volt, hogy kiderítsük, kimutathatóak-e erdészeti beavatkozásoknak tulajdonítható eltérések az adatok alapján meghatározott termőhelyi preferenciák és az egyes fajok szakirodalomban leírt igényei között.

A vizsgálat során először kontingenciatáblákat készítettünk. Ezek azonban nem hangsúlyozzák ki az egyes fajok termőhelyi igényeit, hanem elsősorban a nagyobb területen előforduló fajok (pl. gyertyán, illetve kocsánytalan tölgy) illetve termőhelyi tényezők (pl. rendzina talajok, vagy gyertyános-tölgyes klíma) együttes előfordulása kap bennük hangsúlyt. Hogy a területbeli különbségek okozta torzításokat kiszűrjük, a sztochasztikus függetlenség definícióját használtuk fel, mely szerint ha két esemény együttes bekövetkezésének valószínűsége egyenlő a két esemény valószínűségének szorzatával, akkor a két esemény sztochasztikusan független. Az alapfeltételezés az volt, hogy egy adott fafaj előfordulása, és a termőhelyi tényezők szoros kapcsolatban állnak egymással, így az egyes fafajok és az egyes tényezők viszonyát jellemezhetjük az együttes előfordulás számított és tényleges valószínűségének különbségével. Egy mátrixot állítottunk fel, melynek sorait az egyes fafajok, oszlopait pedig az adott tényező lehetséges változatai (pl. klíma esetén az egyes klímátípusok) képezik. Az erdészeti adatbázis alapján az összterületből és az egyes fajok, valamint tényezők területeiből kiszámítottuk az egyenkénti, valamint az együttes előfordulási valószínűségeket, majd ezek alapján kitöltöttük a mátrixot. Az első mátrixba a fafajok, illetve tényezőtípusok előfordulási valószínűségeinek szorzata került (elméleti vagy számolt valószínűség), a másodikba pedig az együttes előfordulásuk tényleges valószínűsége (mért valószínűség). A harmadik

mátrixban kiszámítottuk, hogy a valóságban mért értékek hány százalékát képezik a számított (elméleti) értékeknek (1. a-g táblázatok). Ahol az eredmény a 100%-ot közelíti, ott a különbség az elméleti és mért értékek között nem számottevő, vagyis ezekben az esetekben a fafajnak az adott tényezőtípusban való gyakori előfordulása nem valamely különleges igény eredménye, inkább a fajnak a tényezővel szembeni semlegességére utal. A 0 érték azt jelzi, hogy az adott faj az adott tényezőtípusban egyáltalán nem fordul elő. A 0 és 100 közötti értékek azt mutatják, hogy az adott faj a vártnál kevésbé gyakran, a 100 fölöttiek pedig, hogy a vártnál gyakrabban fordul elő. Az értelmezésnél nagyon fontos figyelembe venni, hogy a mátrix erősen torzít a kis területen előforduló fafajok, illetve tényezőtípusok javára. Ezért, bár a 100-tól való eltérés iránya független az adott tényező területi kiterjedésétől, utóbbit az eltérés értékének értelmezésénél mégsem hagyható figyelmen kívül. A kapott mátrixokat (1. a-g táblázatok) GENCSI, VANCSURA (1992), és MAJER (1972) leírásaival vetettük össze.

Az elemzés eredményeit részletesen két, hasonló termőhelyi igényekkel rendelkező faj példáján mutatjuk be. Az idegenhonos feketefenyő (*Pinus nigra*) a mediterrán hegyek pionír jellegű xerofil fája, melyet Magyarországon igénytelensége miatt elsősorattal használtak kopárfásításokhoz. A területen őshonos molyhos tölgy (*Quercus pubescens*) a délies kitettségű, sekély, meszes vázta talajok melegkedvelő fája, amely véderdőnek kiváló, azonban gazdasági hasznosításra alkalmatlan. A molyhos tölgyet is tartalmazó erdőrészek teljes területének 10 százalékát képezik az olyan erdőrészek, ahol feketefenyő is található, míg a betelepített feketefenyvesek csaknem fele molyhos tölgygel együtt fordul elő. A feketefenyvesek ültetése már a 19. század végén megkezdődött, de az első ültetésekben mai arányuk nemigen haladja meg az 5-10%-ot. A későbbiekben részben együtt telepítették a két fajt, részben pedig utólag telepítették feketefenyőt a korábbi molyhos tölgyesekbe. Az 1. a-g táblázatok azoknak a részleteknek az adatai alapján készültek, ahol az adott faj aránya meghaladja az 50%-ot. Összehasonlításuk az irodalmi adatokkal a következő eredményeket hozta:

- Tengerszint feletti magasság (1. a táblázat) tekintetében nincsenek nagyon látványos tendenciák, a 150-250 m fölötti magassági kategória kirívóan magas értékei a kis terület torzításának köszönhetőek.

- Kitettségben az 1. b táblázat adatsora alapján a molyhos tölgy a déli, a feketefenyő a nyugati, és kisebb részben szintén a déli hegyoldalakat részesíti előnyben. Ez a preferencia a két faj meleg- és szárazsággkedvelő jellegével magyarázható, de megjelenik a termőhely szélsőségeiben jelentkező árnyalatnyi különbség.

- Klímát tekintve az *1. c táblázat* szerint látható, hogy mindkét fafaj a kocsánytalan tölgyes klímában fordul elő a vártnál nagyobb arányban, míg bükkös klímában elvétve találkozunk velük. Melegkedvelő, illetve szárazságtűrő jellegük alátámasztja ezt a megfigyelést.

- Lejtőszöveget tekintve (*1. d táblázat*) feltűnő, hogy a molyhos tölgnél szereplő értékek a lejtőszöggel növekednek. Mivel a lejtő meredekségével a talajtakaró vastagsága csökken, ez egybehangzik *GENCSI, VANCSURA* (1992) leírásával, mely szerint ez a faj kevés csapadékot tároló, sekély talajokon versenyképes. A feketefenyő a közepes meredekségeken fordul elő gyakrabban (12,5°-22,5°), és a meredekebb hegyoldalakon kevésbé jellemző.

- Genetikai talajtípusát tekintve (*1. e táblázat*) a területre jellemző néhány fontosabb genetikai talajtípus közül látható, hogy a molyhos tölgy váztalajokat részesíti előnyben. A rendzinánál szereplő 60% körüli érték azzal magyarázható, hogy az erdészeti adatbázisban „rendzina” néven szereplő típusok nem annyira sekély és szélsőséges vízháztartású talajok, így rajtuk más, gyorsabb és jobb növekedésű fajok előnyt élveznek a molyhos tölgyvel szemben. A feketefenyő esetében a rendzinánál és a köves-sziklás váztalajnál találunk 100 fölötti értékeket.

1.a táblázat
Table 1. a.

