

A VEGETÁCIÓ ÉS A FELSZÍNFORMÁK KAPCSOLATÁNAK  
VIZSGÁLATA  
JAKUCS PÁL (1928-2000) MUNKÁSSÁGÁBAN

BAUER NORBERT<sup>1</sup> – BALOGH LAJOS<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Bakonyi Természettudományi Múzeum, 8420 Zirc, Rákóczi t. 1.  
btmz@almos.vein.hu

<sup>2</sup>Savaria Múzeum, Természettudományi Osztály, 9700 Szombathely,  
Kisfaludy S. u. 9. savmuz@axelero.hu

*Abstract: Pál Jakucs (1928-2000) botanist and ecologist was one of the most outstanding figure of the Hungarian supraindividual biological research in the second half of the twentieth century. His coenological researches and primarily his ecological research results based on microclimatic measurements made him internationally acknowledged, too. In this paper however we wish to present some of his results obtained in the 50's and in the 60's during the examination of the relationship between the karst processes and the vegetation. He did not consider the research of the above as his main research profile, „I only would like to call the attention to some new considerations on the basis of the knowledge of the latest research on plant physiology and soil biology” as he wrote. By his view the acid production of the roots of higher plants is the main factor in the formation of certain type of karrs. In the region of roots the organic compounds establish appropriate conditions for soil microorganisms which excrete products – like acids and CO<sub>2</sub> – to the environment being significant in the process of karsting. PÁL JAKUCS as a biologist gives a more understandable and logic explanation of these correlations for geographers but he also contributes to the development of the complex view of field biologists. It also proves PÁL JAKUCS's complex view that he does not reject but considers the possibility of transformation – rounding - of the formations of the vegetation free karr surfaces by „surface corrosion” caused by weeping rainwater natural and obvious. He recognized that the development of karrs in Hungary is continuous, but the intensity of dissolution and the role of the vegetation in this process are different in time; he searches for its most intensive periods in an „era of more favourable climate”. By JAKUCS's opinion in the Hungarian Mountains karring is probably the most intensive under karst shrub forests with thin soil layer and under rock grasses. He typifies the karr forms occurring „under” the vegetation types of the mountainous forest steppe vegetation (rock grass, steppe meadow, karst shrub forest-complex) by the example of the Bél-kő in the Bükk Mountains. He also draws the attention that the present vegetation of the Hungarian „karst bares” is secondary, changed, and he regards the increase of their area as the result of soil erosion strengthening due the clearings done in the last centuries. With this he basically takes a stand on the importance of under soil karring in mountains of medium height.*

## Bevezetés

Az elmúlt esztendőben pótolhatatlan veszteség érte a magyar botanikus-ökológus szakmát, a XX. század második felének egyik legnagyobb kutatója, Jakucs Pál eltávozott az élők sorából. Ez nem egyszerűen a biológus társadalom vesztesége, távozásával a magyar tudományos életben is űr támadt. Fáradhatatlan és alapos kutatásaival a botanika és ökológia mellett talán a földrajztudomány fejlődéséért tett legtöbbet – mikroklímamérései, valamint a növényzet és az alapkőzet kapcsolatrendszerének kutatási eredményei által. Karsztkutató tevékenységének rövid felelevenítése nem tekintheti át egészé-

ben egy hihetetlenül gazdag életmű minden jelentős mozzanatát, de ilyen vonatkozású eredményeinek rövid áttekintésén keresztül legyen a karsztkutató szakma főhajtása a nagy biológus, Jakucs Pál emléke előtt.

### **Egy ökológus kalandozásai a földrajztudományban**

A magyar geobotanikai irodalom talán legeredményesebb hazai művelői közül jó néhányat foglalkoztatott a növénytakaró és a kőzetfelszín kapcsolatrendszerének tanulmányozása (a teljesség igénye nélkül: *BORBÁS A.* 1900, *DEGEN Á.* 1936, *ZÓLYOMI B.* 1942, 1958, *BORHIDI A.* 1985, 1987, 1989, 1991, 1997), de kétségtelen, hogy e témakör egyik legjobb hazai ismerője Jakucs Pál volt. Ilyen irányú munkái: *JAKUCS P.* 1954, 1955, 1956, 1959, 1961, 1962, 1967, 1972.

Elsősorban a – hazánkban is tanulmányozható – középhegységi karsztformák foglalkoztatták, melyet (fő érdeklődési köre) a Magyarországi vegetáció megismerése és a növényzet szerveződésének ökológiai szempontú megértése indukálhatott.

A testvér Jakucs László ösztönző hatása is valószínűnek tűnik a botanikusok között addig példátlan mértékű elmélyülésében a növényzet és a felszínformák kapcsolatának kutatása terén. Ez meghatározó lehetett a jó témaválasztásban is, az elsődleges vizsgálati terület, az Aggteleki-karszt és a Bükk megjelölésében.

Jakucs Pál érdemei közt kimagasló, hogy a témakör szakirodalmát hihetetlen alapossággal tekintette át, s összefüggés kereső szemléletének köszönhetően a korábbi kutatások eredményeit szépen szintetizálta.

A karrosodás és a növényzet kapcsolatának kutatását nem tekintette fő témának, mint írja „*a legújabb növényélettani és talajbiológiai kutatások ismeretében szeretnék néhány új szempontot nyújtani.*”

Álláspontja szerint a karrak egy részénél a magasabbrendű növények gyökérzetének savtermelése az elsődleges kialakító tényező. Felhívja a figyelmet arra is, hogy a gyökérrégióban a szerves vegyületek a talajmikroorganizmusok számára is megfelelő körülményeket teremtenek, amelyek életműködése során olyan kiválasztási termékeket – savakat, CO<sub>2</sub>-ot – juttatnak környezetükbe, melyek jelentősek lehetnek a karrformák kialakulásában. Jakucs Pál biológusként egyfelől ezen összefüggések minden addiginál érthetőbb és logikusabb összefüggését adja a földrajztudomány művelői számára, másrészt a terepbiológusok komplex szemléletének fejlesztéséhez is hozzájárul.

Jakucs Pál komplex látásmódját bizonyítja az is, hogy nem veti el, sőt természetesnek tartja az erodált, növényzetmentes karrfelszínek képződme-

nyeinek a „*felszíni korrózió*”, a lefolyó csapadékvíz általi átformálását – főként lekerekítését – is.

Felismeri, hogy a magyarországi karrok kialakulása folyamatos, de az oldódás intenzitása és a növényzet ebben betöltött szerepe az időben változó mértékű; legintenzívebb szakaszait egy „*kedvezőbb éghajlati korban*” keresi.

Jakucs Pál szerint a Magyar-Középhegységben a vékony talajú karsztbokorerdők és sziklagyepek alatt lehet a legintenzívebb a karrosodás. A bükkői Bél-kő példáján tipizálja a hegyi-erdőssztyep vegetáció (sziklagyep, sztyeprét, karsztbokorerdő-komplex) növényzeti típusai „alatt” előforduló karformákat. E zónában hasonló intenzitásúnak véli a karrosodást, de a formák alapján elkülöníthető – füvek ill. fák által létrehozott – típusokról beszél.

Rávilágít arra, hogy a hazai „*karsztkopárok*” jelenlegi vegetációja másodlagos, átalakult, s területük növekedését az elmúlt évszázadok erdőirtásai következtében felerősödő talajerózió eredményének tartja. Ezzel lényegében a középhegységi területeken a talaj alatti karrosodás elsődlegessége mellett foglal állást.

Érdeklődésének egy másik fő iránya volt a különböző növénytársulások mikroklimatikus viszonyainak vizsgálata. Több tanulmányban rámutat a Bükk-fennsík dolináinak sajátos mikroklimájára, a töbörlejtők és töbörájak szélsőségeire, s ezeknek a vegetációtípusok kialakulására gyakorolt hatására. Szemléletesen mutatja be, hogy az ilyen speciális élőhelyeken milyen éles vegetációtípus-váltások tanulmányozhatók piciny területen: a töbörperemi karsztlók, hegyi rétek mellett a töbörvállakon extrazonális erdőssztyep-vegetáció, a töbörfenekeken alhavasi legelők díszlenek.

Jakucs Pál már az 1950-es években nagyon tudatosan, bátran fejezi ki természetvédelmi szemléletét, amikor – a kopárfásítások divatjának idejében – leírja, hogy a lepusztult felszínek újraerdősödése csakis a természetesen meglévő cserjefoltokból kiindulva történhet, és „*mindenkor az ősi, természetes, a környező hasonló lejtőkön ma is tenyésző fafajokat kell előnyben részesíteni, s a munkát fokozatosan kell végezni a természetes szukcesszió figyelembevételével.*” A karsztterületek fejetlenül történő fásítása helyett, e témakörben inkább mikroklimaméréseire és ésszerű gondolkodására támaszkodik. Több tanulmányban is kifejezetten javasolja a divatos és gyors növekedésű fenyők (*Pinus nigra*, *Picea abies*) helyett inkább az őshonos fafajok (pl. *Quercus pubescens*, *Sorbus torminalis*) telepítését.

Ugyancsak felhívja a figyelmet a természetkímélő erdőgazdálkodás fontosságára (a száraláló vágás előnyeire), s jelzi az átgondolatlan tömeges irtások (véghasználat, tarvágások) gyomosító, a növénytársulásokat értékeiben elszegényítő hatását.

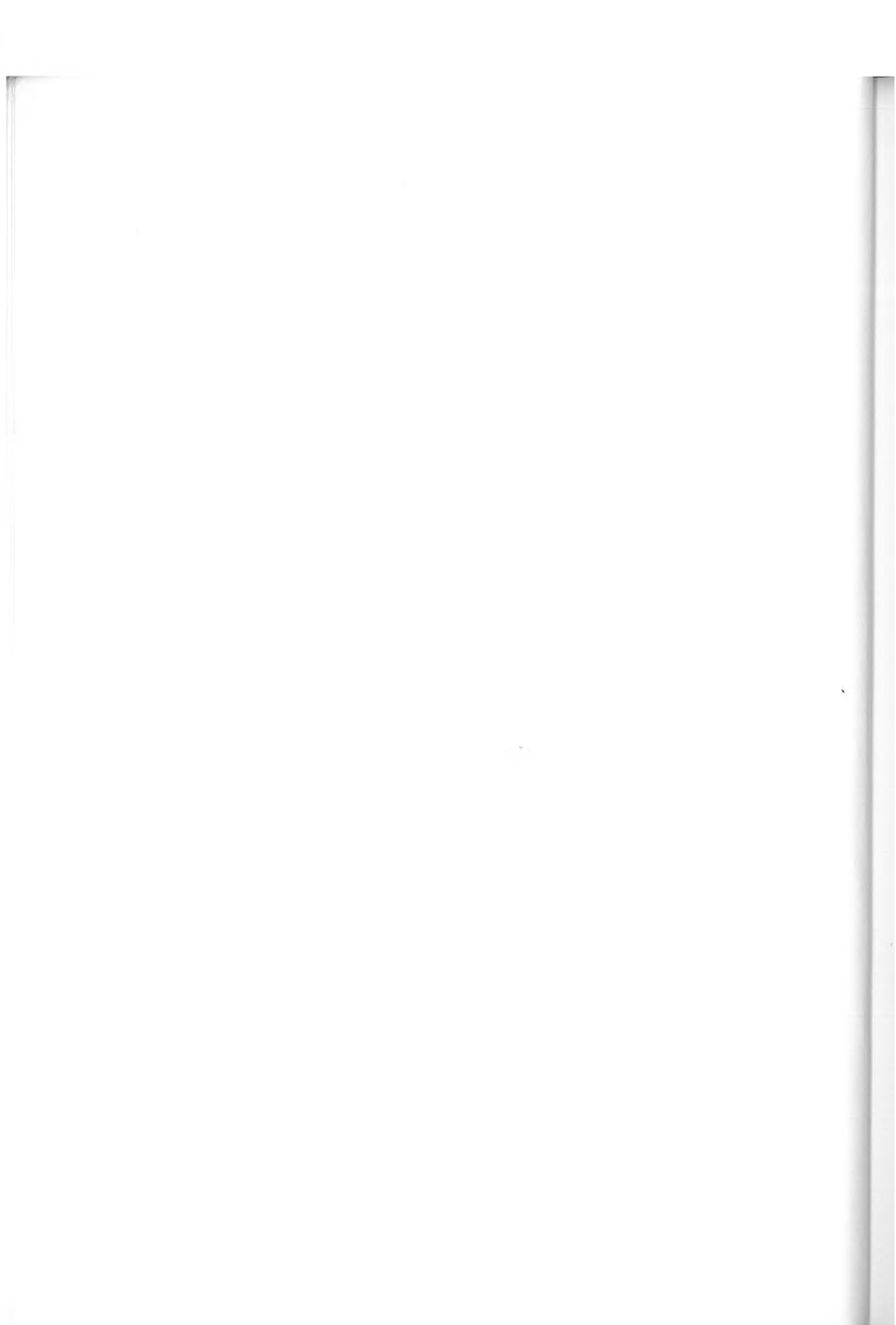
Az a néhány pillanatfelvétel, melyet a Jakucs Pál tudományos tevékenységét megörökítő, tekintélyes méretű képzeletbeli albumból felvillantottunk, újra megerősíti azt a tényt, hogy a tudós, akinek emléke ezen írást ihlette, méltán számít az aktív biológus generáció egyik példaképének. Annak a kornak volt nagy gondolkodója Ő, amikor a specializáció egyre fokozottabb elhatalmasodása mind szűkebb térbe szorította a kutatók érdeklődését, előidézve a komplex szemléletmód háttérbe szorítását. Jakucs Pál és néhány kortársa egyszerre mozgott együtt és helyezkedett szembe ezekkel az áramlatokkal. A legújabb módszerekkel próbált egy-egy biológiai probléma-részt a lehető legnagyobb mélységig feltárni, de a munka egyetlen fázisában sem hagyta figyelmen kívül a kérdésfelvetés összetettségét. A részeredmények érdekében folytatott erőfeszítések kitartást, a szintetizáló szemlélet zsenialitást igényel. Ezt a kettősséget pedig csak az igazán kivételes tehetségek tudhatják magukénak.

Jakucs Pál munkássága interdiszciplináris magasságaival, tudományos megalapozottságú természetvédelmi szemléletével példa értékű mindannyiunk számára.

## IRODALOM

- BORBÁS V.* (1900): A Balaton tavának és partmellékének növényföldrajza és edényes növényzete, – A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei II./2. Budapest.
- BORHIDI A.* (1985): A talaj és a vegetációfejlődés kapcsolata trópusi szukcesszióban. – In: A cönológiai szukcesszió kérdései (szerk.: *FEKETE G.*), Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 65-71.
- BORHIDI, A.* (1987): The main vegetation units of Cuba. – *Acta Bot. Hung.* 33, p. 151-185.
- BORHIDI, A.* (1989): Efectos de la roca serpentina en la adaptación y evolución de la flora y vegetación tropical en Cuba. – *Acta Bot. Hung.* 34.
- BORHIDI, A.* (1991): Phytogeography and Vegetation Ecology of Cuba. – Akadémiai Kiadó, Budapest.
- BORHIDI A.* (1997): Gondolatok és kételyek: az Ösmátra-elmélet. – *Studia Phytol. Jubil.*, Pécs. p. 161-188.
- DEGEN Á.* (1936): *Flora Velebitica I.* – Budapest.
- JAKUCS P.* (1954): Mikroklímamérések a Tornai Karszton tekintettel a fatömegprodukciónra és a karsztfásításra. – *Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.* 5, p. 149-173.
- JAKUCS, P.* (1955): Geobotanische Untersuchungen und die Karstaufforschung im Nordungarn. – *Acta Bot. Hung.* 2, p. 89-131.