A tengerszint feletti magasság és az uralkodó fafaj viszonya
The relations of height above sea level and the dominant tree species

tengerszint feletti magasság (m)	150-250	250-350	350-450	450-550	550-650
Kocsánytalan tölgy	44,234	94,643	102,589	111,267	93,448
Gyertyán	161,287	64,109	92,481	174,491	14,778
Molyhos tölgy	319,179	74,619	117,818	77,945	20,871
Bükk	232,381	153,201	68,288	76,846	0,000
Lucfenyő	383,656	84,360	77,176	146,127	11,649
Erdeifenyő	293,314	134,828	71,644	90,631	0,000
Cser	0,000	227,747	53,862	20,862	0,000
Feketefenyő	519,652	141,951	53,841	88,261	0,000
Akác	2048,544	100,501	29,925	0,000	0,000
Kocsányos tölgy	146,170	200,407	50,944	51,545	0,000
Mézgás éger	2620,306	93,740	0,000	0,000	0,000

1.b táblázat
Table 1. b.

A kitettség és az uralkodó fafaj viszonya
The relations of aspect and the dominant tree species

kitettség	dél	észak	kelet	nyugat	változatos
Kocsánytalan tölgy	87,707	91,974	112,897	101,859	121,246
Gyertyán	69,046	79,684	94,297	141,804	153,083
Molyhos tölgy	222,355	<i>1,082</i>	84,160	62,025	52,391
Bükk	<i>36,791</i>	313,149	92,312	<i>36,473</i>	<i>12,683</i>
Lucfenyő	<i>38,474</i>	239,426	95,257	<i>46,956</i>	68,583
Erdeifenyő	162,816	<i>49,698</i>	<i>43,781</i>	116,590	88,469
Cser	76,022	98,763	228,712	<i>36,178</i>	76,980
Feketefenyő	167,107	<i>42,001</i>	<i>26,009</i>	205,279	<i>37,523</i>
Akác	174,035	<i>8,316</i>	199,957	<i>20,805</i>	<i>8,584</i>
Kocsányos tölgy	61,754	98,756	<i>16,761</i>	396,246	0,000
Mézgás éger	<i>31,923</i>	<i>26,824</i>	<i>13,189</i>	<i>9,171</i>	0,000

1.c táblázat
Table 1. c.

A klíma és az uralkodó fafaj viszonya
The relations of climate and the dominant tree species (The climate types signify the average humidity in July at 14h)

klíma	bükkös	gyertyános-tölgyes	kocsánytalan tölgyes
Kocsánytalan tölgy	<i>11,934</i>	106,945	160,236
Gyertyán	210,815	92,279	<i>12,712</i>
Molyhos tölgy	<i>6,010</i>	106,358	176,207
Bükk	628,688	<i>32,586</i>	<i>28,708</i>
Lucfenyő	177,371	98,064	0,000
Erdeifenyő	<i>31,832</i>	103,667	165,917
Cser	0,000	122,807	0,000
Feketefenyő	<i>2,320</i>	105,704	189,307
Akác	0,000	122,778	0,000
Kocsányos tölgy	0,000	51,182	808,255
Mézgás éger	0,000	114,946	88,946

- Fizikai talajféleség (*1. f táblázat*) szerint a molyhos tölgy elsősorban törmelékes talajokon fordul elő a területen. Az agyagon való viszonylag ritka előfordulást a kötött, levegőtlen talajok iránti ellenszenvé, míg a vályognál szereplő alacsony értéket a jobb minőségű termőhelyeken jellemző versenyképtelensége magyarázza. A feketefenyő nem mutat különösebben jellemző értékeket, ami magyarázható ültetett voltával.

- Termőréteg vastagságát tekintve a molyhos tölgy talajmélységgel fordítottan növekvő adatsora az *1. g táblázatban* magáért beszél. A feketefenyő hasonló tendenciát mutat, de az „igen sekély” kategóriában produkált alacsony érték mutatja azt a határt, ahol ez a faj már nem tud versenyezni a molyhos tölgyel.

A táblázatokból az következik, hogy noha a két faj eredeti termőhelyén hasonló igényű, a molyhos tölgy elterjedésének északi határán olyan speciális feltételekhez alkalmazkodott, amelyhez a telepített feketefenyő nem, vagy csak részben volt képes idomulni. Az adatokból kiolvasható az, az egyébként ismert információ, hogy a feketefenyő betelepítésének egyik célja volt a gazdaságilag értéktelen molyhos tölgyesek helyettesítése. Az is látszik, hogy ez csak részben, a kevésbé szélsőséges termőhelyeken járt sikerrel.

A többi fafaj vizsgálata a következő eredményeket hozta: az őshonos fajok esetében az erdészeti adatbázisból leszűrhető termőhelyi igények általában megegyeznek a szakirodalomban leírtakkal. Érdekes azonban szem előtt tartani, hogy az adatbázis pontossága megkérdőjelezhető, és elkészítése során sok esetben a termőhelyre éppen az ott jelenlévő állományokból következtetnek. Ennek ellenére úgy véljük, hogy az adatbázis alkalmas az előzetes tájékozódásra, illetve nagyléptékű optimalizációs vizsgálatok elvégzésére.

Ami a vizsgálat másik célját illeti, a felhasznált adatokból kimutatható komolyabb, erdőgazdálkodási beavatkozásra utaló eltérések elsősorban az idegenhonos fajok jelenlétéhez köthetőek, tehát a termőhelyi igények vizsgálata nélkül is láthatóak. Az idegenhonos fafajok, különösen az akác és a fenyőfélék szinte mindenféle termőhelyen megjelennek. A fenyőfélék közül a legkülönösebb a lucfenyő jelenléte, ennek optimuma a savanyú, mészmentes talajokon van, és a páras, hűvös hegyoldalakat kedveli (*GENCSIVANCSURA* 1992). Ehhez képest a vizsgált karsztos területen viszonylag nagy arányban fordul elő.

1.d ábrázat
Table 1.d.

A lejtőszög és az uralkodó fafaj viszonya
The relations of slope and the dominant tree species

lejtőszög	2,5-7,5	7,5-12,5	12,5-17,5	17,5-22,5	22,5-27,5	27,5-32,5	32,5 fölött
Kocsánytalan tölgy	94,656	146,468	111,552	64,531	45,445	14,717	7,058
Gyertyán	67,743	88,977	119,813	128,744	60,355	26,982	50,977
Molyhos tölgy	5,111	21,339	59,929	121,659	272,616	432,009	576,752
Bükk	28,288	14,585	122,452	147,240	233,984	164,038	60,529
Lucfenyő	121,290	89,293	106,481	103,211	85,634	47,282	31,081
Erdeifenyő	831,027	140,207	45,503	11,127	0,000	0,000	0,000
Cser	375,430	221,989	56,476	0,000	2,437	0,000	0,000
Feketefenyő	98,655	86,552	117,687	117,961	97,683	36,331	88,958
Akác	253,765	69,980	194,601	8,233	0,000	0,000	0,000
Kocsányos tölgy	621,559	212,066	35,594	22,109	0,000	0,000	0,000
Mézgás éger	439,224	7,906	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

1 e táblázat
Table 1. e.

A genetikai talajtípus és az uralkodó fafaj viszonya
The relations of genetic soil type and the dominant tree species

genetikai talajtípus	abet.	ramann-féle bet.	földes váztaaj	lejtőhordalék talaj	rendzina	zikkász vázta.
Kocsánytalan tölgy	138,680	107,888	20,710	175,078	105,712	16,540
Gyertyán	34,519	86,981	96,803	14,830	137,293	55,357
Molyhos tölgy	0,320	0,000	262,155	0,000	60,487	482,132
Bükk	61,825	231,979	0,000	0,000	107,862	41,938
Lucfenyő	48,117	277,076	0,000	75,597	103,098	26,997
Erdeifenyő	225,675	213,898	0,000	0,000	68,996	0,000
Cser	364,776	162,757	0,000	0,000	16,672	12,924
Feketefenyő	1,398	0,000	0,000	0,000	125,412	144,005
Akác	14,144	441,462	460,204	781,749	94,714	0,000
Kocsányos tölgy	26,763	75,851	0,000	1594,861	107,845	0,000
Mézgás éger	0,000	0,000	0,000	3434,983	58,506	0,000

1.f táblázat
Table 1.f

A fizikai talajféleség és az uralkodó faj viszonya
The relations of physical soil type and the dominant tree species

fizikai talajféleség	agyag	homok	törmelék	vályog
Kocsánytalan tölgy	157,452	0,000	22,555	103,962
Gyertyán	75,856	195,760	55,157	111,489
Molyhos tölgy	42,188	0,000	470,039	46,361
Bükk	47,862	0,000	44,085	118,113
Lucfenyő	80,183	0,000	0,000	120,368
Erdeifenyő	122,036	0,000	0,000	113,579
Cser	46,076	0,000	13,586	123,612
Feketefenyő	57,766	0,000	90,576	108,567
Akác	0,000	0,000	0,000	133,458
Kocsányos tölgy	510,593	0,000	0,000	50,363
Mézgás éger	347,025	0,000	0,000	76,972

1.g táblázat
Table 1.g

A termőréteg vastagsága és az uralkodó faj viszonya
The relations of soil depth and the dominant tree species

termőréteg vastagsága	igen mély	mély	közepesen mély	sekély	igen sekély
Kocsánytalan tölgy	201,350	139,370	124,946	46,901	8,336
Gyertyán	0,000	52,879	103,584	148,755	2,381
Molyhos tölgy	0,000	0,000	7,427	229,905	571,974
Bükk	0,000	88,714	124,168	79,576	22,939
Lucfenyő	0,000	132,023	130,851	45,038	0,000
Erdeifenyő	0,000	260,076	110,100	7,627	0,000
Cser	0,000	223,082	116,242	11,333	26,509
Feketefenyő	0,000	15,710	88,346	198,631	18,020
Akác	0,000	28,805	176,816	16,199	0,000
Kocsányos tölgy	771,168	38,311	169,855	11,163	0,000
Mézgás éger	0,000	341,726	82,776	12,231	0,000

Következtetések

A karsztökológiai rendszer egyik tényezője a növényzet, amely a karszterületeken eredetileg erdő. Az erdő kiterjedését, állapotát napjainkban az erdőgazdálkodási tevékenység határozza meg, amely üzemtervekre támaszkodik. Az erdészeti üzemtervek a század elejéig visszanyúló, nagy területre kiterjedő, egyedülálló információforrást biztosítanak az erdőkről és a termőhelyi

viszonyok alakulásáról. Ugyanakkor a termőhelyi tényezők (amelyek tulajdonképpen a karsztökológiai rendszer faktorai) kapcsán használhatóságukat több tényező is korlátozza: elsősorban az, hogy a termőhelyi jellemzők térbeli változékonysága nagyobb, mint az üzemterv erdőrészlet szintű felbontása. További probléma egyes adatok begyűjtésénél a szubjektivitás (pl. a genetikai talajtípus meghatározása esetén), és az emberi hiba.

Mindezen hibalehetőségek mellett a fafajok és termőhelyi tényezők sztochasztikus függetlenségének vizsgálata azt az eredményt adta, hogy az őshonos fajok esetében az erdészeti adatbázisból leszűrhető termőhelyi igények nagyjából megegyeznek a szakirodalomban leírtakkal. Ami a vizsgálat további célját illeti, a felhasznált adatokból kimutatható komolyabb, erdőgazdálkodási beavatkozásra utaló eltérések elsősorban az idegenhonos fajok jelenlétéhez köthetőek.

IRODALOM

1996. évi LIV. Törvény – www.aesz.hu

BARTHA D. (2001): Veszélyeztetett erdőtársulások Magyarországon – WWF füzetek 18.

Budapest (<http://www.wwf.hu/wwffuzetek.php>)

BECK, R. K.-BORGER H. (2000) Soils and relief of the Aggtelek Karst (NE Hungary): a record of the ecological impact of palaeoweathering effects and human activity – Essays in the ecology and conservation of karst (ed. Ilona Bárány-Kevei – J. Gunn) Special issue of Acta Geographica Szegediensis, Acta Geographica Tomus XXXVI, Szeged, p. 13-30

EXNER T.-JÁVOR B. (2003) Erdőfigyelő jelentés 2003 – WWF-füzetek 21. Budapest (<http://www.wwf.hu/wwffuzetek.php>)

GENCSI L.-VANCSURA R. (1992): Erdészeti növénytan II. (Dendrológia) - Mezőgazda Kiadó 1992

GRIME J. P. (1991): Nutrition, environment and plant ecology: an overview In: Porter, J. R.-Lawlor D., W. (edits): Plant growth: Interactions with nutrition and environment, Cambridge University Press p. 249-267

JÁRÁSI L. (1997): Erdőgazdálkodás Bánkúttól Nagy-Milicig, Miskolc

JÁRÓ Z. (1972): Az erdészeti termőhely-értékelés rendszere – Erdőművelés I. p. 47-53

KEVEI-BÁRÁNY I. (2004): A karsztökológiai rendszer szerkezete és működése – Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 65-74