- JAKUCS P.* (1956): Karrosodás és növényzet. *Földr. Közlem.* 3, p. 241-249.
- JAKUCS, P.* (1959): Mikroklimaverhältnisse der Flaumeichen-Buchswälder in Ungarn. – *Acta Agronom. Hung.* 9, p. 209-236.
- JAKUCS P.* (1961): Az Északi-középhegység keleti felének növényzete. – *Földr. Ért.* 10(3), p. 357-378.
- JAKUCS P.* (1962): A domborzat és a növényzet kapcsolatáról. – *Földrajzi Értesítő* 11, p. 203-217.
- JAKUCS, P.* (1967): Mikroklimatische Untersuchungen im Berührungsgebiet der mediterranen und submediterranen Vegetation. – *Arch. F. Naturschutz u. Landschaftforsch.* 7, p. 3-30.
- JAKUCS, P.* (1972): Dynamische Verbindung der Wälder und Rasen. – Akadémiai Kiadó, Budapest.
- JAKUCS P. – MAROSI SZ. – SZILÁRD J.* (1964): Mikroklimamérések és természeti földrajzi megfigyelések az Osztopáni meridionális völgyben. – *Földr. Ért.* 13, p. 425-446.
- JAKUCS P. – MAROSI SZ. – SZILÁRD J.* (1967): Mikroklima-mérések és komplex természeti földrajzi típusvizsgálatok a belső-somogyi futóhomokon. – *Földr. Ért.* 16, p. 161-186.
- KEVEYNÉ B. I.* (1985): A karsztdolinák talajainak és növényzetének sajátosságai. – *Földr. Ért.* 34(3), p. 195-207.
- ZÓLYOMI B.* (1942): A középdunai flóraválasztó és a dolomitjelenség. – *Bot. Közlem.* 39(5), p. 209-231.
- ZÓLYOMI B.* (1958): Budapest és környékének természetes növénytakarója. In: Budapest természeti képe. (Szerk.: *PÉCSI M.*), Akadémiai Kiadó, Budapest.



## KARSZTOSODÓ MÉSZKŐ TÉRSZÍNEK LEPUSZTULÁSÁNAK MATEMATIKAI MODELLJE

PÉNTEK KÁLMÁN

Berzsényi Dániel Főiskola, Matematika Tanszék  
9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. pentekk@fs2.bdtf.hu

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

### 1. Bevezetés

A mészkő pusztulása a dolomit denudációjához hasonlóan a térben két, egymástól elkülönülő tartományban, a felszínen és az áramló karsztvíz övében játszódik le (BÖGLI, A. 1963, JAKUCS, L. 1971). A karsztos felszín lepusztulása is két, lényegesen különböző módon mehet végbe a beszivárgó csapadékvizek hidrokarbonátos oldásának hatására: a töbrös formakincset létrehozó horizontális karsztosodással (VERESS, M. – PÉNTEK, K. 1990, 1994, 1996, PÉNTEK, K. 1998), továbbá a hasadékok, kürtök és aknák rendszerét kialakító vertikális karsztosodással (VERESS, M. – PÉNTEK, K. 1994, 1995, 1998).

Ebben a dolgozatban a horizontális karsztos formakincset eredményező folyamatok matematikai leírásával foglalkozunk, amelynek alapja a karsztos oldás általános differenciálegyenlete, amelyet lényegében ebben a formában NERNST, W. (1904) fogalmazott meg. A tárgyalandó matematikai modell segítségével meghatározhatjuk a karsztos térszín denudáció-jának sebességét, kifejlődési korát, sőt múltbeli és jövőbeni állapotát is.

### 2. Geomorfológiai modell

A horizontális karsztosodás geomorfológiai modelljének felépítése során egy talajréteggel borított, repedezett mészkő térszínből indulunk ki. A talajrétegen áthaladó csapadékvíz széndioxiddal feldúsul, mire eléri a kőzet felszínét. A kőzetbe szivárgó víz oldóhatása révén szélesíti a repedéseket, s miközben lefelé halad, fokozatosan telítődve elveszti oldóképességét. A kőzet a térben minden irányban kifejlődött repedések mentén végbemenő oldás

hatására törmelékdarabokra különül, ezzel kifejlődik a szálkőzet felső tartományából a törmelékes oldási zóna.

A szálkőzetből leszakadó törmelékdarabok nagyságát a kőzet repedezettségi mértéke határozza meg. A törmelékdarabok mérete a szálkőzettől felfelé távolodva fokozatosan csökken. Ez egyrészt azzal magyarázható, hogy a törmelékes zóna felső részén található törmelékdarabok korábban szakadtak le a szálkőzetről, másrészt a zóna felső tartományában legintenzívebb az oldási folyamat, hiszen itt a leginkább agresszív az oldószer. A törmelékdarabok oldódásuk során legömbölyödnek, méretük egyre csökken, amíg végül teljesen feloldódnak, eközben viszont az egyes darabok térbeli helyzete lényegében nem változik.

A törmelékes zóna folyamatosan tolódik lefelé azáltal, hogy az oldószer hatására a zóna felső részén eltűnnek a teljesen feloldott törmelékdarabok. A még nem teljesen telítődött oldószer a szálkőzet felső tartományába nyomul, s így a törmelékes zóna a szálkőzet aprózódásával alulról pótlódik. Ha az oldás körülményei számottevően nem változnak, akkor a folyamatra jellemző vastagságú törmelékes zóna fejlődik ki. A szálkőzet és a törmelékes zóna alsó határa abban a mélységben lesz, ahol az oldószer telítődik, s e határ az oldás hatására dinamikus egyensúlyban folyamatosan süllyed lefelé. Ha az oldás körülményei megváltoznak, akkor az új helyzetnek megfelelően megváltozik a törmelékes zóna vastagsága és egy új dinamikus egyensúlyi állapot alakul ki. A törmelékes zóna, s vele együtt a karsztos felszín is olyan ütemben süllyed, ahogyan ezt a zónát alkotó törmelékdarabok oldódása lehetővé teszi.

A törmelékes oldódási zóna elvileg az autogén karsztok teljes területén megszakítatlanul kifejlődhet. Miután a karsztos térszíneken az oldást meghatározó tényezők helyileg jelentősen eltérhetnek egymástól, így a térszín különböző helyein a lepusztulás sebessége is eltérő lehet. Ez az eltérő ütemű süllyedés oldásos töbrök kialakulását eredményezi. A folyamat fokozatosan öngerjesztővé is válhat, hiszen a töbrökben több talaj és nedvesség halmozódik fel a környező térszínhez viszonyítva, így itt növekedhet a biogén széndioxid mennyisége, s ezáltal az oldószer agresszivitása. Ez a töbrök belsejében a környezetéhez képest még gyorsabb ütemű süllyedést eredményez.

### **3. Matematikai modell**

A horizontális karsztosodás matematikai modelljének megszerkesztése során a fentiekben ismertetett geomorfológiai modell lényeges tulajdonságainak megtartása mellett néhány idealizáló feltevéssel élünk:



a) Feltételezzük, hogy a karsztosodó mészkő felső tartományában a repedések három olyan ekvidisztáns párhuzamos síkrendszert alkotnak, amely nyálábok páronként merőlegesek egymásra, s közülük az egyik síkrendszer horizontális elhelyezkedésű. E három síkrendszer a szálkőzet felső tartományát így egymással egybevető  $a$  élhosszúságú kockák rendszerére bontja.

b) Feltesszük, hogy a kőzetbe szivárgó oldószer hatására e kockák sarkai előbb legömbölyödnek és  $a$  átmérőjű gömbökké formálódnak, majd gömb alakjukat megtartva oldódnak tovább. Valamennyi törmelékgömb középpontja teljes oldódási folyamata során az adott gömböt eredetileg tartalmazó  $a$  élhosszúságú kocka középpontjában marad. Ezen oldódó törmelékgömbök rendszere alkotja az ideális törmelékes oldódási zónát.

c) Feltételezzük továbbá, hogy az ideális törmelékes oldódási zónában elhelyezkedő törmelékgömbök átmérője lényegesen kisebb a zóna  $d$  vastagságánál. Az oldódási zónát alkotó gömbök sugara alulról, a gömbök zárt köbös térkitöltésétől indulva fölfelé haladva fokozatosan csökken és tart nullához, vagyis a gömbök teljes feloldódásához.

d) Feltételezzük azt is, hogy az ideális törmelékes oldódási zónán átszivárgó oldószer  $C$  kalciumkarbonát koncentrációja a zóna felső határától mért  $x$  mélység függvényében a

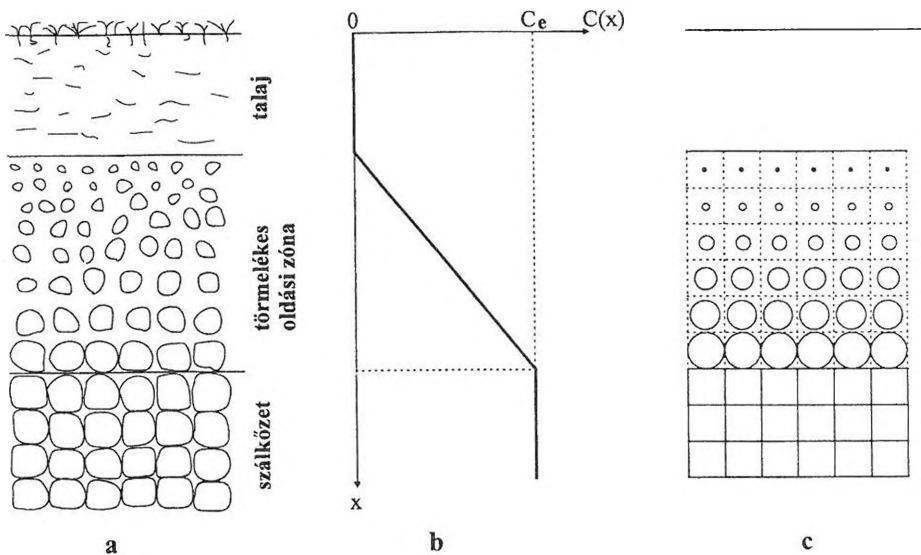
$$(1) \quad C(x) = \frac{C_e}{d} \cdot x \quad (0 \leq x \leq d)$$

összefüggéssel írható le, ahol  $C_e$  a feloldott kalciumkarbonát egyensúlyi koncentrációja (1. ábra)

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

$$(2) \quad \frac{dm}{dt} = \frac{k_K \cdot k_T}{k_K + k_T} \cdot S \cdot (C_e - C)$$

alakú differenciálegyenlet segítségével, ahol  $m$  = a mészkő oldásnak kitett felületéről eltávozott tömeg,  $t$  = a mészkő oldásának időtartama,  $k_K$  = a kémiai oldás sebességi állandója,  $k_T$  = a határretegben történő anyagtranszport sebességi állandója és  $S$  = az oldódó mészkő felülete.



1. ábra: A törmelékzónás karsztos térszín ideális oldódási modellje  
 Jelmagyarázat: a. a karsztosodó térszín ideális keresztmetszelve, b. a  $C=C(x)$  függvény c. a geometriai modell  
 Fig. 1: Ideal dissolution its modell of the karst of the zone of debris  
 Legend: a. the ideal cross-section of the karstification ground surface, b. the  $c=C(x)$  function, c. the geometric modell

Az anyagtranszport sebessége DUBLJANSZKIJ, J. V. (1987) alapján előállítható a

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

alakban, ahol  $\delta$  = az áramló rendszerre jellemző karakterisztikus méret, itt az egyes törmeléggömbök átmérője,  $D$  = a diffúziós állandó és  $\nu$  = az áramló oldószer kinematikai viszkozitási tényezője.

Ha  $\rho$  jelöli a mészkő sűrűségét,  $dR$  pedig az  $S$  felszínű törmeléggömb sugarának  $dt$  idő alatti megváltozását, akkor

$$(4) \quad \frac{dm}{dt} = -\rho \cdot S \cdot \frac{dR}{dt},$$

amelynek felhasználásával a (2) egyenlet a

$$(5) \quad \frac{dR}{dt} = -\frac{k_K \cdot k_T}{k_K + k_T} \cdot \frac{C_e - C}{\rho}$$

alakban írható fel. Alkalmazzuk most a (3) képletet és helyettesítsük be az (5) formulába, amely összevonások és rendezés után a

$$(6) \quad \frac{dt}{dR} = - \left( \frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 V}} \right) \cdot \frac{\rho}{C_e - C}$$

formát ölti. A (6) egyenlet képezi következő számításaink alapját, amelynek célja a karsztos térszín lepusztulási sebességének meghatározása.

#### 4. A karsztos denudáció matematikai vizsgálata

Először a lefelé eltolódó ideális törmelékes oldódási zónát vizsgáljuk. Tegyük fel, hogy a zónában egymás alatt  $n$  számú rétegben helyezkednek el a törmelékgömbök. Az egyes gömböket körülvevő kockák élhossza  $a$ , így törmelékes zóna  $d$  vastagsága kifejezhető a

$$(7) \quad d = n \cdot a$$

összefüggéssel.

Bár a folyamatos oldás hatására a törmelékes oldási zóna egyenletes sebességgel süllyed lefelé, azonban az egyszerűbb matematikai kezelhetőség érdekében feltételezzük a zóna szakaszos süllyedését úgy, hogy ez átlagsebességet számolva megegyezzen a folyamatos süllyedés sebességével. Képzeljük tehát, hogy a törmelékes oldódási zóna  $\Delta t$  időtartamra megtartja térbeli helyzetét miközben folyik a karsztos oldás, majd hirtelen eltolódik lefelé az egyes törmelékdarabokat körülvevő kockák közös  $a$  élhosszával. Ezután ismét az adott térbeli helyzetben egy  $\Delta t$  ideig tartó oldási szakasz, majd ezt követően  $a$  nagyságú lefelé történő hirtelen eltolódás következik be. E digitalizált mozgás átlagos sebessége a fentiek szerint

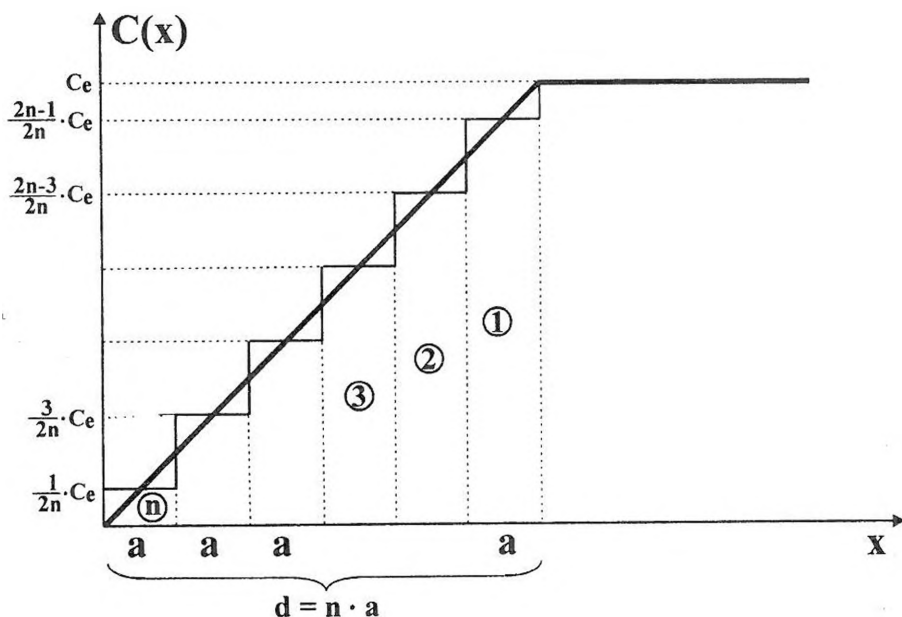
$$(8) \quad c_1 = \frac{a}{\Delta t} = \frac{n \cdot a}{n \cdot \Delta t} = \frac{d}{n \cdot \Delta t} ,$$

amely mozgás az oldási zóna folyamatos süllyedését könnyen és jól közelíti meg, ha a törmelékgömbök  $a$  átmérője lényegesen kisebb a zóna  $d$  vastagságánál. Így modellünk annál hívebben ragadja meg a tényleges folyamatot, minél finomabb szemcséjű a törmelékes oldódási zóna.

Az ideális törmelékes oldódási zóna felső széléhez rögzített, s vele együtt lefelé eltolódó koordináta-rendszerben az (1) összefüggéssel összhangban a  $C(x)$  függvényt, tekintettel a fentiekben kifejtett szakaszos mozgásra, egy lépcsős függvény segítségével írhatjuk le a

$$(9) \quad C(x) = \frac{2k-1}{2n} \cdot C_e \quad ((k-1) \cdot a \leq x < k \cdot a, \quad 1 \leq k \leq n)$$

összefüggéssel (2. ábra).