- KEVEI-BÁRÁNY I., HORVÁTH A.* (1996): Survey of the interaction between soil and vegetation in a karstecological system /at Aggtelek, Hungary/ - Acta geographica Szegediensis. Tom. XXXV. 81-87
- LONG J. N.-DEAN T. J.-ROBERTS S. D.* (2004): Linkages between silviculture and ecology: examination of several important conceptual models – Forest ecology and management vol. 200, p. 249-261
- NAGY D.* (2003): Tájérténelmi kutatások a Gömör-Tornai-karszton I. A történelmi táj rekonstrukciója az ANP környezetében az I-III Katonai Felmérések alapján – ANP füzetek II. Jászvafő p. 107-143
- Országos Erdőállomány Adattár: www.aesz.hu
- SÓDOR M.-TEMESI G.* (2001): A természetszerű erdők kezelésének és megújításának alapjai – In: Bartha D. (szerk.): A természetszerű erdők kezelése (a KÖM Természetvédelmi Hivatalának tanulmánykötetei 7.) TermészetBÚVÁR Alapítvány Kiadó, Budapest p. 11-65
- STANDOVÁR T.* (2000): A természetes és a kezelt erdők főbb különbségei In: Frank T. (szerk.): Természet, erdő, gazdálkodás (Mit tehetünk erdeink biológiai értékének megőrzése érdekében?); Magyar Madártani és Természetvédelmi Egyesület, Eger p. 26-36
- VARGA ZS.* (1998): Az erdőgazdálkodás jelene – In: Baross Gábor (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park, Mezőgazda Kiadó p. 414-418
- ZSENI A.* (2003): Karsztos mintaterületek talajainak tápanyag-gazdálkodása és nehézfémterhelése - Doktori (PhD) értekezés, Kézirat, Szeged

HOZZÁSZÓLÁS A DÉL-DUNÁNTÚL ÚJ BARLANGKATASZTERÉHEZ¹

RÓNAKI LÁSZLÓ

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

Abstract: This lecture shows the first registration of the caves in the southern-transdanubian region. the earlier published studies were limited to the area of the mecsek-villány mountains in baranya county. in this new database the author writes down 426 caves despite of the earlier national database which registered only 241 caves.

Bevezetés

A konferencia címéhez ragaszkodva mindenképp előtérbe kell szögezni, hogy bizony a karszt- és barlang kataszter készítése során a sok éven át látogatott terepnek az eróziós-korróziós fejlődése megfigyelhető. A jelenség meg is tréfálhatja a kataszterező személyt, ugyanis a néhány éve műszeres méréssel feltérképezett jelentős méretű, akár 10 méter hosszúságot is meghaladó barlang bejárata – ami a 10 000-es térképen berajzolásra került - a többszörösen fennsíkon egyszerűen megtalálhatatlanul eltűnik. Ez egy konkrét tapasztalat, ugyan - úgy mint az évek során rendszeresen, – akár a téli terep-felvétellel is – már alaposan bejárt területen nem csak friss berogyásra lelhetünk, de meglepetésre újonnan megnyílt barlang bejáratra akadunk.

Gondolom nem én vagyok az egyedüli, aki ezt megállapítja, hiszen a kataszterező terepmunka nálam 1960-tól datálódik. Rövidesen elkészült egy térkép trilógia, köztük egyik a mecseki barlangokról (RÓNAKI 1973), ami természetesen azóta is folyamatosan kiegészítve az aktuális ismereteket tükrözi. E munkák során 1978-tól több éven át a katasztereim bekötött kéziratos kötetei egymás után születtek. Mindezeket megelőzte adatgyűjtésével szerény részvételemmel a hangya szorgalmú és precíz geológus a MÁFI Térképtárban (BERTALAN 1977), akit 1978.évi halálát megelőzően az MKBT-ből Karcsi bácsinak ismertünk. Az általa készített –egész országra kiterjedő-- ún. Bertalan leltár alapján készült az első Barlangkataszteri törzslapok sorozata, köztük a Mecsek-Villányi hegység területének anyaga. Ez az adatok felhasználásával született az első magyarországi barlangok leírását közreadó munka '84-ben Kordos László szerkesztésében (ld. lejjebb), ami-

¹ Az ismertetés a szerzőnek a VIII. Karsztfelődés Konferencián elhangzott hozzászólását tartalmazza.

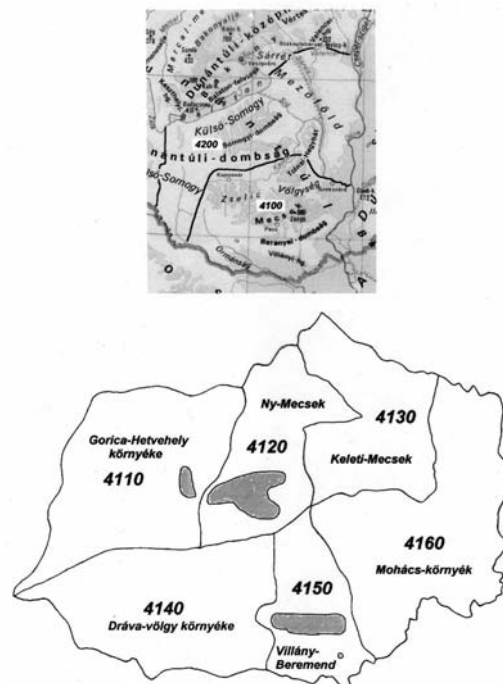
nek területünket érintő része csak a Mecsek és a Villányi hegységre terjedt ki.

Dél-Dunántúl szűkebb térségét többé-kevésbé karsztosodott karbonátos képződmények alkotta kiemelt térszínek, mint a Mecsek- a Villányi - hg. és a Beremendi-rög barlangjainak számbavétele mellett észre kell vennünk itt és a szomszédos megyékre is kiterjedő földtani képződményekben található nem karsztos, vagy éppen az említett hegységektől távoli, esetleg karsztos jellegű objektumokat is. E témakör tehát a Dél-Dunántúl egészére vonatkozik. Még a fontosabbnak ítélt mesterséges objektumok számbavételét is igényli, akár a karsztos képződményeket feltáró mélyfúrások és bánya maradványok nyilvántartásbavételével.

Előzmények

Mindenek előtt lássuk a tárgyalt terület elhelyezkedését és annak kataszteri felosztását (KORDOS 1972).

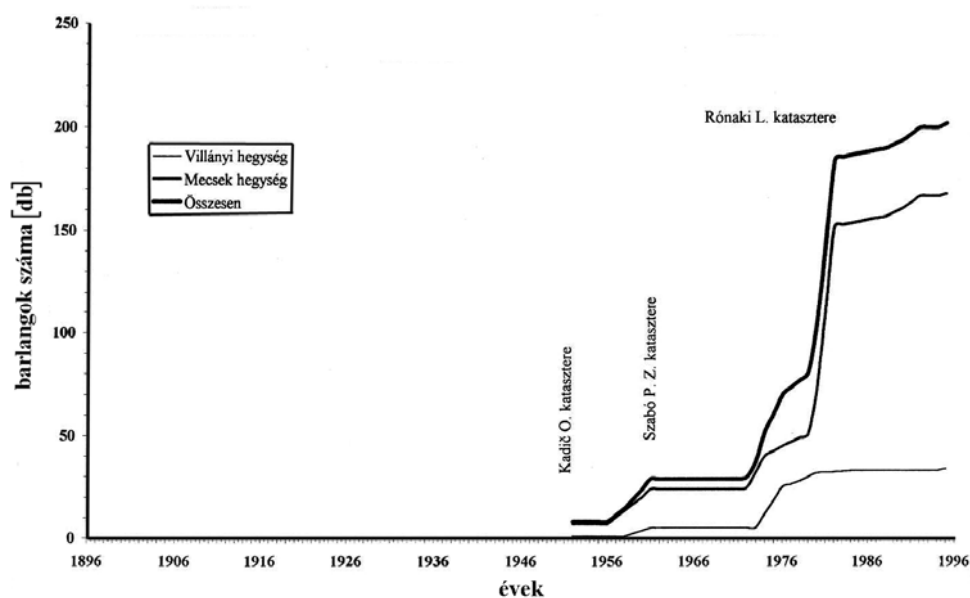
A Dél-dunántúli kataszter számai



1. ábra: Dél-Dunántúli területek kataszteri beosztása
 Fig 1. The cadastral number indication of Southern Transdanubian areas

Az ábrán látható foltok a karsztosodott mészkő területek elterjedését jelzik, így a kataszterben kiemelten előforduló gorica, a mecseki és a Villányi-hegységi egységek jól megkülönböztethetők. (Nem jelöltük viszont itt a nagyon kis területre korlátozódó Szederkény-Mohács környéki mészkő előfordulásokat, melyek amúgy sem tartalmaznak barlangokat.)

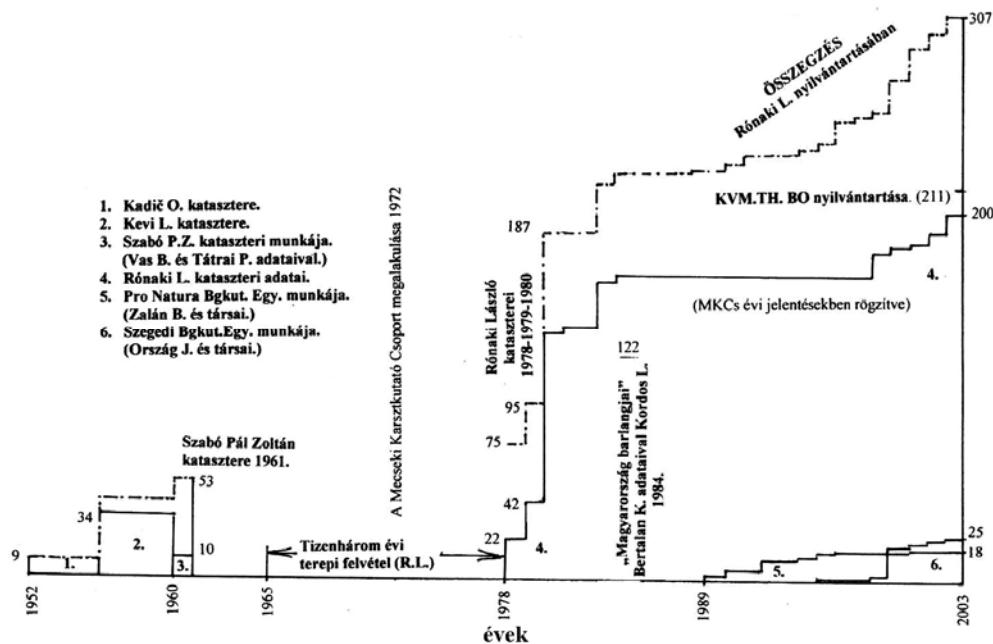
De maradjunk az előadás címét képező barlangoknál. Lássuk ábrázolva, hogy mit mutat a barlangok megismerésének időszora. A következő ábrán az elmúlt évszázad alatt '96-ig kataszterbe foglalt barlangok számáról adunk áttekintést, mely a „Pécs – Baranya 100 éve” c. könyvben került bemutatásra (RÓNAKI 1996).



2. ábra: A Mecsek- Villányi hegységben megismert barlangok, zsombolyok, kőfülkék és víznyelők száma az idő függvényében

Fig. 2. The number of known caves, vertical caves, niches and ponors in the Mecsek-Villány Mountains plotted against time

Ennél részletesebb képet mutat a következő ábra, melyből kiderül, hogy az egyes kutatócsoportok hány újabb barlang megismerésével gazdagították a nyilvántartást.



3. ábra: A Dél-dunántúli kataszteri munka fél évszázadának áttekintése
 Fig 3. A survey of cadastral work on Southern Transdanubia in the past 50 years

Még 2003-ban a Debrecenben rendezett Barlangkutatók Szakmai Találkozóján a Dél-dunántúli barlangkutatók két évszázada címen tartott előadásomban ismertettem a témában tevékenykedők munkáját. *KADIČ* (1952) kézírata a Mecsekből 8, a Villányi-hg-ből csak 1 barlang, *SZABÓ P.* (1961) nyomtatásban megjelent anyaga *KADIČ-KEVI* kézíratos és *VASS –RÓNAKI* szóbeli adataira támaszkodva a Mecsekből 37, a Villány-Beremend térségből pedig 8 barlangról ad számot. Saját kataszterező munkám ezt követő évtől 53 nyilvántartásba vett barlanggal indult az elődök ismereteit is beszámítva. Ez a munka 1984-ig kéziratban a Mecsekből 110, a Villányi-hg-Beremendi-rög területéről 23 barlang leírását rögzítette. Utóbbi térség anyagát a 2000-ben megjelent könyvem tartalmazza, mely kataszteri anyag első kézírata egy három kötetes anyag második kötetét tölti ki (*LORBERER – RÓNAKI 1978*).

Időközben ismerté vált *KORDOS* (1984) által szerkesztett könyv, melyben közölt barlang lista a Mecsekből 85, a Villányi-hg-ből pedig 41 barlang és barlangra utaló nyom szerepel. Ezek közül összesen 22 tétel szorul javításra, kiegészítésre, illetve olyan megjegyzésre, hogy helye és létezése ismeretlen.

A két éve előadott fenti adatközléshez az akkor általam nyilvántartott barlangok száma csak 307 volt.

Korábban több kéziratomból a Szegedi József Attila Tudományegyetem Barlangkutató Egyesület-nek átadtam a Ny-mecseki barlangkataszter kivonatos anyagát még 2001 januárban azzal a tizennyolcadik oldalon leírt megjegyzéssel, hogy „*Tarnai Tamás kérésére készült barlang elnevezési kigyűjtés nem kataszter és nélkülem ilyen célra fel nem használható.*”

Nézzük mit is tartalmazott ez a kézirat a csatolt kilenc mellékletén kívül, (melyek valójában 10 000-es méretarányú térképek) a kataszterbe vett pontokkal. Összesen 144 barlang rövid ismertetője, 133 számozott egyéb objektum felsorolása és 585 számozatlan (lyuk, nyelő, valamint-berogyás) helye és elnevezésük rövid ismertetővel. E lista szűkszavúsága mellett is bőséges kutatási anyagnak bizonyult a felhasználóknak. (A 718 db. egyéb pont helye a térképeken ugyanis további feltárásokra adtak lehetőséget esetlegesen más kutató-csoportoknak is.)