2. ábra: A  $C=C(x)$  függvény megközelítése lépcsős függvénnyel  
Fig. 2: Approximation of the  $C=C(x)$  by step function

Kövessük ezután egy törmelégömb teljes feloldódási folyamatát! Tegyük fel, hogy vizsgálatunk kezdetén éri el éppen a szakaszosan lefelé mozgó ideális oldódási zóna a kiválasztott gömböt, amely tehát az első  $\Delta t$  időtartamú oldási szakaszban a zóna legalsó rétegében helyezkedik el. Itt az oldószer  $C$  koncentrációja a (9) összefüggésből  $k = n$  helyettesítéssel

$$(10) \quad C(x) = \frac{2n-1}{2n} C_e$$

nagyságúnak adódik. Ekkor a (6) egyenlet alakja

$$(11) \quad \frac{dt}{dR} = - \left( \frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right) \cdot \frac{\rho}{C_e - \frac{2n-1}{2n} C_e},$$

amelynek rendezésével a

$$(12) \quad dt = - \left( \frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \cdot \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right) \cdot \frac{\rho}{\frac{1}{2n} \cdot C_e} dR$$

összefüggés adódik. A (12) összefüggés  $\Delta t$  tartamú oldási szakaszra történő integrálásával a

$$(13) \quad \int_0^{\Delta t} dt = - \frac{\rho}{\frac{1}{2n} \cdot C_e} \int_{R_n}^{R_{n-1}} \left( \frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right) dR$$

formula, illetve a

$$(14) \quad [t]_0^{\Delta t} = - \frac{\rho}{\frac{1}{2n} \cdot C_e} \left[ \frac{R}{k_K} + \frac{8}{85} \frac{R^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right]_{R_n}^{R_{n-1}}$$

összefüggés nyerhető, amely rendezés és összevonások után a

$$(15) \quad \frac{1}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = \frac{R_n - R_{n-1}}{k_K} + \frac{8}{85} \frac{R_n^2 - R_{n-1}^2}{\sqrt[3]{D^2 v}}$$

alakra hozható.

Ezen oldási szakasz után az ideális törmelékes oldódási zóna ugrás-szerűen áthelyeződik  $a$  értékkel mélyebbre, ezáltal vizsgált törmelékgömbünk

a zóna alulról számított második rétegébe kerül, noha térbeli helyzete nem változott. E helyen a zóna felső széléhez viszonyított kisebb mélységben lévén némileg agresszívebb oldószerrel találkozok a vizsgált törmelékgömb. Itt az oldószer  $C$  koncentrációja ismét a (9) összefüggésből a  $k = n-1$  helyettesítéssel nyerhető:

$$(16) \quad C(x) = \frac{2n-3}{2n} C_e$$

Most a (6) egyenlet alakja

$$(17) \quad \frac{dt}{dR} = - \left( \frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right) \frac{\rho}{C_e - \frac{2n-3}{2n} C_e},$$

amelyből az első lépésnél látott módszerrel nyerhetjük a (15) formulának megfelelő

$$(18) \quad \frac{3}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = \frac{R_{n-1} - R_{n-2}}{k_K} + \frac{8}{85} \cdot \frac{R_{n-1}^2 - R_{n-2}^2}{\sqrt[3]{D^2 v}}$$

összefüggést a második oldási szakasz végére.

Megkezdett eljárásunkat tovább folytatva a kiválasztott törmelékgömbön szakaszosan halad keresztül az ideális törmelékes oldódási zóna. Az  $n$ -edik utolsó lépésben a törmelékgömb a zóna felső rétegébe kerül, s az utolsó oldási szakasz végére teljesen feloldódik. Ezen utolsó szakaszban éri a legagresszívebb oldószer, amelynek  $C$  koncentrációja a (9) felhasználásával a  $k=1$  helyettesítéssel kapható meg:

$$(19) \quad C(x) = \frac{1}{2n} C_e$$

A (6) egyenlet alakja

$$(20) \quad \frac{dt}{dR} = - \left( \frac{1}{k_K} + \frac{16}{85} \frac{R}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right) \frac{\rho}{C_e - \frac{1}{2n} C_e},$$

amelyből az első lépésnél részletezett módon a (15) formulának megfelelő analóg

$$(21) \quad \frac{2n-1}{2n} \frac{C_e}{\rho} \Delta t = \frac{R_1 - R_0}{k_K} + \frac{8}{85} \frac{R_1^2 - R_0^2}{\sqrt[3]{D^2 \nu}}$$

összefüggés származtatható.

Ezzel leírtuk az  $n$  számú rétegből álló ideális törmelékes oldódási zónának a kiválasztott törmelékgyömbön való áthaladását, amelynek eredményeként az  $a$  átmérőjű gömb  $n$  lépésben teljesen feloldódik.

Összegezzük ezután a (15), (18), illetve (21) összesen  $n$  számú formuláját, amely rendezés és a megfelelő egynemű mennyiségek összevonása után az alábbi alakot ölti:

$$(22) \quad \frac{1+3+5+\dots+(2n-3)+(2n-1)}{2n} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = \frac{(R_n - R_{n-1}) + (R_{n-1} - R_{n-2}) + \dots + (R_1 - R_0)}{k_K} + \frac{8}{85} \frac{(R_n^2 - R_{n-1}^2) + (R_{n-1}^2 - R_{n-2}^2) + \dots + (R_1^2 - R_0^2)}{\sqrt[3]{D^2 \cdot \nu}}$$

E formula bal oldalán szerepel az első  $n$  darab páratlan szám összege, amelynek értéke  $n^2$ . A jobb oldal mindkét tagja egy-egy teleszkópikus összeg, továbbá  $R_n = \frac{a}{2}$  és  $R_0 = 0$  lévén a (22) az alábbi tömörebb alakra írható át:

$$(23) \quad \frac{n}{2} \cdot \frac{C_e}{\rho} \cdot \Delta t = \frac{a}{2k_K} + \frac{2}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 \nu}}$$

A (23) összefüggés egyszerű átrendezésével meghatározhatjuk az ideális törmelékes oldási zóna oldási szakaszainak  $\Delta t$  nagyságát:

$$(24) \quad \Delta t = \frac{2\rho}{n \cdot C_e} \left( \frac{a}{2k_K} + \frac{2}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 \nu}} \right),$$

kiszámíthatjuk továbbá az oldódási zóna lefelé történő eltolódásának átlagos sebességét is (8) alapján:

$$(25) \quad c_1 = \frac{a}{\Delta t} = \frac{d}{n \cdot \Delta t} = \frac{C_e \cdot d}{2\rho} \cdot \left( \frac{a}{2k_K} + \frac{2}{85} \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 V}} \right)^{-1}$$

Az eddigiek ismeretében már meghatározhatjuk a vizsgált karsztos térszín modellünk alapján származtatható denudációs sebességét. Szemeljük ki az oldási zóna egy tetszőleges,  $n$  számú gömböt tartalmazó oszlopát, amely gömbök mérete alulról felfelé haladva egyre kisebb. Könnyen beláthatjuk, hogy e sugarak nagysága rendre megegyezik egy adott törmelékgömb teljes feloldódási folyamata egyes fázisaiban mérhető, s a fentiekben látott sugarai-val, miközben e gömbön áthalad az ideális oldási zóna. E sugarak értéke az oszlopban lentől felfelé haladva egy  $\Delta t$  időtartamú oldási szakasz kezdetén

$R_n = \frac{a}{2}, R_{n-1}, R_{n-2}, \dots, R_2, R_1$ , az oldási szakasz végén pedig rendre

$R_{n-1}, R_{n-2}, R_{n-3}, \dots, R_1, R_0 = 0$ . E gömbök térfogatai pedig az oldási szakasz

kezdetén  $V_n = \frac{4\pi}{3} \cdot \left(\frac{a}{2}\right)^3, V_{n-1}, V_{n-2}, \dots, V_2, V_1$ , az oldási szakasz végén rend-

re  $V_{n-1}, V_{n-2}, V_{n-3}, \dots, V_1, V_0 = 0$ . Így a  $\Delta t$  idő alatt e gömboszlopból kioldott eltűnő térfogat nagysága:

$$(26) \quad \begin{aligned} \Delta V &= (V_n - V_{n-1}) + (V_{n-1} - V_{n-2}) + (V_{n-2} - V_{n-3}) + \dots + \\ &+ (V_2 - V_1) + (V_1 - V_0) = V_n + (-V_{n-1} + V_{n-1}) + \\ &+ (-V_{n-2} + V_{n-2}) + \dots + (-V_1 + V_1) + (-V_0) = \\ &= V_n - V_0 = V_n = \frac{4\pi}{3} \cdot \left(\frac{a}{2}\right)^3 = \frac{\pi}{6} \cdot a^3 \end{aligned}$$

Másrészt ha  $\Delta x$  a karsztos térszín süllyedése e  $\Delta t$  idő alatt, akkor fenáll

$$(27) \quad \Delta V = a^2 \cdot \Delta x$$

összefüggés is, amelyet a (26) összefüggéssel összevetve



$$(28) \quad \frac{\pi}{6} \cdot a^3 = a^2 \cdot \Delta x ,$$

vagyis

$$(29) \quad \Delta x = \frac{\pi}{6} \cdot a$$

adódik. Most a karsztos térszín denudációs sebessége már egyszerűen meghatározható (24) és (29) alapján:

$$(30) \quad c_2 = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{\frac{\pi}{6} \cdot a}{\frac{2\rho}{n \cdot C_e} \cdot \left( \frac{a}{2} + \frac{2}{85} \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right)} = \frac{\pi}{6} \cdot \frac{C_e \cdot d}{2\rho} \left( \frac{a}{2k_K} + \frac{2}{85} \cdot \frac{a^2}{\sqrt[3]{D^2 v}} \right)^{-1} = \frac{\pi}{6} \cdot c_1 .$$

A karsztos térszín tényleges  $c$  denudációs sebességére fennáll a

$$(31) \quad c_2 \leq c \leq c_1$$

becslés, hiszen e sebesség nem haladhatja meg a törmelékes zóna lefelé való eltolódásának ütemét, viszont legalább a kioldott anyag mennyiségének megfelelően süllyednie kell a térszínnek. Megjegyezzük, hogy a  $c$  denudációs sebesség lehet esetleg  $c_2$  értékénél is kisebb, ha az oldás következtében folyamatosan nem tömörödik a kioldott anyag helyére felülről talaj, illetve törmelék. Az így keletkező hézagok a felszínen úgy jelentkeznek, mintha a denudáció sebessége a valóságosnál kisebb lenne.

Az elméleti rész lezárásaként egy lényeges dologra szükséges még utalnunk. A fentiekben ismertetett matematikai lepusztulási modellünk gyakorlatban történő alkalmazhatósága érdekében célszerű a (25), illetve a (30) összefüggést kiegészíteni egy-egy olyan korrekciós tényezővel, amely az elméletileg meghatározható és a természetben előálló számszerű eredmények között fennálló lehetséges eltérések kifejezésére és megszüntetésére is alkalmas. E tényezők meghatározására azonban csak terepi mérések elvégzésével, valamint laboratóriumi modell kísérletek végrehajtásával van lehetőségünk.

Modellünk ilyen valósághoz történő illesztése az elkövetkezendő évek feladata lesz.

A fentiekben bemutatott matematikai modellünket egy egyszerű számpéldával illusztráljuk. Legyen az ideális törmelékes zóna vastagsága  $d = 1,5$  m, az egyes törmelégömbök átmérője a zóna alján  $a = 0,02$  m, a zóna hőmérséklete  $T = 283^\circ\text{K} = 10^\circ\text{C}$ , végül az éves átlagos csapadék hullási idő  $\eta = 500 \frac{\text{h}}{\text{év}}$ . Ekkor a részletek mellőzésével (25), illetve (30) felhasználásával

$$(32) \quad c_1 = 0,05 \frac{\text{mm}}{\text{év}} \quad \text{és} \quad c_2 = 0,026 \frac{\text{mm}}{\text{év}},$$

ami azt jelenti, hogy mintegy 20-38 év szükséges ahhoz, hogy a karsztos térszín 1 mm értékkel süllyedjen.

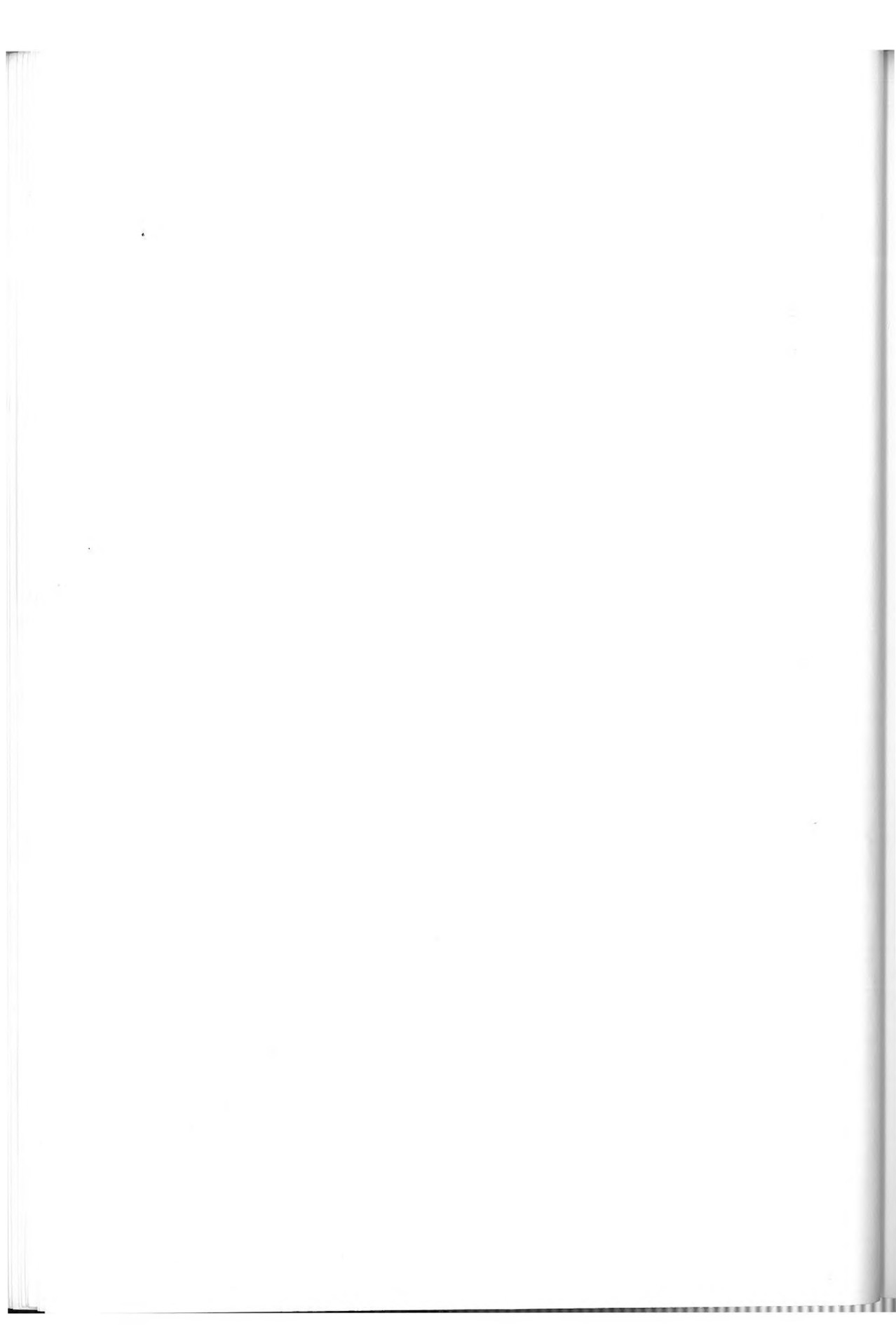
## 5. Összegzés

A dolgozatban bemutatunk egy olyan matematikai modellt, amelynek segítségével számszerűen meghatározhatjuk egy-egy adott karsztos térszínen a denudáció sebességét. E számítás elvégzéséhez csupán néhány könnyen meghatározható paraméter ismerete szükséges. Így ismernünk kell a törmelékes oldási zóna  $d$  vastagságát, az egyes törmelések átlagos nagyságát, amely a tartó szálközet  $a$  repedezettségi mértékével adható meg. Szükséges még az adott körülmények között az oldószer  $C_e$  telítési koncentrációját, a mészkő  $\rho$  sűrűségét, továbbá az áramló oldószer  $D$  diffúziós állandóját és  $\nu$  kinematikai viszkozitását meghatározni. E paraméterek értékének alkalmas megválasztásával eredményesen írhatjuk le a mészkő horizontális karsztosodását matematikai módszerekkel.