Minderre alapozva a szegediek megbízásos munkaként elvállalták a KTM Barlangtani Osztály számára készített GPS helymeghatározás nyilvántartás elkészítését. Ehhez a terepen kérésükre 2002-2003-ban – ellenszolgáltatás nélkül - több hétre tehető személyes kijárással, valamint lakásomon számos esetben előfordult megkeresés során segítettem a barlangok beazonosításában, egyúttal megadva a Mecseki Karsztkutató Csoport akkori legújabb feltárásainak adatait is.

Miután legutóbb több publikációból (pl. *ORSZÁG* 2004) értesültem, hogy „*a szegediek elkészítették a Mecsek-Villányi katasztert*”, most már én kértem ennek megtekintettségét. Levelemre levélben válaszolt csoportvezetőjük Tarnai Tamás, aki a betekintés lehetőségét a megrendelő Duna-Dráva Nemzeti Park Igazgatóságára háritotta. A „*Hivatal*”-ban 2005. jan. 26-án Havasi Ildikó. természetesen a „*közhitelességre*” hivatkozva minden ezen fent említett segítségem ellenére a szekrény ajtó kinyitásával csupán a dossziék polcon való elhelyezkedésének bizonyosságát mutatta meg.

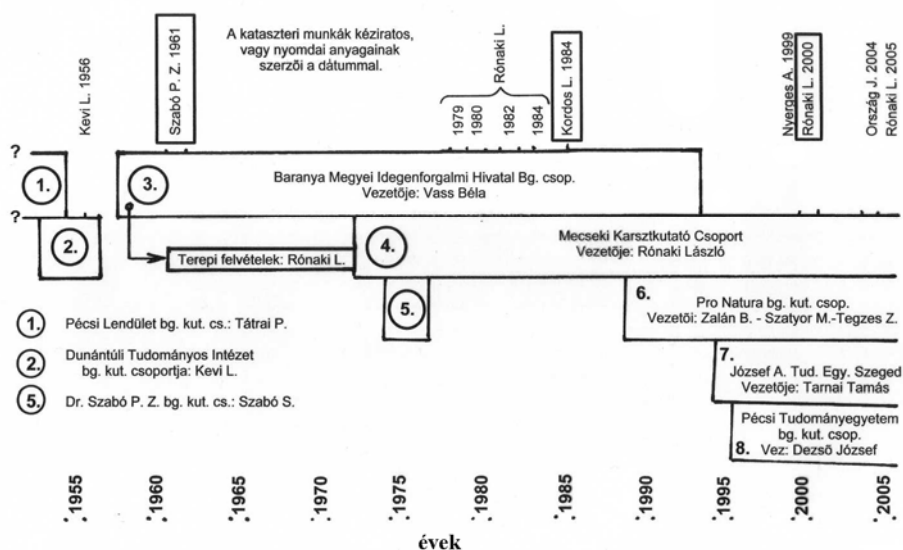
A kataszterük sajátommal való általam célszerűnek vélt összehasonlítása valójában a már munkájuk során is észlelt név-tévesztések és átfedések tisztázását szolgálta volna, mint ahogy már *NYERGES* (1999) összeállításánál is jeleztem. Ezért levelet és E-mailt küldtem első esetben 2004 jul.21.-én, majd még decemberben is Takácsnének a Barlangtani Földtani Osztályra, de válaszára mindeddig hiába vártam. Azóta kereken 8 hónap telt el! Ennek minősítését önökre bízom, amikor nem csak az illendőség, de az elvárható együttműködés motívumai is hiányoznak.

Lehet, hogy az általuk hibátlanak tartott „*közhiteles nyilvántartásuk*” nem igényli a kiegészítést és a bebetonozott hibák javítását, de a meg-

keresésre a válasz elvárható lenne normális társadalmi rendszerben még egy „*minisztériumi hivatal*”-tól is, noha ez a hozzáállás az utóbbi években már sajnos országos gyakorlattá vált.

A teljességre, és az utólagos reklamációk kivédésére törekedve a területünkön tevékenykedő valamennyi csoport vezetőjét és egyes tagjait írásban, valamint telefonon tájékoztattam publikálásra készülő munkámról. Kértem segítségüket, hogy az egyeztetés után számukra se maradjon vitatható megfogalmazás. A foghíjas eredményről most nem kívánok szólni. A kataszteremben természetesen megköszönöm név szerint említve segítőimet.

Itt kell bemutatni a területen eddig tevékenykedett barlangkutató csoportokat, kihagyva az idő skálán ábrázoltakból az esetenkénti kutatók munkáját, mint például a Budapesti Turista Egyesület (*LAKI* 1937) napló kéziratában, vagy *VÉRTE*S (1952) által folyóiratban is rögzített barlang ismertetőit, melyek egy-egy nyilvántartás adatait bővítették.



4. ábra: Az 1945. után a Mecsekben működő barlangkutató csoportok tevékenység időtartamai és az elkészült kataszterek
 Activity durations and completed cadasters of potholer groups in the Mecsek Mts. After 1945

Mint olvasható az ábrán e kataszterek készítői időrendben *KEVI* (1956), *SZABÓ P.* (1961), *RÓNAKI* (1979 –80 –82 -84.), *KORDOS* (1984), *NYERGES* (1999), *RÓNAKI* (2000, 2001) *ORSZÁG* (2004), végül a most bemutatásra kerülő anyag *RÓNAKI* (2005)-el bezáróan. Sajnálatos módon

kimaradt az ábrán az első Villányi-hegységi kataszter, mely feljebb és az irodalomjegyzékben egyébként szerepel (*LORBERER – RÓNAKI 1978*).

A kicsit bőre sikerülő bevezetésem az előzmények tényszerű rögzítésével egyrészt a szerénytelenség, másrészt a méltánytalan megbántottság érzetét sugallja, mely utóbbi sajnos nem alaptalan, legfeljebb ehhez hasonlóan kevesek tárják így a nyilvánosság elé. Sajnos magam is tartózkodtam éveken át – kevés kivételtől eltekintve - a ferdítő, elhallgató és téves publikációk helyesbítésétől, és kritikájától. Helytelen volt, még ha nem is az érdek (pl. a tapintat), csupán az utólag kárhoztatott tohonyaság volt a motiváció. Így óhatatlanul napvilágot látott téves adatok a mások által javíthatatlanul már mint tények kerültek később az irodalmi köztudatba.

Megszületett tehát a Dél-Dunántúl barlangkatasztere

Végre rátérhetek a beharangozott új barlangkataszterre, ami természetesen itt a (teljes anyaghoz egyébként hozzá tartozó) karszt kataszter mellőzésével kerül rövid vázlatként ismertetésre.