## IRODALOM

- BÖGLI, A. (1963): Adatok a karsztbarlangok keletkezéséhez – Karszt és Barlang II. p. 83-86.
- DUBLJANSZKIJ, J.V. (1987): Teoreticeszkoje modelirovanije dinamiki formirovanija gidrotermokarsztovüh polosztyej – Metodi i izucsenyija geologicseszkij javlenij, Novoszibirszk p. 97-111.
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája – Akadémiai Kiadó, Budapest

- NERNST, W.* (1904): Theorie der Reaktionsgeschwindigkeit in heterogenen Systemen II. – Zeitschrift für Physikalische Chemie. 47. p. 52-55.
- PÉNTEK K.* (1998): Néhány karsztos folyamat matematikai leírása Ph.D. disszertáció. JATE, TTK
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1990): Kísérlet a karsztos felszínnek denudációjának kvantitatív leírására – Karszt és Barlang I. p. 19-27.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1994): Néhány karsztos folyamat leírása a fizikai-kémiai hidrodinamika alapján – BDTF Tudományos Közleményei IX. Természettudományok IV. Szombathely, p. 19-42.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1995): Kísérlet a felszíni vertikális karsztosodás kvantitatív leírására – Földrajzi Értesítő XLIV. 3-4. p. 157-177.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1996): Theoretical model of surface karstic processes – Zeitschrift für Geomorphologie 40. 4. p. 461-476.
- VERESS M. – PÉNTEK K.* (1998): Modelling of karst surface evolution: Quantitative description of surface vertical karstification – *Á. KERTÉSZ – L. BASSA* (eds.) in Windows on Hungarian Geography. Studies in Geography in Hungary 28. Geographical Research Inst. HAS, Budapest, p. 53-69.



## TÖBRÖS FELSZÍNFEJLŐDÉS SZÁMÍTÓGÉPES MODELLEZÉSE

TELBISZ TAMÁS

ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1083 Budapest, Ludovika tér 2.  
telbisztom@ludens.elte.hu

*Abstract: In this study, the author presents a cellular automaton landscape evolution model for doline karst areas in order to get a better understanding of the development of karst landform features. Processes are taken into account on two different time-scales: minor elevation changes are counted for one rainfall event in "real time", then all these changes are extrapolated for longer periods according to the modelling goal. The following processes are incorporated in the model: rainfall, evapotranspiration, solution, infiltration, runoff, erosion, mass movements and tectonic effects. The formulation of the model equations and their parameters give a good opportunity to represent the variances of karst evolution (bedrock features, climate, surface character, soil effect, etc.). Model runs produced realistic doline karst landscapes starting from different initial conditions (random surface, plateau edge, smooth surface with different initial infiltration capacity). Some morphogenetical conclusions can be drawn from model results: water-surplus in small depressions increases solution, thus infiltration capacity also becomes greater, so a positive feedback mechanism is very important in the formation of dolines. However, this effect has to be limited on longer timescales. Shape of dolines, to some extent, is the function of the subsurface conduit-system, and widening is effective only if horizontal connections are developed. It is concluded finally, that this infiltration-controlled model is capable of simulate karst landscape evolution and can be a new, useful tool for karst researchers.*

### I. Bevezetés

A (karszt)geomorfológiai kutatások célja a felszín rövid vagy hosszú távú változásainak megragadása. Ezek vizsgálatára számos módszer létezik a minőségi leírásoktól a terepen végzett méréseken keresztül a matematikai modellek alkalmazásáig. Ez utóbbiak alapját a természetben zajló folyamatok egyenletek formájában történő megadása jelenti. A számítógépek fejlődésével új lendületet kapott az analitikusan megoldhatatlan matematikai modellek alkalmazása. Ezek elterjedése AHNERT F. (1976) munkája nyomán vált jelentőssé. A felszínfejlődési modellek az alábbi célok elérésére lehetnek alkalmasak (vö. SZUNYOGH G. 1995, TELBISZ T. 1999a):

- Megmutatják, hogy egy adott felszíntípus kialakulása magyarázható-e a figyelembevett folyamatokkal.
- Képszerűen, érzékletesen járulnak hozzá egy folyamat hatásainak megértéséhez (ez elsősorban a számítógépes szimulációra vonatkozik.).
- Becslést adnak a lepusztulás sebességére (térbelileg átlagoltan és lokálisan egyaránt).
- Feltárják, hogy a felszín morfometriai jellemzői milyen paraméterektől milyen módon függenek.

Számos eredmény vált ismertté a karsztfelszínnek matematikai modellezésével kapcsolatban is. Ezek a kutatások azonban egészen a közelmúltig (differenciál-)egyenletek felírására és analitikus megoldásaira szorítkoztak. *SMITH, D. I.* et al. (1972) a talajtakaró cockpit karsztokra gyakorolt hatásait vizsgálta ezzel a módszerrel. *BROOK, G. A.* (1978) a törésvonalak jelentőségét hangsúlyozta dolinás illetve poligonális karszterületeken egyaránt. *KIRKBY, M. J.* (1986) az oldásos lejtőformák modellezésének keretén belül tárgyalta a karszterületek jellegzetes lejtőinek kialakulását. A karsztfelszínnek vízszintes és függőleges irányú lepusztulásának egyenletrendszerét ismertette több tanulmányban *VERESS M.-PÉNTEK K.* (1990, 1995), valamint *SZUNYOGH G.* (1994, 1995a). Karsztos oldással kialakult kisformák, karrványúk fejlődését *SZUNYOGH G.* (1995b) ragadta meg matematikai módszerekkel.

A közelmúltban jelentek meg a karsztos felszínfejlődést modellező számítógépes szimulációk. A korábban felállított parciális differenciálegyenletrendszer numerikus megoldását célzó algoritmust mutat be *SZUNYOGH G.* (1998). Új utat jelentenek az ún. *sejtautomata* modellek, amelyekben a felszínt alkotó pontok szomszédaikkal való kapcsolatát határozzák meg a modellt vezérlő egyenletek. *AHNERT, A.-WILLIAMS, P. W.* (1997) munkája volt az első kísérlet ebben a műfajban. Ők egy *MUSGRAVE, G. W.* (1935) és *ZINGG, A.* (1940) által kidolgozott tapasztali képletet használtak fel modelljükben:

$$R = K \cdot Q^m \cdot S^n \quad (1)$$

ahol  $R$  egy adott felszínpont időegység alatti oldásos lepusztulását jelenti,  
 $Q$  a felszíni lefolyást,  
 $S$  a helyi lejtőmeredekséget,  
 $K, m, n$ : konstansok.

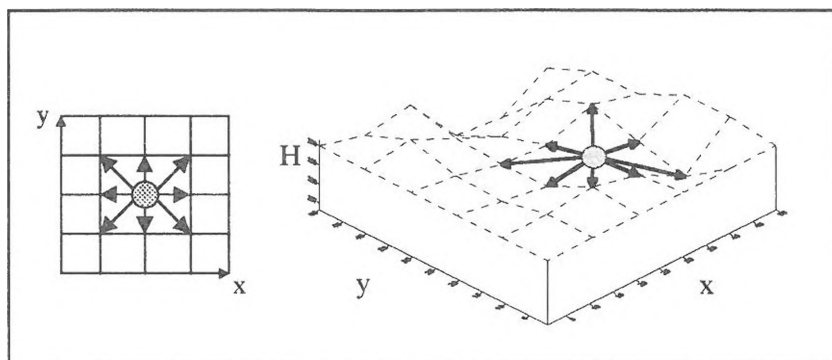
Már ezen az egyszerű lefolyás-vezérelt modellen is tanulmányozható volt a töbrök megjelenése, illetve enyhén módosított feltételekkel a (többgenerációs) kúparsztok létrejötte, amelyek mindig a dolinák közti maradványgerincekből és dombokból alakultak ki.

Saját kutatások eredményeként készült el egy karsztos felszínfejlődést vizsgáló sejtautomata modell (*TELBISZ T.* 1999a), amelynek egy továbbfejlesztett változatát mutatja be az alábbi cikk. (A jelenlegi sejtautomata modell szerkezeti felépítése *COULTHARD, T. J.* et al, 1996, 1997; *FAVIS-MORTLOCK, D.* et al, 1998 és *DEBOER, D. H.* 1999 elsősorban eróziót illetve deráziót figyelembevevő modelljeihez hasonlatos.)

## II. Beszivárgás-vezérelt sejtautomata modell felépítése

### 1. A modell tér-, és időbeli felépítése

A modell térbeli szerkezetét az 1. ábra, folyamatsorát a 2. ábra mutatja be.



1. ábra: A sejtautomata modell térbeli szerkezete  
Fig. 1: 3D structure of the cellular automaton model

A modell vázát egy derékszögű koordináta-rendszer jelenti, amelyben minden egyes rácspontnak 8 szomszédos rácsponttal lehet kapcsolata. Elsőként a kiindulási felszín (vagyis a rácspontokhoz tartozó magassági értékeket:  $H_0(x,y)$  [m]) és a kezdeti beszivárgási képességet ( $C_0(x,y)$  [mm/s]) kell megadni. Az előbbinél több lehetőség közül lehet választani:

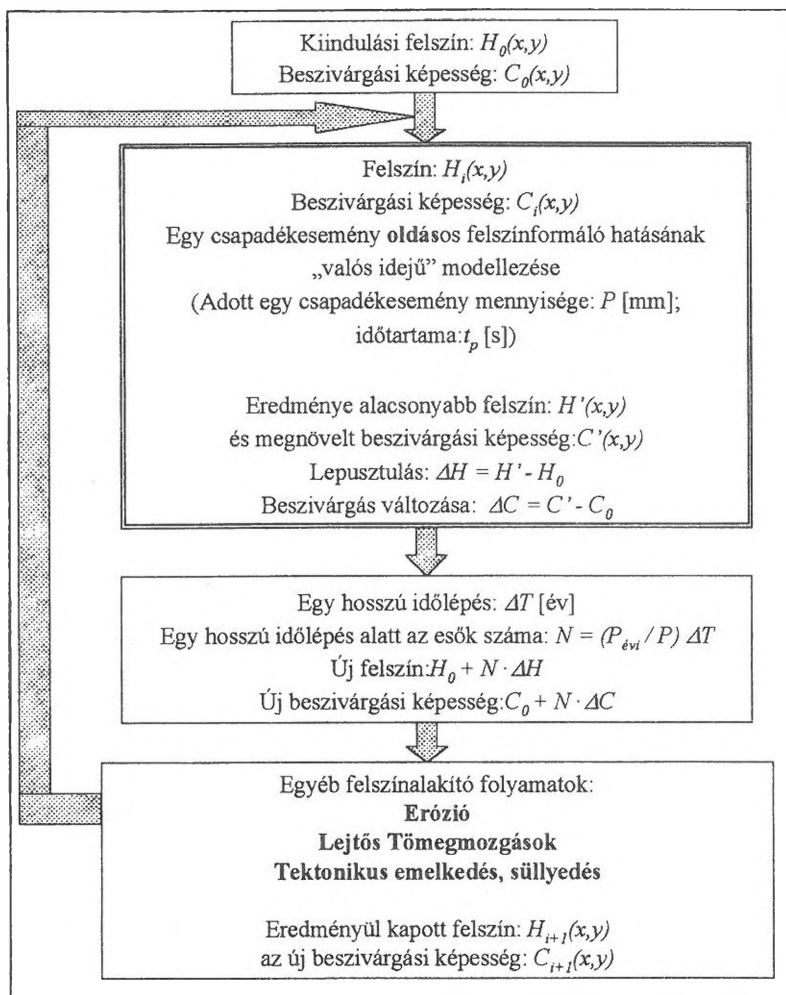
- véletlenszerű, hullámos felszín,
- egyenes lejtő,
- fennsíkperem,
- völgy,
- valós felszín digitális domborzatmodellje.

A beszivárgási képességnél két állapot adható meg:

- egyenletes beszivárgási képesség,
- törésvonalak mentén megnövelt beszivárgási képesség.

A megadott kiindulási felszín és kezdeti beszivárgási képesség alapján a modell végigszámolja a csapadékvíz lefolyásából és beszivárgásából adódó változásokat egy átlagos csapadékesemény (mennyisége:  $P$  [mm]) során a később részletezendő kulcsegyenletek szerint. Ebben a lépésben az oldás miatt végbement változások számítása zajlik, melynek következtében a felszín

csekély mértékben alacsonyabbá válik és megnövekszik a beszivárgási képesség.



2. ábra: A modell folyamatábrája, időléptéke  
Fig. 2: Box-arrow diagram and time scale of the model

Mivel a felszínfejlődési modell célja elsősorban a formák kialakulásának megfigyelése és a hosszú távú változások nyomonkövetése, ezért – bár elvileg nem kizárt, hogy csapadékeseményről csapadékeseményre lépkedve futtassuk a modellt – a gyakorlatban szükséges egy "gyorsító", hosszabb időlépés ( $\Delta T$  [év]) bevezetése is. Ehhez olyan időtartamot célszerű választani, amely elég rövid ahhoz, hogy a lepusztulás még ne változtassa meg jelentős mértékben a morfológiát, másrészt elég hosszú ahhoz, hogy a modellt futtatá-

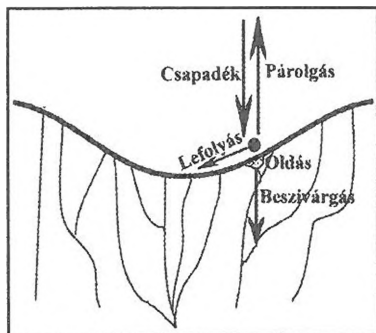


sa ne nyúljon túl hosszúra a vizsgálódó számára érdekes időtartományt figyelembevéve. Egy ilyen hosszú időlépésre az évi csapadékösszeg ( $P_{\text{évi}}$  [mm]) ismeretében meg kell határozni az átlagos csapadékesemények számát ( $N$ ), amelynek alapján minden egyes felszínpontra az egy csapadékeseményből kiszámolt lepusztulási rátát ( $\Delta H$ ) illetve beszivárgási képesség változási ütemet ( $\Delta C$ ) kivetítve (extrapolálva) megkaphatjuk a hosszú időlépés alatti változásokat (2. ábra).

Az oldásos eredetű felszíni lepusztulás és beszivárgási képesség változások hosszú időléptékű számítása után kerül sor a többi folyamat (erózió, lejtős tömegmozgások, tektonikus emelkedés, süllyedés) figyelembevételére. Erre azért csak itt kerülhet sor, mert ezek során például az üledékfelhalmozódás következtében a felszín magasodása is elképzelhető egyes felszínpontokban. Az pedig az eredmények torzulásához vezetne, ha az egyes csapadékeseményekre számított felszínmagasodást hosszú időlépésre extrapolálnánk. Mindezen számítások elvégzése után eredményül kapott felszín és beszivárgási képesség lesz a következő nagy iterációs lépés bemenő adata.

## 2. A modellben figyelembe vett folyamatokat vezérlő egyenletek

- Az eső időtartama alatt minden rövid iterációs időlépés ( $\Delta t$ ) során az eső intenzitásának ( $i = P / t_p$  [mm/s]) megfelelő mennyiségű csapadék hullik minden egyes felszínpontra.
- Minden esőcsepp adatai (koordináták, vízmennyiség) egy listára kerülnek.
- Továbbiakban a program az esőcsepp-lista elemeire alkalmazza az alábbi egyenleteket mindaddig, amíg a lista üres nem lesz, vagyis a víz teljesen lefolyt, elpárolgott vagy beszivárgott.