Az objektumok alfabetikus felsorolása mellett az azonosító kataszteri számok nélkülözhetetlenek. Az országos számozási rendszerre épített, - kis térséget is jelölő - saját használatú számozás mellett a KTM Barlangtani Osztály által később bevezetett sorszámozást is feltüntettem Ország János segítségével. (A Barlangtani Osztályon ugyanis 1980-tól a Mecsek-hg.-re utaló 4120, illetve a Villányi-hg.-re utaló 4150-es kataszteri szám után kötőjelet követő sorszámmal látták el a barlangokat.)

A szanaszéjjel található objektumokat az általam használt számozással egyébként jól beazonosítható rendszer szerint csoportokba tagoltam. Már az első kéziratos kataszteremnél 1979-ben bevezettem a kataszteri számcsoporthoz első négy tagjának kisebb egységekre utalást célzó bontását, miáltal úgy vélem nyilvántartásomat kezelhetőbbé tettem. Sajnálattal tapasztaltam viszont egyeseknél e módszerrel kapcsolatban a megértés hiányát. Nekik ennek ellenére bele kell nyugodni, hogy az országosan bevezetett kataszteri nagy egységektől nem eltérve, de más nyilvántartási szám is létezik, és az övék mellett akár párhuzamosan használható.

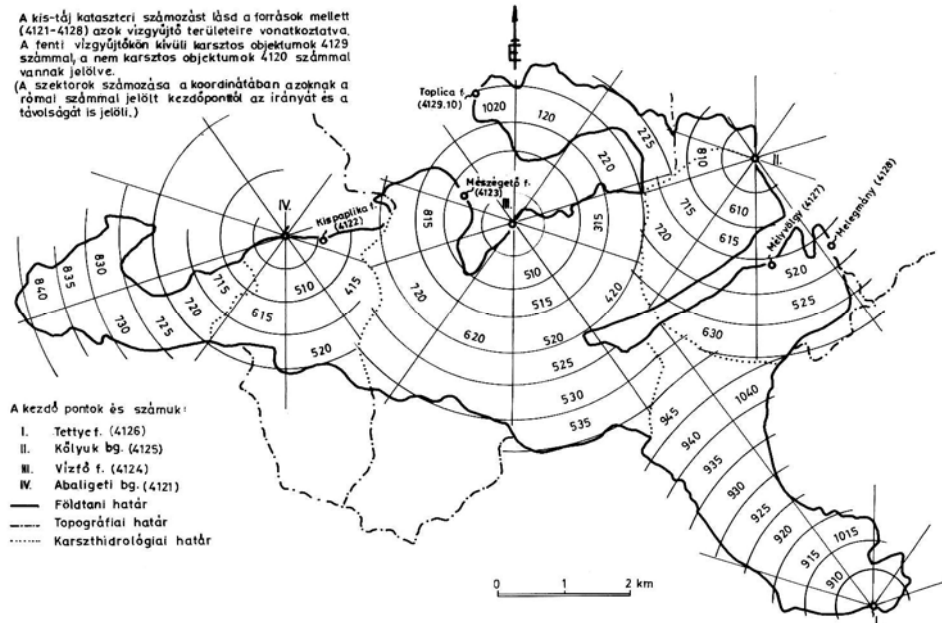
A kisebb részterületekre utaló csoportokban nyilvántartásba vett barlangok (vagy mesterséges üregek, mint a fontosnak vélt felhagyott, de még bejárható bánya létesítményeket – nem számítva a szén és uránérc - bányákat) darabszáma (2005.januári állapot szerint) tizenöt terület egységben a kataszter felépítése az alábbi képet mutatja (a víznyelők az esetben szerepelnek, ha barlang méretű bejárt nyílással rendelkeztek a felvételkor):

- I. (4110) Gorica-Hetvehely környék természetes-mesterséges ismert (bejárható, vagy megsemmisült, stb.) barlangjai, az objektumok száma 11 db,
- II. (4120) Ny-Mecsek területén a nem karsztos és mesterséges üregek, 18 db,
- III. (kis tájakra utaló kat. számokkal) a Ny-Mecseki nagy karsztforrások vízgyűjtő területén megismert barlangok, mint: (4121) Abaligeti-bg., (4122) Kispaplika-f.bg., (4123) Mészégető-bg, (4124) Vízfő-bg., (4125) Kőlyuk, (4126) Tettye-f.bg., (4127) Mélyvölgyi-f.bg., (4128) Melegmányi-f.bg., összesen 261 db,
- IV. (4129) a 8 nagy karsztforrás vízgyűjtőjén kívüli Ny-Mecseki barlangok, számuk 26 db,
- V. (4130) a K-i Mecsek nem karsztos és mesterséges eredetű üregei, számuk 4 db,
- VI. (4131) a K-i Mecsek karszt barlangjai, számuk 2 db,
- VII. (4140) a Dráva-völgy (Zselic) környéke, ahol nincs felszíni karszt objektum,
- VIII. (4150) a Villányi hegységben lévő mesterséges létesítmények, (a szársomlyói bauxitbánya maradványai: tárók, gurítók, vágatok.), számuk 30 db,
- IX. (4151) a Villány környéki barlangok (a Villányi-hg. K-i része: Harsány-hegy, vagy Szársomlyó, villányi Templom-hegy, villányi Somssich-hegy) számuk 18 db,
- X. (4152) a Tenkes-hegy környékének barlangjai, (a Villányi-hg. Ny-i része:, Csarnóta, Tenkes, Máriagyúd.), számuk 5 db,
- XI. (4153) a Beremendi-rög barlangjai, számuk 21 db,
- XII. (5154) Siklósi barlangok, számuk 5 db,
- XIII. (4155) Villánykövesd-Palkonya környéke, (a Villányi-hg. É-i előtere), itt még nincs bejegyzett üreg,
- XIV. (4160) Mohács környék (Geresdi dombság), a barlangok száma 2 db,
- XV. (4200) Somogy-Tolnai dombság kataszteri egység objektumai, 1 db barlanggal.

Külön nyilvántartásban van minden – még nem azonosított - névvel szereplő ismeretlen üreg, amelyek darabszáma 22. (Az előadás óta egy objektum azonosításával, az a XII. terület egységénél került bejegyzésre.)

A Ny-mecseki karszt 50 km²-nyi felszíni elterjedésű területén belül a 8 nagy karsztforrás víznyomjelzésekkel és a földtani megfontolásokkal jól lehatárolt karsztos vízgyűjtő területe 29 km²-re tehető. Ez utóbbin – mint a III. terület egységénél látható - 261 barlang méretű objektum szerepel, ami több mint 87 %-át teszi ki az egész Ny-mecseki karszton előfordulóknak. Ez a nagy sűrűség és a felfedezés folyamatában is koncentráltan behatárolható

térképi ábrázolás érdekében a kataszteri számok negyedik számjegyét felhasználva polár koordináta rendszerben ábrázolt és nyilvántartott formát választottam már a kataszterező munkám kezdetén.



5. ábra: A Ny-mecseki nagy karsztforrások polár koordinátás kataszteri beosztása (RÓNAKI 1979)
The polar coordinated cadastral indication of great karst springs in Western Mecsek Mts. (RÓNAKI 1979)

Ennek részletes ismertetése munkáimban (pl. „A Mecseki Karsztkutató Csoport 1979 Évi Jelentése”, vagy „A Mecseki karszt” első rész. I. kötet, ld. az irodalomjegyzékben csak az utóbbi RÓNAKI 1979.) megtalálható. Itt a térképi ábrázolást mutatom be a következő ábrán azzal a kiegészítéssel, hogy az egyes szektorokban (melyek három jegyű számcsoportha az irány és a távolság meghatározója) két jegyű sorszámval jelöljük az objektumokat, miközben a négyjegyű kataszteri alapszám a szektort jelölő további három számjeggyel is bővül. Az objektum sorszám az egyes szektorokban csupán két számjegyet igényel (pl: Spirál-víznyelő-barlang 4124.420.04. A legszűfoltabb, az 520-as szektorban is csak 31 szerepel.). Lássuk tehát miként ábrázoljuk térképeinken a barlangokat, vagy egyéb általunk kataszterezett objektumokat.

Mint látható, a 8 nagy karsztforrást 4 origóra szűkített polár-rendszerbe foglalva kezeljük, ahol a kataszteri sorszám tört alakja utal a befogadott forrás tulajdonképpen valós vízgyűjtő területére. (pl. a Mészégető-fbg. eredeti számozása 4123.01 majd a Vízfő rendszerében ennek számo-

zása 4124.910.3/1 kataszteri számmal jelöltük. A számlálóban szerepel ugyanis az eredeti számcsoport utolsó tagja.)

Összefoglalás

Megállapítható, hogy az új kataszterünkben felsorolt ismert (vagy akár már megszűnt) üregek száma fajtájuk (természetes-mesterséges, vagy a különböző jellegű barlangok és kőfülkék) szerinti szeparált számlálás elhagyásával eddig összesen 426-nak adódott. Vagyis a legutóbb írásban a „*szegediek munkájaként*” (ORSZÁG- 2003) publikált 241 db regisztrált barlanggal szemben az új kataszterünk 1,7 szer több objektumra terjedt ki. Utóbbi szegedi számadat nyilván a Barlangtani Osztályon féltve őrzött – általam tartalmában még nem látott – „*Közhiteles országos nyilvántartásban*” szereplő barlangok számára is utal.

A hasonló szinonim neveken túl, elég sok, nagyon eltérő elnevezésre találtam azonos barlangoknál. Természetesen a karsztfejlődéssel járó folytonos változás miatt értelmetlen lenne itt részletezni még a mesterségesen megszüntetett, vagy a természetes úton eltemetődött objektumok számát. Egyszerűen most még meg kell elégedni a fenti összegzésekkel.

A nyilvántartási számozás kis területegységekre bontott megoldása miatt mindenképpen újnak számító, és a megelőző bármelyik eddig összeállított munkában szerepeltetett barlangszámot jelentősen meghaladó kataszter vázlatának ismertetésére került sor itt e konferencia keretében. Természetesen az idő múlásával ez kiegészül majd újabb ismeretekkel, és a „*közhiteles nyilvántartás*” is hitelesebbé válhat az abban előforduló hibás megállapítások és téves adatok esetleges kijavításával.

Végül köszönetet mondok e dolgozat elkészítésében segítőimnek, a fordítói munkáért Tillai Gábornak, az illusztrációk elkészítéséért Gross Tamásnak és Kraft János kollégáknak.

IRODALOM

BERTALAN K. (1977): Barlangkataszteri törzslapok (cédula katalógus) – Kézirat MÁFI

KADIČ O. (1952): A Kárpát medence barlangjai – Kézirat Bp. MÁFI, p.389-411.

KEVI L. (1956): Dél-dunántúli barlangok. - Kézirat. Pécs (Dunántúli Tudományos Intézet) p.20+20 mell.

KORDOS L. (1972): Magyarország barlangkataszteri felosztása - Karszt és Barlang I.-II. p.25-32.

- KORDOS L.-JAKUCS L.-GÁDOROS M.-TARDY J.* (1984): Magyarország barlangjai - Gondolat Kiadó. Bp. p.307-309.
- LAKI LAKENBACH GY.* (1937): BETE - napló (I.kötet 1931-38) Kézirat p.121-125.
- LORBERER Á.-RÓNAKI L.* (1978): A Villányi hegységi karszt vízföldtani és szpeleológiai viszonyai I.-II.-III. kötet. – Kézirat, Pécs p.157.
- NYERGES A.* (1999): A Mecsek barlangjai (4120, 4130) –Kézirat Barlangtani Intézet VIII. p. 33
- RÓNAKI L.* (1973): A mecseki karszt 1 : 10 000-es méretarányú vízföldtani, morfológiai és speleológiai térképe - Hidrológiai Tájékoztató p. 78-81.
- RÓNAKI L.* (1979): A Mecsek hegységi karszt (első rész) I.-II.-III. kötet. Kézirat, Pécs, p.197.
- RÓNAKI L.* (1980): A Mecsek hegységi karszt (Második rész) I.-II. kötet Kézirat, Pécs, p.196.
- RÓNAKI L.* (1982): A Villányi hegység karsztobjektumainak és vízmegjelenéseinek katasztere - Kézirat I.-II.-III. kötet. Pécs p.121.
- RÓNAKI L.* (1980-84): A Mecsek hegység karsztobjektumainak és vízfigyeléseinek katasztere I. -II/a, -II/b, -III. kötet. -Kézirat. Pécs p. 222.
- RÓNAKI L.* (1996): Karszt és barlangkutató - In. Kassai M. (szerk.): Baranya megye 100 éve a műszaki- és természettudományos folyamatok tükrében 1896-1996 MTESz. BMSz. Pécs, p. 116-123.
- RÓNAKI L.* (2000): A Villányi-hegység és a Beremendi-rög barlangjai – Beremend Nagyközség Önkormányzata p.1-120.
- RÓNAKI L.* (2001): A beremendi barlangok - In.: Bencs J. (szerk.): Természeti értékek Beremenden és környékén – Beremend Nagyközség Önkormányzata p.53-80.
- SZABÓ P. Z.* (1961): A Mecsek és Villányi hegység barlangjai - Karszt és barlangkutató I. p. 3-20.
- ORSZÁG J.* (2004): A Mecsek és a Villányi-hegység barlangkataszterének eredményei – in. Baronek (szerk.): A Mecsek Egyesület évkönyve a 2003-as egyesületi évről ME. Pécs p.310-314.
- VÉRTES L.* (1952): A Mélyvölgyi kőfülke és néhány más mecseki barlang kutatásáról - Földtani Közlöny 7-9. f. p.270-276.