3. ábra: Egy csapadékesemény során figyelembe vett folyamatok  
Fig. 3: Processes taken into account during one rainfall event

a. Az oldás egyenlete (KIRKBY, M. J. 1986, WHITE, W. B. 1988, DREYBRODT, W. 1989, FORD, D. C.-WILLIAMS, P. W. 1989 és SZUNYOGH G. 1994 munkái alapján) azt fejezi ki, hogy a koncentrációváltás sebessége ( $\Delta c/\Delta t$ ) a telítési hiánnyal arányos:

$$\Delta c/\Delta t = k_c \cdot (c_{eq} - c) \quad (2)$$

ahol  $c_{eq}$ : egyensúlyi koncentráció [mg/l];  $c$ : aktuális koncentráció [mg/l];  
 $k_c$ : konstans

Az időegység alatt feloldott mészkő tömegét ( $\Delta m$  [mg]) a koncentrációváltás és a rendelkezésre álló oldószer mennyisége alapján kaphatjuk meg:

$$\Delta m = k_c \cdot (c_{eq} - c) \cdot \Delta t \cdot W \quad (3)$$

ahol  $W$ : az adott ponton lévő vízmennyiség [l];

A mészkő sűrűségének ( $\rho_{mészkő}$  [kg/m<sup>3</sup>]) ismeretében a felszínről leoldott mészkő térfogata meghatározható, amelyből az adott felszínpont által reprezentált felületegységgel ( $A$  [m<sup>2</sup>]) való osztás után megkaphatjuk a felszín oldásos alacsonyodását ( $S$  [m]):

$$S = k_c \cdot (c_{eq} - c) \cdot \Delta t \cdot W \cdot 10^{-6} / (A \cdot \rho_{mészkő}) \quad (4)$$

b. A beszivárgást ( $I$  [mm]) meghatározza az adott időegység alatti beszivárgási képesség ( $C$ ), amely lényegében a felszín alatti járatrendszer fejlettségét tükrözi:

$$I = C \cdot \Delta t \text{ (de maximálisan az adott csepp teljes mennyisége)} \quad (5)$$

A beszivárgás során az oldás egy része a felszín közelében zajlik le, amely így szintén a felszín lepusztulását okozza. A felszínről oldott mészkő mennyisége ( $S_i$  [m]) tehát ez esetben ( $k_s$  konstans):

$$S_i = k_s \cdot S \quad (6)$$

ahol  $S$  értékét (2) alapján számoljuk  $W$  helyett  $I \cdot A$ -t (vagyis a beszivárgó víz össztérfogatát) helyettesítve.

A beszivárgó víz oldja a vízvezető járatok falát is, ezzel bővíti a beszivárgási képességet. Így ez utóbbi adott időegység alatti megváltozása az oldás mennyiségével arányos ( $k_i$  konstans;  $x, y$ : az adott felszínpont horizontális koordinátái):

$$\Delta C(x,y) = k_i \cdot S_i \quad (7)$$

Mivel a felszín alatti járatrendszer nem egymástól elszigetelt függőleges pályákból áll, hanem többé-kevésbé összefüggő hálózatot alkot, ezért egy adott felszínpont beszivárgási képességének javulásával a szomszéd cellák beszivárgási képessége is bővül ( $k_{in}$  konstans):

$$\Delta C(\text{szomszéd}(x,y)) = k_{in} \cdot \Delta C(x,y) \quad (8)$$

c. A lefolyás a 8 szomszédos cella közül a legalacsonyabb felé történik akkor, ha ez alacsonyabb, mint az adott felszínpont. A meredekség alapján meghatározható a lefolyás sebessége ( $v$ ). Ezt a felszínfejlődési modellekben gyakran a Chézy-képlet segítségével számolják (AHNERT, F. 1976), mely szerint a lejtőn lefolyó víz sebessége a lejtőszög meredekségének négyzetgyökével arányos. KONTUR, I. et. al. (1993) alapján azonban megállapítható, hogy ez a számítási mód csak kis meredekség esetén ad jó közelítést, és az elméleti levezetés szerint helyesebb a lejtőszög sinusát figyelembe venni:

$$v = k_v \cdot \sqrt{\sin \alpha} \quad (9)$$

ahol  $\alpha$  a lejtőszöget jelenti,  
 $k_v$ : konstans.

A lefolyási sebesség alapján meghatározható a vízcsepp által az adott cellán eltöltött idő ( $t_{\text{áthaladás}} [s]$ ):

$$t_{\text{áthaladás}} = \Delta s / v = \Delta s / (k_v \cdot \sqrt{\sin \alpha}) \quad (10)$$

ahol  $\Delta s [m]$  a vízcsepp által megtett utat jelenti (két szomszédos felszínpont távolsága a lefolyási iránytól függően).

Az áthaladási idő számítása azért fontos, mert ez határozza meg, hogy a vízcsepp mennyi időt tölt az adott cellán, ugyanis csak abban az iterációs lépésben történik meg a lefolyás számítása, amelyben a cellán töltött idő már

meghaladja az áthaladási időt. Ennélfogva az áthaladási idő – közvetve a lejtőszög – megszabja az oldás rendelkezésére álló időt, végeredményben tehát a felszínpusztulás ütemét és jellegét is befolyásolja.

d. A párolgás ( $E$ ) leegyszerűsített formában számítható adott párolgási ütem ( $R$  [mm/s]) segítségével. A modell az eső utáni első időlépéstől kezdve veszi figyelembe ezt a folyamatot. (A párolgási ráta időbeli változtatására elvileg van lehetőség.)

$$E = R \cdot \Delta t \quad (11)$$

e. A hosszú időlépés végén számított eróziós és lejtős tömegmozgásos folyamatok által okozott lepusztulás ( $\Delta H_e$  [m]) tapasztalati képlettel történő megadása számos szerzőnél szerepel hasonló formában (AHNERT, F. 1976, WILLGOOSE, G. et al, 1991; DEBOER, D. H. 1999):

$$\Delta H_e = a \cdot (\operatorname{tg} \alpha)^b + c \cdot Q \cdot \sin \alpha \quad (12)$$

ahol  $Q$ : a lefolyó vízhozamot (csepp mennyiségét) jelenti két rácspont között;  
 $a, b, c$ : konstansok.

Ez a tapasztalati képlet számos terepi kísérlet statisztikailag kiértékelt eredményére épít, és a felszínalaktani modellezéssel foglalkozó szakirodalomban való használata (kisebb módosításokkal) általános. Elméleti szempontból azt fejezi ki, hogy a lejtőn lefelé vándorló anyag mennyisége a lejtőszöggel valamint az eróziós folyamatok esetében a lefolyó vízhozammal is arányos. Fontos különbség, hogy míg az oldásos lepusztulásnál a feloldott anyag az oldószerrel együtt távozik (az újrakiválást ez esetben nem vesszük figyelembe), addig a lejtős tömegmozgásnál illetve erózióznál a szomszéd cellára ráhordódik a lepusztított anyag.

f. A tektonikus emelkedés, süllyedés számításához pedig megadható egy  $T(x,y)$  mátrix, amely minden egyes felszínpontra meghatározza a tektonikus emelkedés mértékét egy hosszú időlépés során. (Akár ennek időbeli változtatása is beépíthető a modellbe.)

### 3. A modell játéktere

Az 1. táblázat gyűjti egybe a modell-egyenletek paramétereit, amelyek a kiindulási felszín és beszivárgási képesség valamint a tektonikus adott-

ságok mellett végeredményben a kísérletezés lehetőségét rejtik magukban a modell futtatásakor.

I. táblázat  
Table I.

Modell-paraméterek  
Model parameters

paraméter jele	mit határoz meg
$k_c$	oldás sebességét
$c_{eq}$	egyensúlyi koncentrációt
$k_s$	felszínközeli oldás arányát beszivárgás esetén
$k_i$	beszivárgási képesség növekedését
$k_{in}$	szomszédos cellák beszivárgási képességének növekedését
$k_v$	lefolyó víz sebességét
$R$	párolgás ütemét
$a, b, c$	erózió, tömegmozgások arányát a lepusztulásban
$P_{évi}$	éves csapadékösszeget
$i$	átlagos csapadékesemény intenzitását

A felsorolt paraméterekkel igen sokoldalúan lehet kifejezni egy karszterület adottságait (karsztfelődés variációit, JAKUCS L. 1971):

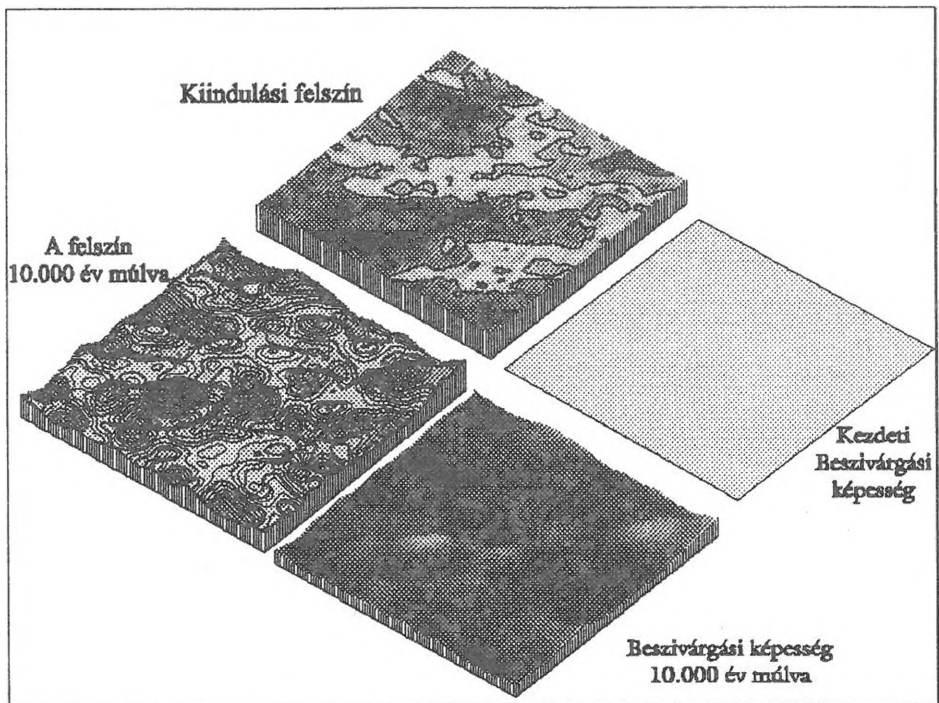
- közzetszerkezeti jellemzők:  $k_i$ ,  $k_{in}$ ,  $k_s$ ,
- éghajlat:  $P_{évi}$ ,  $R$ ,  $i$ ,  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $k_c$ ,
- felszín jellege (pl. csupasz szikla vagy növényzet):  $k_v$ ,
- talajhatás:  $c_{eq}$ .

## Eredmények

A modell megvalósítása *VisualBasic* programozási nyelven készült, az ábrák elkészítéséhez pedig a *Surfer* program volt segítségemre. A bevezetésben kitűzött célok közül jelenleg az első kettő valósult meg (formamagyarázat és megjelenítés), a paraméterek kalibrációja folyamatban van, ezért a nagyságrendi kérdések megválaszolása még további munkát igényel. Az alábbiakban bemutatandó szimulációs eredmények többnyire 50x50-es rácshálón vett számításokkal készültek.

A 4. ábrán egy véletlenszerűen megadott, egyenletes beszivárgási képességgel rendelkező kezdeti felszín fejlődése kísérhető nyomon. Világosan látszik, hogy a kezdeti apró terep-egyenletlenségekből nagyobb mélyedések, töbrök alakulnak ki, amelyekhez igazodik a beszivárgási képesség mintázata is. A korábbi modellhez (TELBI SZ T. 1999b) képest döntő változás, hogy a

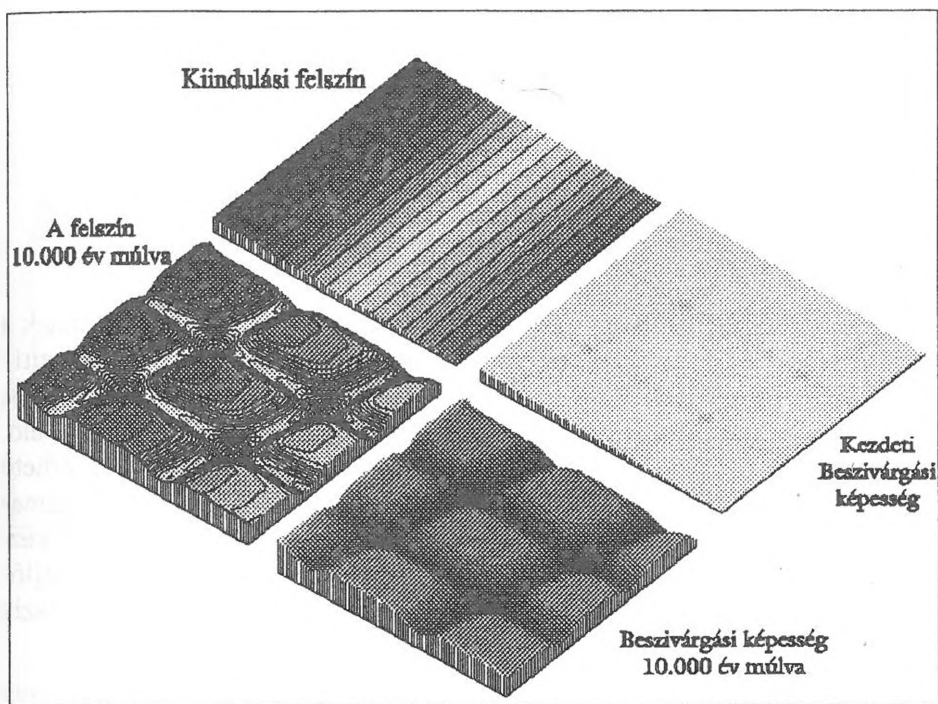
dolinák tágulása is megfigyelhető. Ebben kulcsszerepet játszik a beszivárgási képesség figyelembe vétele, amelyen keresztül egy adott felszínpont "előnye" a beszivárgás illetve oldás tekintetében a szomszédaira is mélyülést erősítő hatást gyakorol. Ezzel a töbrök fejlődésében a felszín alatti járatrendszer összefüggésének kiemelt jelentőséget tulajdoníthatunk, amely a *FORD, D. C.-WILLIAMS, W. P. (1989)* által bemutatott "leszívásos" töbröképződési elméletet (*drawdown dolines*) ily módon alátámasztja. E hatás elhanyagolásával a töbrök tágulás nélküli, erőteljes mélyülése jár együtt, mivel az egyre meredekebbé váló töbrö-oldallejtőkön a gyorsan lefolyó víznek kevés ideje marad beszivárgásra és oldásra. Így a felszín alatti járatrendszer oldalirányú kapcsolatainak viszonylagos fejletlenségét (melynek szerkezeti-kőzettani magyarázatai lehetnek) tehetjük részben felelőssé az oldásos eredetű, nagy mélység/átmérő arányú karsztos mélyedések kialakulásáért. (A zombolyok korróziós eredete mellett foglalt állást *MÜLLER P.-SÁRVÁRY I. 1973*, rész-tényezőként említi *KÓSA A. 1992*).



4. ábra: Felszínfejlődés véletlenszerű kiindulási felszín és egyenletes kezdeti beszivárgási képesség esetén  
 Fig. 4: Landscape evolution in case of random initial topography and uniform initial infiltration capacity

Az 5. ábra egy lejtős kiindulási felszín fejlődését mutatja be, amely-nél a kettős törésrendszer miatt a kezdeti beszivárgási képesség a törésvona-

lak mentén kétszerese a többi helyre megadott értéknek (a törésvonalak metszéspontjában pedig négyszeres beszivárgási képesség jellemző). Jól látható, hogy ilyen kezdeti feltételek mellett a repedéses, töréses sávok területén a lepusztulás gyorsabbá válik, és a metszéspontokban zárt mélyedések alakulnak ki. Ezek kialakulása tehát a beszivárgási képesség változásaira vezethető vissza bizonyos esetekben, anélkül, hogy kezdeti felszín-egyenletlenségek feltételezésére lenne szükségünk. Ez a modellből kapott domborzati kép nagyságrendtől függően megfeleltethető a természetben megtalálható felszínformáknak: kis méretben bizonyos karrformák mikrodomborzata követ hasonló mintázatot (mészakőjárdák, ZSENI A.-KEVEINÉ, BÁRÁNY I. 2000), nagyobb méretekben pedig a völgyirányok, illetve a töbrök elhelyezkedése igazodik a jelentősebb szerkezeti illetve kisebb törésvonalakhoz (lásd pl. TELBISZ T. 2001).

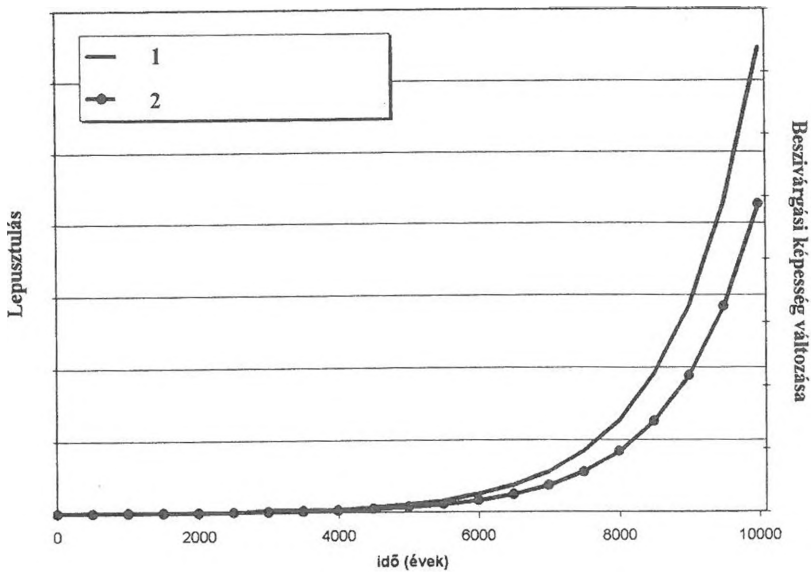


5. ábra: Felszínfejlődés lejtős kiindulási felszín és törésvonalak mentén megnövelt kezdeti beszivárgási képesség esetén

Fig. 5: Landscape evolution of initial sloping topography and initial infiltration capacity increased along fractures

A számítógépes modellek előnye, hogy a lepusztulás időbeli lezajlása megfoghatóvá válik. A fent bemutatott szimulációhoz tartozik a 6. ábra is,

amely az idő függvényében változó lepusztulási görbét jeleníti meg (a kalibrációs nehézségek miatt egyelőre nagyságrend nélkül).



6. ábra: Lepusztulás és beszivárgási képesség időbeli változása  
 Jelmagyarázat: 1. lepusztulás, 2. beszivárgási képesség változása  
 Fig. 6: Denudation and infiltration capacity versus time  
 Legend: 1. denudation, 2. changing of infiltration capacity

Az ábra szerint a lepusztulás exponenciális növekedést mutat. Ennek a gyorsuló lepusztulásnak a kulcsát az (7) egyenlet jelenti, amely egy pozitív visszacsatolást fogalmaz meg, hiszen a növekvő beszivárgás nagyobb oldást eredményez, amely a beszivárgási képesség erőteljesebb bővülését segíti elő, amelynek következtében a beszivárgás még jelentősebbé válik. Itt érhető tetten a SCHEIDEGGER, A. E. (1983) által – a karsztokra is – megfogalmazott instabilitási elv, amely ez esetben azt jelenti, hogy egy kismértékű kezdeti előny (a lefolyás illetve a beszivárgási képesség szempontjából) a fejlődés során jelentős eltéréssé fajulhat. Ez az elv valóban fontos szerepet játszik a karsztfejlődésben. Az (7) egyenlet némi módosításával:

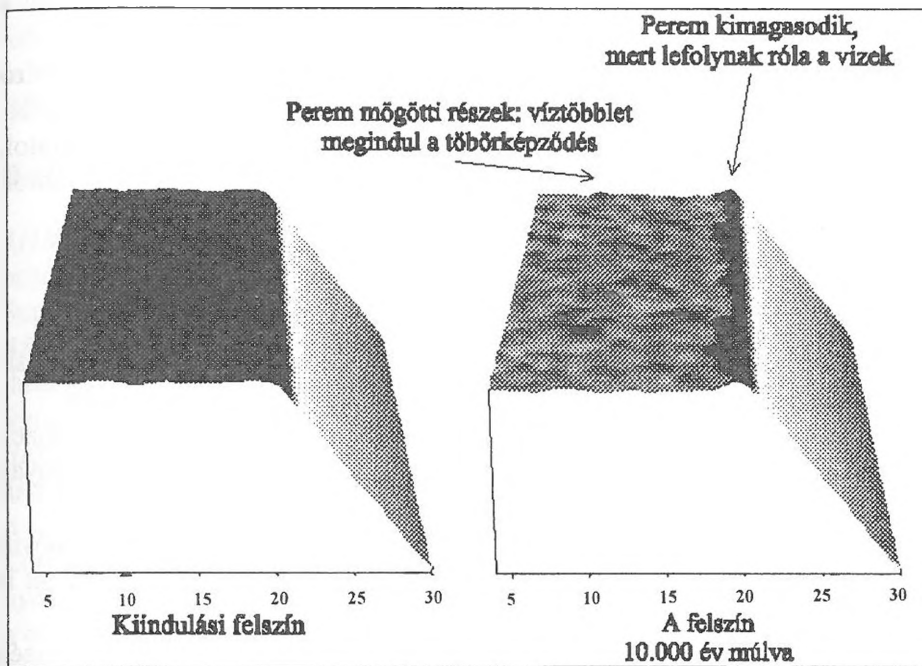
$$\Delta C(x,y) = k_i \cdot \log(S_i) \quad (13)$$

a fenti exponenciális fejlődés "kikapcsolható", ám ez esetben nem vagy alig alakultak ki zárt mélyedések, és a felszín alacsonyodása lényegesen egyenletesebb volt. Ugyanakkor a hosszútávú felszínfejlődésben irreálissá, tarthatatlanná válik a 6. ábrán látható gyorsuló lepusztulás, ezért a beszivárgási képesség kezdeti, gyorsabb (lineáris?) ütemének későbbi mérséklődését (loga-



ritmikus bővülését?) célszerű feltételeznünk. Ez a természetben lejátszódó folyamatoknak is jobban megfelel, hiszen a táguló járatokban a víz térfogatának egyre kisebb hányada érintkezik a járat falaival, tehát az oldás beszivárgáshoz viszonyított aránya is romlik. Ennek körültekintő matematikai megfogalmazása azonban még további vizsgálódást igényel.

Az utolsó esettanulmány a kezdeti sajátos domborzati adottságok töb-  
rös felszínfejlődésben játszott szerepét világítja meg. A 7. ábrán egy egyen-  
letes kezdeti beszivárgási képességgel rendelkező fennsíkperemi terület ala-  
kulása kísérhető nyomon.



7. ábra: Fennsíkperem oldásos fejlődése  
Fig. 7: Solutional development of a plateau edge

A plató pereménél a meredekség megváltozása eltérő oldásos eredetű lepusztulási sebességet eredményez. A véletlenszerű, apró kezdeti domborzati egyenetlenségekkel megadott fennsíkon a víz tetemes része beszivárog, továbbá a lefolyás sebessége (ahol egyáltalán van) jóval lassabb, mint a meredek lejtőkön, következésképpen az oldott anyag mennyisége is jelentősebb az enyhén lejtő illetve sík területeken, mint a meredek részeken. Ha egy területen az oldásos lepusztulás mellett csekély jelentőséggel bírnak az egyéb, eróziós-deráziós hatások, akkor ez ahhoz vezet, hogy az enyhébb lejtésű részeken nagyobb lesz a lepusztulás sebessége, melynek következtében a me-

redekebb lejtő pereme lassabban alacsonyodik, mint a mögötte található enyhe lejtésű területek, így idővel ez a perem "kipreparálódik", és kiemelkedést ("gátat") képez a fennsík szélén. (Terepi tapasztalatok is sokféle alátámasztják ezt a képet: a karsztos fennsíkok – pl. Magyarországon a Bükk-fennsík, Nagy-oldal, stb. – esetében számos helyen megfigyelhetjük, hogy a meredek platóperemeknek a fennsík felé néző oldala befelé enyhén lejt.) Ez a folyamat a későbbiekben oda vezet, hogy erről a kiemelkedésről a ráhulló csapadék egy része a fennsík felé folyik vissza, ott víztöbbletet jelent, megnövelve ezáltal az oldás mennyiségét, és ezzel a töbrök kialakulását, növekedését segíti elő. (Ilyen elhelyezkedésű dolinákat a természetben is fel lehet fedezni a fennsíkok pereméhez közeli helyzetben.)

Hasonló módon: ahol a völgyek meredeksége változik, ott is az eltérő lepusztulási sebesség miatt a különböző meredekségű völgyszakaszok oldásos eredetű alacsonyodása eltérő lesz, és amennyiben ezt egyéb folyamatok nem ellensúlyozzák, akkor a meredekség megváltozásánál megnő a töbrök kialakulásának valószínűsége.

## Következtetések

A bemutatott matematikai modell és annak számítógépes megvalósítása alapján a következő karsztmorfológiai állítások fogalmazhatók meg:

- A töbrök kialakulása a kezdeti apró mélyedésekben összegyülekező vizek hatására indul meg, ahol nő a beszivárgás és ezzel együtt az oldott anyag mennyisége, végeredményben tehát a lepusztulás.
- A töbrök tágulása azzal magyarázható, hogy a mélybeszivárgó víz bővíti a felszín alatti járatrendszert, ezzel környezetének beszivárgási képességét is növeli.
- A felszínindifferenciálódás kezdeti szakaszában a beszivárgási képesség exponenciális növekedése fontos szerepet játszik és pozitív visszacsatolást eredményez, ezzel a töbrök kialakulásának lényeges elősegítője. Hosszú távon azonban ez a gyorsuló növekedés irreális eredményekhez vezet, ezért a beszivárgási képesség növekedését mérséklő, illetve ezzel ellentétes folyamatok feltételezése is szükséges.
- Töbrök képződése egyenletes kiindulási felszín esetén magyarázható a törésvonalak mentén megnövekvő beszivárgással, amely elsősorban a metséspontokban vezet karsztos (oldásos eredetű) mélyedések kialakulásához. Kis léptékben hasonló repedés-adottságok "karrjárdák" létrejöttéhez vezetnek.
- Meredekebb lejtők oldásos pusztulása a gyors vízfolyás miatt lassabb (kevesebb idő jut az oldásra és beszivárgásra) ezért ha az egyéb folyamatok

(erózió, tömegmozgások) ezt nem ellensúlyozzák, akkor a következő morfológiai következmények adódnak:

1. Fennsík pereme „kipreparálódik”, azaz mindkét irányban lejteni fog: kifelé meredeken, befelé enyhébben.
2. Töbrök kialakulása csak kisebb lejtésű területeken jellemző.
3. Ahol egy völgy meredeksége változik, ott nő annak a valószínűsége, hogy töbrök alakuljon ki.

- Az ismertetett beszivárgás-vezérelt sejtautomata-modell alkalmas arra, hogy a karsztos területek felszínformáit sokoldalúan modellezze.

- A modell további bővítése elsősorban a törmelékes zóna, nemkarsztos fedőréteg (talaj) szerepének árnyalt (hidrológiai, ökológiai) megközelítésével valószínűsíthető meg (ZÁMBÓ L. 1970, KEVEINÉ, BÁRÁNY I.-MEZŐSI G. 1978, KEVEINÉ, BÁRÁNY I. 1985).

## IRODALOM

AHNERT, F. (1976): Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development. - Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 25, p.29-49.

AHNERT, F.-WILLIAMS, P. W. (1997): Karst landform development in a three-dimensional theoretical model. - Z. Geomorph., Suppl.108, Berlin-Stuttgart, p.63-80.

BROOK, G.A.-FORD, D.C. (1978): The origin of labyrinth and tower karst and the climatic conditions necessary for their development. - Nature 275, p.493-496.

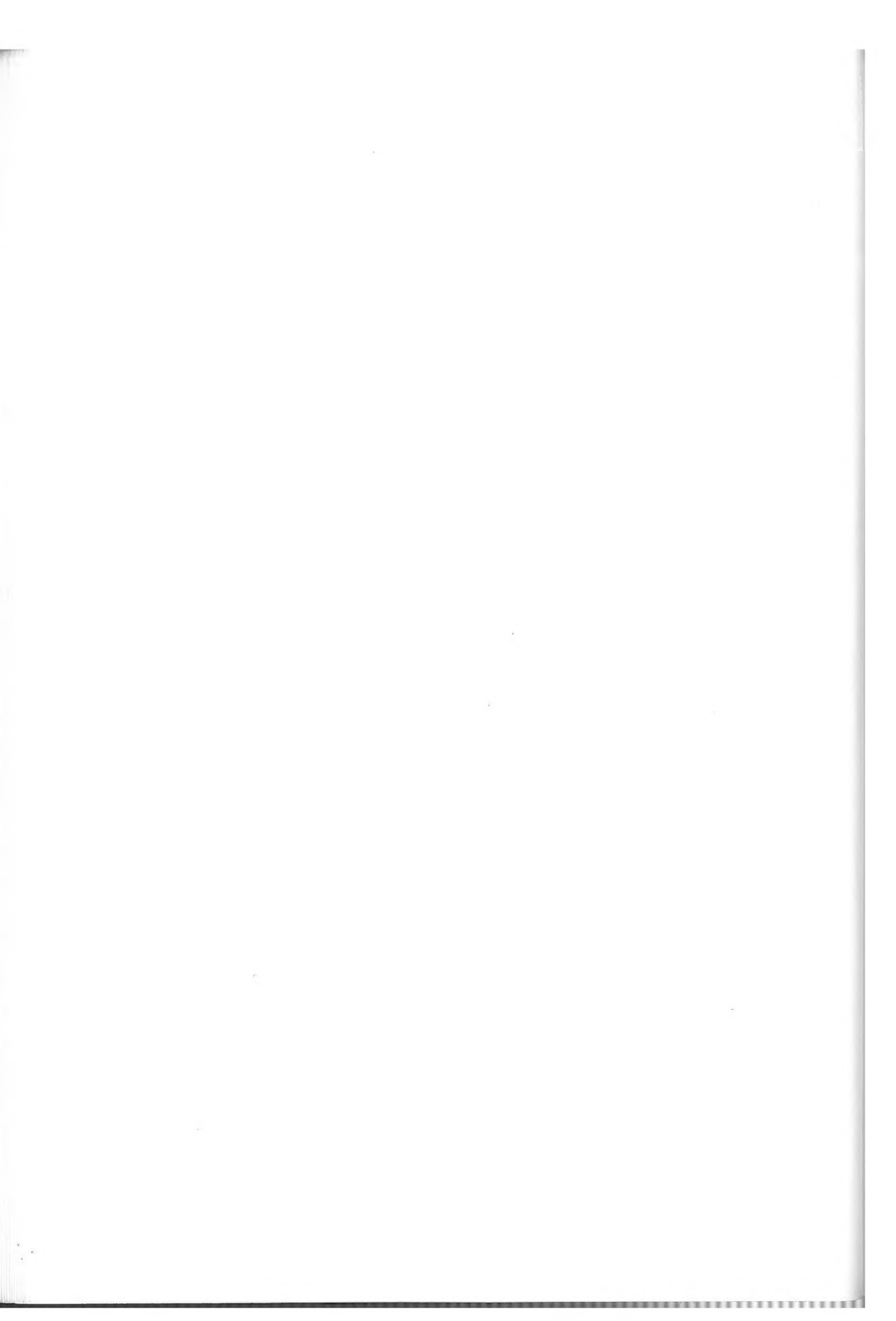
COULTHARD, T. J.-KIRKBY, M. J.-MACKLIN, M. G. (1997): Modelling hydraulic, sediment transport and slope processes, at a catchment scale, using a cellular automaton approach. - In: PASCOE, R. T.(eds): Proceedings of the second annual conference. GeoComputation 97, University of Otago, Dunedin, New Zealand. p. 309-318.

COULTHARD, T. J.-KIRKBY, M. J.-MACKLIN, M. G. (1996): A cellular automaton landscape evolution model. - In: ABRAHART, R.J.(eds): Proceedings of the First International Conference on GeoComputation (Volume 1), School of Geography, University of Leeds. p. 248-281.

DEBOER, D.H. (1999): Self-organization in fluvial landscapes: sediment dynamics as an emergent property. - In: ABRAHART, R.J.(eds): Proceedings of the Fourth Annual Conference on GeoComputation, Mary Washington College, Virginia, USA, CD, [http://www.geovista.psu.edu/geocomp/geocomp99/Gc99/074/gc\\_074.htm](http://www.geovista.psu.edu/geocomp/geocomp99/Gc99/074/gc_074.htm)

- DREYBRODT, W.* (1989): Karst Development in Its Initial State: a Model of Speleogenesis - Proceedings of the 10<sup>th</sup> International Congress of Speleology, 13-20. August, 1989, Hungary, Budapest. p.174-176.
- FAVIS-MORTLOCK, D.-BOARDMAN, J.-PARSONS, T.-LASCELLES, B.* (1998): Emergence and erosion: a model for rill initiation and development. – In: *ABRAHART, R.J.*(eds): Proceedings of the Third Annual Conference on GeoComputation, University of Bristol, CD, [http://divcom.otago.ac.nz/SIRC/GeoComp/GeoComp98/86/gc\\_86](http://divcom.otago.ac.nz/SIRC/GeoComp/GeoComp98/86/gc_86).
- FORD, D.C.-WILLIAMS, P.W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. – London, Unwin Hyman.
- JAKUCS, L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. – Akadémiai Kiadó, Budapest.
- KEVEINÉ BÁRÁNY, I.-MEZŐSI, G.* (1978): Adatok a karsztos dolinák talaj-ökológiai viszonyaihoz. – Földr. Ért., 27, p.65-73.
- KEVEINÉ BÁRÁNY, I.* (1985): A karsztdolinák talajainak és növényzetének sajátosságai – Földr. Ért., 34, p.195-207.
- KIRKBY, M. J.* (1986): Mathematical models for solutional development of landforms. - in: *S. T. TRUDGILL* (edt.): Solute Processes. - John Wiley & Sons, Chichester. p.439-495.
- KONTUR, I.-KORIS, K.-WINTER, J.* (1993): Hidrológiai számítások. - Akadémiai Kiadó, Budapest.
- KÓSA, A.* (1992): Nyolcvan év az Alsó-hegyen (Még egy szó a zombolyokról). - Karszt és Barlang, MKBT, Budapest, p.9-14.
- MUSGRAVE, G. W.* (1935): Some relationships between slope-length, surface-runoff and the silt load of surface-runoff. – Trans. Am. Geophys. Union, 16, p.472-478.
- MÜLLER, P.-SÁRVÁRY, I.* (1973): Pure Korrosive Model of the Development of Vertical Karst-Shafts. - IGU European Reg. Conf. Symposium on Karst Morphogenesis. Papers. JATE, Szeged, p.233-243.
- SCHEIDEGGER, A. E.* (1983): Instability principle in geomorphic equilibrium. – Z. Geomorph N. F., 27, p.1-19.
- SMITH, D.I.-DREW, D.P.-ATKINSON, T.C.* (1972): Hypotheses of karst landform development in Jamaica. – Trans. Cave. Res. Gp. GB 14, p.159-173.
- SZUNYOGH, G.* (1994): Szabad, talajjal nem borított mészkőfelszín karsztosodásának általános egyenletrendszere. - Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely, pp.145-164.
- SZUNYOGH G.* (1995a): A matematikai modellezés helye és szerepe a karsztosodással járó folyamatok leírásában. - Karszt és Barlangkutatás, 10, p.251-269.

- SZUNYOGH G.* (1995b): Karrvályúk vízszállító-képességének elméleti meghatározása. – IV.Karsztológiai Szeminárium, Szombathely
- SZUNYOGH, G.* (1998): Sziklakarrok karsztosodásának matematikai modellezése. - Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai), BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.7-34.
- TELBISZ, T.* (1999a): Számítógépes szimuláció a felszínalaktanban. – Földr. Közl., 123, p.151-162.
- TELBISZ, T.* (1999b): Karsztos felszínfejlődés számítógépes szimulációja. – Geográfus Doktoranduszok IV. Országos Konferenciája, Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi Tanszék, CD, <http://phd.ini.hu>.
- TELBISZ, T.* (2001): Új megközelítések a töbör-morfometriában az Aggteleki-karszt példáján. – Földr. Közl. (megj. alatt).
- VERESS M. - PÉNTEK K.* (1990): Kísérlet a karsztos felszínnek denudációjának kvantitatív leírására. - Karszt és Barlang, 1, p.19-28.
- VERESS M. - PÉNTEK K.* (1995): Kísérletek a felszíni vertikális karsztosodás leírására. - Földrajzi Értesítő, 44/1-2., p.157-177.
- WHITE, W. B.* (1988): *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains.* – Oxford, University Press.
- WILLGOOSE, G.-BRAS, R. L.-RODRIGUEZ-ITURBE, I.* (1991): Results from a new model of river basin evolution. - *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, p.237-254.
- ZÁMBÓ, L.* (1970): A vörösagyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-Karszt délnyugati részén. – Földr. Közl., 18, p.281-293.
- ZINGG, A. W.* (1940): Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. – *Agric. Engineering*, 21, p.59-64.
- ZSENI A.-KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2000): Nagy-Britannia mészkőjárdái és a talaj hatása azok fejlődésében. – Karsztfejlődés V., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.181-194.



## KARSTTÁJAK VÁLTOZÁSAINAK VIZSGÁLATA TÉRINFOR- MATIKAI MÓDSZEREKKEL

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA – ZBORAY ZOLTÁN

Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék  
Szeged, Egyetem u.2. [keveibar@earth.geo.u-szeged.hu](mailto:keveibar@earth.geo.u-szeged.hu)

*Abstract: Previous research of karst processes has already demonstrated of human impacts on karsts. Knowledge on these impact is important because we can project the sustainable development of karsts if we know previous and recent processes. After brief summary of previous types of use of karsts we present some GIS application methods for a detailed analysis of dolinas, cones, exposures of slopes and relief modelling on karst areas are also presented.*

### Bevezetés

A kutatások már kimutatták a karsztos tájak ember által okozott, gyors, kedvezőtlen változásait és az ivóvízbázisnak számító karsztvizek minőségi romlását. Napjainkban egyre sürgetőbbé válik a karsztökológiai rendszer múltbeli és jelenlegi folyamatainak pontos megismerése, mert csak azok ismeretében tervezhetjük a karsztos erőforrások megőrzését és fenntartható hasznosítását, a jövő generációk számára.

Az IUCN 1992-ben a mezőgazdaság és a környezet kapcsolatát vizsgálva javaslatot tett Környezetileg Érzékeny Területek kijelölésére, elsősorban a vízbázisok környezetérzékenységét figyelembe véve. Ez azt is jelenti, hogy a karsztok, mint fontos ivóvízbázisok fokozottabb védelmet igényelnek a jövőben, s mezőgazdasági hasznosítások során szigorúan be kell tartani a vonatkozó természetvédelmi előírásokat.

### Módszerek

A tájhasználat változásait szakirodalmi feldolgozással és korabeli térképek elemzésével értékeltük. Térinformatikai módszerekkel olyan térképeket állítottunk elő, amelyeken követhetők a tájhasznosítás változásai. Aggtelek és Jósvalfő között egy 8 km<sup>2</sup>-es mintaterületet választottunk ki elemzésre. Az értékelés alapját a katonai térképek képezték. A növényzetet ugyanezen kivágatban 2000. szeptemberében saját felvételezés alapján térképeztük. A

térképek tartalmát terepbejárással ellenőriztük, az információk kiegészítésére műhold felvételeket alkalmaztunk.

A térképi analízis során a mintaterület digitális domborzatmodelljére alapozva elkészítettük a terület lejtőkategória-, és kiettség-térképét, ami jól hasznosítható a terület domborzati viszonyainak, a növény-fedettségi sajátosságainak, illetve a mikro-klimatikus hatások értékelésénél.

### **A karsztok tájhasznosításának változása**

A karsztok természeti potenciálja nagyon korán felkeltette az ember érdeklődését. Az első hasznosítások a mediterrán régióhoz kapcsolódtak. Már a prehisztorikus időszakban felismerte az ember a barlangok multifunkcionális jelentőségét (JOHNSON, 1993). Évszázadokon keresztül védelmi funkciójuk miatt használták (MAIRE, R. 1980). Gyakran templomot vagy szentélyt alakítottak ki a barlangokban. A mágikus vallási szertartásokat általában a barlangok mélyebb, nehezebben megközelíthető részeiben tartottak (Lascaux, Altamira).

A barlangok a fentiek ellenére mindenekelőtt lakóhelyként szolgáltak, először csak szezonálisan, később, a neolitikumtól állandó lakóhelyként. A barlangok kedvező mikroklímája tette lehetővé a sokféle hasznosítást. A híres Roquefort sajtot tradicionálisan a Mont Combalou járataiban érlelik, ahol 6-8 °C az állandó hőmérséklet (s ez optimális a *Penicillium glaucum* penészgomba számára). (NICOD, J.-JULIAN, M.-ANTHONY, E. 1996).

A karsztforrások jelentős szerepet játszottak a városok kialakulásában. Karsztos termásvíz potenciálra települt számos város (Aix en Provence, Bath). Rómába 11 vezeték szállította a vizet a karsztforrásokból. Köln vízellátását is így oldották meg Hadrian császár idejében.

A karsztok mezőgazdasági hasznosítása a neolitikumban a mediterrán területeken volt jellemzőbb (ROGLIĆ, 1972). A karsztplatókon a juhlegeltetés és kaszálórét gazdálkodás folyt. A füves területek ott alakultak ki, ahol az eredeti erdőket felégették. A Sváb Albban Bad Urach környékén a vaskorszaki égetések után kezdték mezőgazdasági művelésre használni a karsztos területeket (PFEFFER, K. H. 1989). A Lessini-Alpok már a 14. században zajlott területén a kaszálórét gazdálkodás (SAURO, U. 1973). Az erdősült és legeltetett középhegységek hasznosítása a középkorban, majd a 18. és 19. században is folytatódott.

Az erdőirtások és erdőégetések intenzív beavatkozást jelentettek a karsztok természetes folyamataiba. Felerősödött az erózió, ami a kopár felszíneket növelte. A dalmát karsztokon a vaskorban volt a legerősebb az erózió (GAMS, I. et. al. 1993).



Fontos változást hozott a karsztokon az ásványkincsek és az építőipari nyersanyagok feltárása és hasznosítása. Ebből a szempontból a bauxit, a mészkő és a gipsz kitermelése okozott jelentős változást. A ritka képződmények, mint a kalcit és aragonit, de pl. a kék fluorit is kedvelt díszítő anyagok voltak már a 17-18. században. Angliában a Peak District és Derbyshire területén ólmot, baritot és fluoritot termelték ki. A bauxitot 1821-ben fedezték fel. Legtöbb ilyen üledéket Európában a mediterrán területeken találtak (BÁRDOSSY GY.-KORDOS L. 1989). Foszforitok is találhatóak a paleogén karsztokban, de szén és lignit is előfordul karsztos kőzetben.

### Tájváltozások a hazai karsztokon

Már az őskőkorban (paleolitikum) megtelepedett az ember a hazai karsztokon (DÉNES, GY. 1998). Hasonlóképpen a világ más tájaihoz nálunk is szálláshelyként és a külső veszélyek (időjárás, állatok támadásai) elleni védekezésésként használták. A Szeleta-, az Istállóskői- és Baradla- barlangban megtalálhatóak a neolitikum emberének egyszerű eszközei. A bükki kultúra idejéből kunyhó nyomok találhatóak a bükki barlangokban (KORDOS L. 1984). A réz-, bronz- és vaskorból is megtaláljuk az ember lakóhelyének nyomait pl. az Aggteleki Karszton is, leleteik a korai tájhasználat bizonyítékai.

A honfoglaló magyarok szlávokat és bolgárokat találtak országunkban, ebből az időből származtatják a kutatók a barlang megnevezést (DÉNES GY. 1970). A IX-XII. században az észak-borsodi területeken ősi vasfém- művesség volt a fő foglalatosság, amelynek a központi területe Rudabánya volt. A tatárjárás idején a lakosság egy része a barlangban, mások az akkor még sűrű erdőkben letek menedéket. A XIII. században az aggteleki karszt tágabb környezetébe német szőlőművelőket telepítettek. A XVI. században elterjedt a legeltetés, ami a szőlőtermesztéssel együtt elősegítette a terület kopárosodását. A XVIII-XIX. században a fő megélhetés a mész- és szénégetés, valamint a favágás volt.

A XVII. században jelent meg először leírás a barlangokról, s még ebben a században készült el az első barlangtérkép. A XVIII. században Bél M. művében találjuk az első legteljesebb leírását az addig megismert hazai barlangoknak (DÉNES GY. 1995). Általában azonban ezek a leírások csak utalnak a barlangok vízgyűjtő területeinek hasznosítására, általában a barlangok használatával foglalkoznak.

A századfordulótól kezdődően hazai karsztjaink közül az ipari tevékenység hatását leginkább a Dunántúli-Középhegység szenvedte el. Napjainkban a lakossági igénybevétel miatt is erősen terhelt terület. A szén és a

karsztbauxit előfordulás meghatározó volt a tájfejlődés szempontjából. Az ipari nyersanyag és energia hordozók kitermelése évszázadon keresztül a táj terhelését eredményezte.

A mecseki karszt nyugati (triász mészkőből felépült) része kevésbé zavart, szemben a Kelet-Mecsek (júra mészkő) karsztjával, ahol jelentős volt a bányászati tevékenység. A Villányi-hegység karsztja a korai szőlőművelés talajeróziós hatására ma már csak természetközeli állapotúnak mondható.

Leginkább a Bükk hegység karsztja őrződött meg az eredetihez közeli állapotban, ami azzal magyarázható, hogy a Bükk jelentős része a többi karsztos területet jóval megelőzve Nemzeti Parkká vált. Hasonlóan mérsékelt ma az antropogén aktivitás az Aggteleki karszton. Itt azonban csak 15 éve működik a Nemzeti Park, s a fokozott védettséget megelőző intenzív mezőgazdasági hasznosítás nyomai csak igen lassan tűntethetők el.

Néhány emberöltő a korábbi felszínfejlődéshez viszonyítva jelentéktelennek tűnik a tájváltozás szempontjából, mégis biztos állíthatjuk, hogy az ember drasztikusabban formálta a tájat, mint az emberiség történetét megelőző évezredek természetes folyamatai.

## A tájhasznosítás újkori változásai

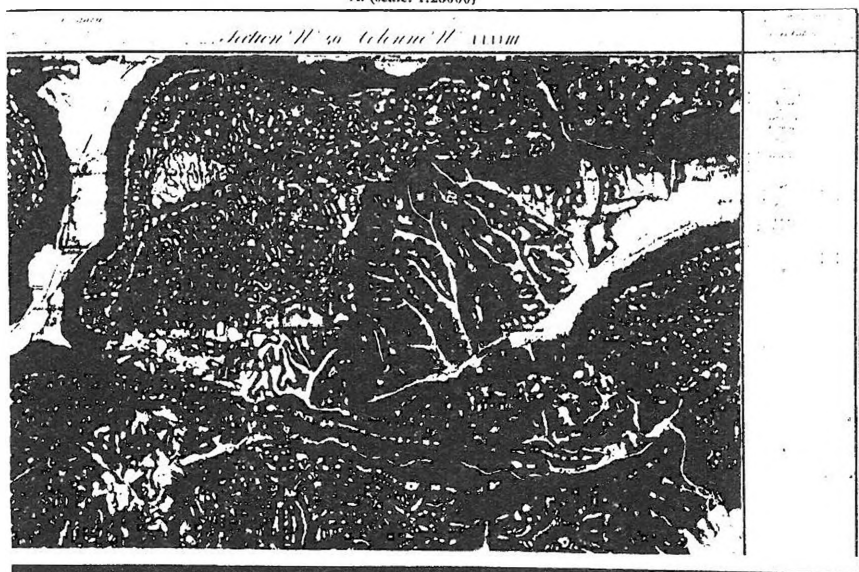
A tájhasznosítás újkori változásainak elemzésére alkalmasak azok a katonai térképek, amelyeket a XVIII és XIX. században készítettek (*1. ábra*). Az első katonai felvételek 250 évvel ezelőtt készültek, s ekkor a Gömör-Tornai Karszt területe az ember által még kevésbé volt bolygatott. Bár vannak nyomai az erdőkitermelésnek, azonban ez csak az ipari forradalom beindulását követően öltött nagyobb méreteket. Ennek nyomai a második katonai felvételen nyomozhatók. Ugyancsak jól látható a térképeken, hogy sokkal több település található a Bódva völgyében az 1800-as években, mint a megelőző 1700-as években.

Az emberi tájhasználat nagyon sokoldalúan befolyásolta a karsztok fejlődését. Ez megfigyelhető minden karszton, ahol jelentős erdőirtások voltak, a talajerózió felgyorsulása nyomán kopár karsztok jelentek meg. Ugyanakkor az erdei aljnövényzetet a szárazabb miliőt kedvelő lágyszárú növények váltották fel. Megindult a növényzet degradációja.

A növényzet jelenlegi állapotán keresztül, saját felvétel alapján értékeltük a változásokat. A mintaterület növényzeti térképe (*2. ábra*) jól mutatja, hogy az eredeti társulásokat a legeltetés és az erdőirtások megváltoztatták.



A. (scale: 1:28000)



B. (scale: 1:28000)

1. ábra: A Gömör-Tornai Karszt Szilicei-platójának és környezetének térképei 1784-ből (A) és 1852-60-ból (B)  
 Fig. 1: Maps of Szilice-plateau and its environment (Gömör-Tornai Karst) from 1782 (A) and 1852-60 (B)



2. ábra: A vizsgált terület (8 km<sup>2</sup>) vegetáció térképe

Jelmagyarázat: 1. gyertyános tölgyes, 2. bükkelgyes gyertyános tölgyes, 3. átmeneti gyertyános tölgyes, 4. regenerálódó gyertyános tölgyes, 5. melegkedvelő tölgyes, 6. regenerálódó melegkedvelő tölgyes, 7. molyhos tölgyes bokorerdő, 8. kökény-fagyal cserjés, 9. borókás cserjés, 10. kaszálórét, 11. xeromezofil legelő, 12. legelő, cserjékkel és borókával, 13. feketefenyves telepítés, 14. mészkő lejtősztyepprét, 15. erősen legeltetett lejtősztyepprét, 16. nyárfás telepítés, 17. gyümölcsösök, 18. gyékényes mocsár, 19. fasor, ültetett fás folt, 20. beépített terület, házak, kiskertek, 21. szántó föld, 22. kőbánya, 23. rekettyefűzes

Fig. 2: Vegetation map of investigated area (8 km<sup>2</sup>)

Legend: 1. oak - hornbeam woodland, 2. oak - hornbeam woodland mixed with beech, 3. transitional oak - hornbeam woodland, 4. regenerating oak - hornbeam woodland, 5. thermophilous oak woodland, 6. regenerating thermophilous oak woodland, 7. white oak scrub woodland, 8. blackthorn - privet thicket, 9. juniper thicket, 10. hay meadow, 11. xeromesophilous pasture, 12. pasture with thickets and junipers, 13. black pine plantation, 14. limestone steppe, 15. strongly grazed steppe, 16. poplar plantation, 17. orchard, 18. bulrush marsh, 19. row of tree, group of planted trees, 20. built in area, houses, small gardens, 21. arable land, 22. quarry, 23. grey sallow scrub

Kaszálórétek, xeromezofil legelők, cserjések és borókások jelentek meg az eredeti lombos erdők helyén. Több foltot most regenerálódó tölgyesek találhatók, amelyek a védettség nyomán kerültek ebbe az állapotba. A borókás cserjések is a degradálódás indikátorai. A gyertyános tölgyesek, a délies kitettségekben a melegkedvelő tölgyesek képezik az eredeti vegetációt.

Az északi kitétségekben a büккеleges gyertyános képviseli a természetes növényzetet. Az erdőgazdálkodás sok helyen nem az ökológiai adottságoknak megfelelő társulásokat telepítette. Ezek között leginkább a fenyőfoltok jelentik a tájidegen növényzetet.

### Dolinák és karsztkúpok vizsgálata térképészeti módszerekkel

A különféle tematikus térképek elkészítéséhez az Aggtelek és Jósvalfő közötti területet ábrázoló, 1:10000 méretarányú katonai térképeket használtuk fel. A szintvonalak és az egyéb rajzi elemek megrajzolásához a CorelDraw különféle verzióit alkalmaztuk, ami nemcsak idehaza, de külföldön is az egyik leginkább használatos vektorgrafikus program. Az „on screen” azaz a képernyőn való digitalizálás gyakran használatos a digitális kartográfia területén. A szintvonalakat tszf. magasságuk szerint külön-külön fedvényekre rajzoljuk. Ennek legnagyobb előnye, hogy a kész szintvonalas térképen egyenként lehet megjeleníteni az egyes tszf. magasságú szinteket, ami igen nagy segítséget jelent a különböző térképek elkészítésében. A fedvények előnye, hogy jelentősen megkönnyítik a további munkát, lehetővé téve a szintvonalak magasabb szintű felhasználását. UNIX operációs rendszer alatt, az ARC-INFO geoinformatikai szoftver segítségével teljes körű felszínmorfológiai vizsgálatok végezhetőek.

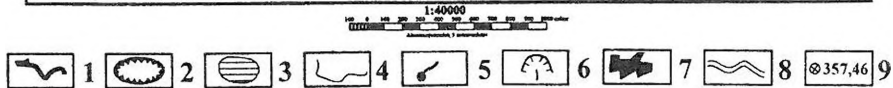
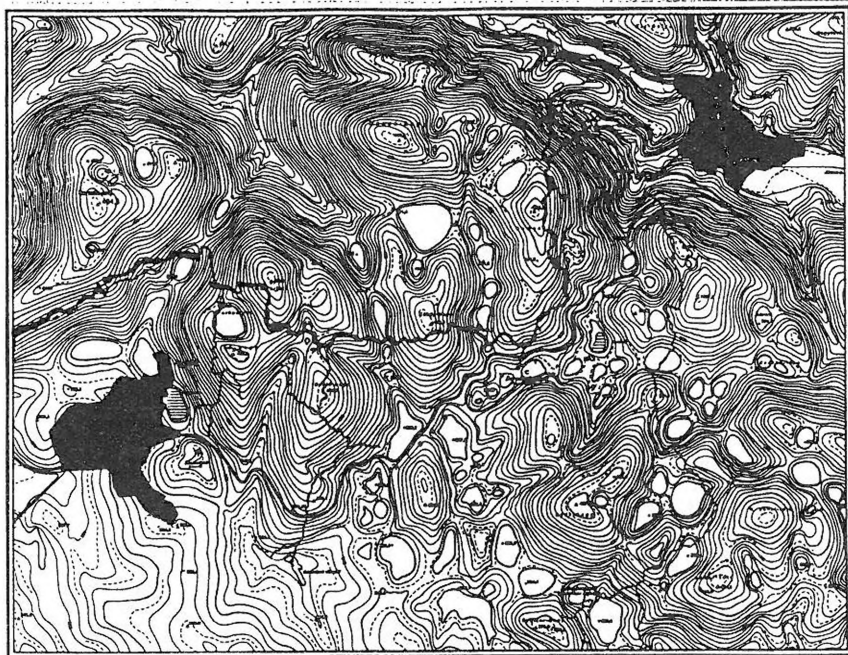
A digitális szintvonalas térképen megjelenítettük a Baradla- és a Béke-barlang a mintaterületre eső felszíni vetületét (*1. térkép*). A térképen ellenőrizhető, hogy a dolinák mélyedései nem kapcsolódnak a felszín alatt húzódó barlang irányokhoz.

A mintaterület dolináinak morfometriájával, azon belül is többek közt a dolinák tszf. magassági szintjeivel KEVEI-BÁRÁNY I.–MEZŐSI G. (1993), majd ennek további vizsgálatával KEVEI-BÁRÁNY I. (1998) foglalkozott. Az Aggteleki-karsztra vonatkozóan, a dolináknál a következő szinteket állapították meg:

1. A legalsó szinten helyezkednek el a bázisdolinák, melyek 270-300 méter között helyezkednek el. Ezek a kis átmérőjű dolinák a kiválasztott mintaterületen nem fordulnak elő.
2. A következő szintben a sordolinák helyezkednek el 300-350 méter közti magasságban. Ezeknek alját több m vastagságú vörösagyag talaj tölti ki, többnyire megnyúltak, néhol uvalát alkotnak.
3. A legfelső szintben, 500 m körüli, illetve feletti magasságban a platódolinák helyezkednek el. Kis méretűek, legfeljebb néhány tíz méter átmérőjűek.

A fentiek figyelembevételével a tengerszint feletti magasság szerinti elhelyezkedés alapján finomítottuk ezt a csoportosítást. Az egyes szintekbe

sorolásnál igen nagy előnyt jelent, hogy a szintvonalas térkép minden egyes szintvonala külön-külön fedvényen helyezkedik el, azaz tetszés szerint akár 5 méterenként - a felezőszintvonalakat használva 2,5 méterenként - megjeleníthetők a mintaterület kiválasztott tszf. magasságú pontjai.

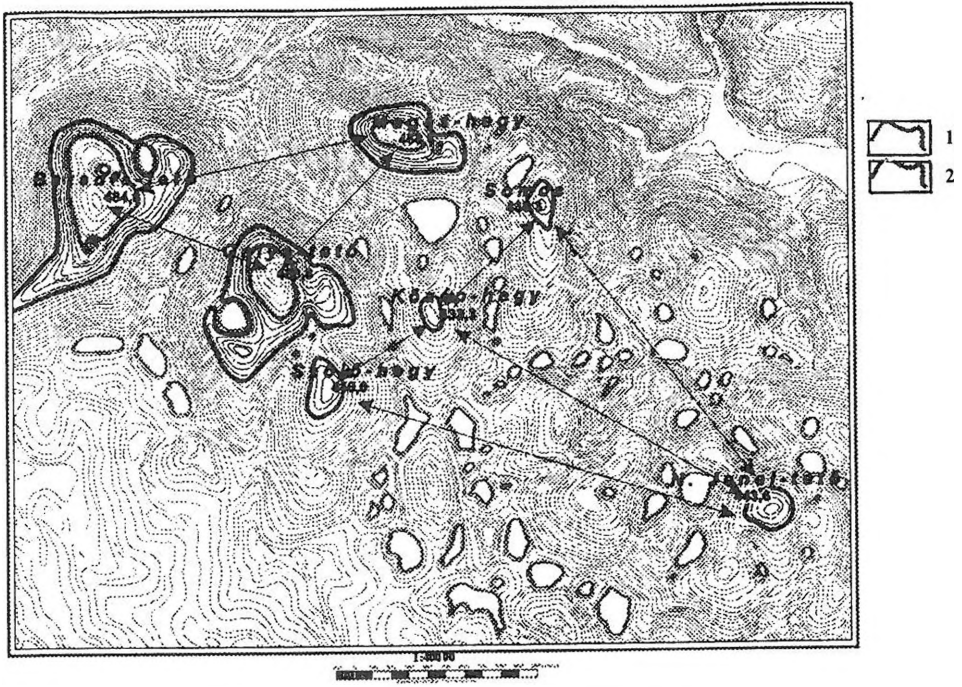


1. térkép: A vizsgált terület digitális domborzat térképe  
 Jelmagyarázat: 1. barlang, 2. dolina, 3. állóvíz, 4. folyóvíz, 5. forrás, 6. víznyelő, 7. barlangbejárat, 8. település, 9. közút, 10. tszf. feletti magasság

Map 1: Digitized relief map of the investigated area  
 Legend: 1. cave, 2. dolina, 3. lake, 4. river, 5. spring, 6. sinkhole, 7. entrance of cave, 8. settlement, 9. road, 10. altitude

A karsztos területek karsztkúpjai jelzik a terület egykori felszínét, a karsztkúpok csúcsrégiói az egykori felszín maradványai (FORD, D. C.-WILLIAMS, P. W. 1989). A mintaterületen olyan tetőszinteket kívántunk ki-mutatni, amelyek az egykori felszín képviselői lehetnek.

A 2. térképen jól követhető, hogy a tetőszintek közel azonos magas-ságban vannak: a Galya-tető 483,8 m, a Baradla-tető 484,6 m, a Somos 438,3 m, a Közép-hegy 433,3 m, a Szőlő-hegy 440,0 m és a Jenei-tető 443,6 m is azonos, 10 méteren belüli magasságban helyezkednek el.

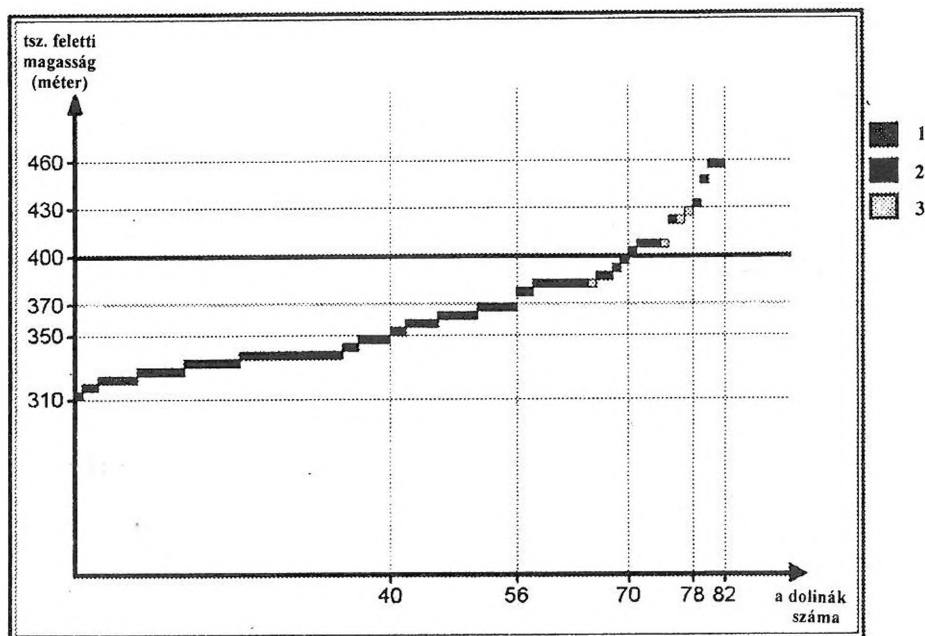


2. térkép: Az azonos magasságú karsztűpok elhelyezkedése  
 Jelmagyarázat: 1. 460 m, 2. 430 m  
 Map 2: Location of karst-cones of similar altitude  
 Legend: 1. 460 m, 2. 430 m

## A dolinák statisztikai elemzése

A dolinák térbeli elrendeződését mutatja a tengerszint feletti magasság szerinti eloszlást ábrázoló diagram (3. ábra). A dolinák száma összesen 82. Ennek csaknem felét, a csak sordolinákat magába foglaló 1.szint teszi ki 40 dolinával (49%), ezt követi a – platódolinákat hordozó – 2.szint a dolinák 20%-ával, majd a 3.szint a 17%-al. A vizsgált területen a felsőbb régiókban – 4. és 5.szint – már csak elvétve találunk dolinákat (9 ill. 5%), tehát a további szinteken számuk már elég kicsi.

A 4. ábrán megvizsgáltuk, hogy a 400 méter alatti, illetve feletti szinteken a dolinák típusbeli különbsége matematikai, statisztikai módszerekkel igazolható-e? Ennek a feltételnek az eldöntésére az F-próbát választottuk. A próba kritériuma szerint feltételezzük, hogy két dolina-csoport (400 méter alattiak, ill. 400 méter felettek) tszf. magasságaiból képzett statisztikai minták egymástól függetlenek, s külön-külön normális eloszlásúak.



3. ábra: A dolina szám változása a tengerszintfeletti magassággal

Jelmagyarázat: 1. sordolinák, 2. platódolinák, 3. bizonytalan

Fig. 3: Number of dolines at different sea-levels

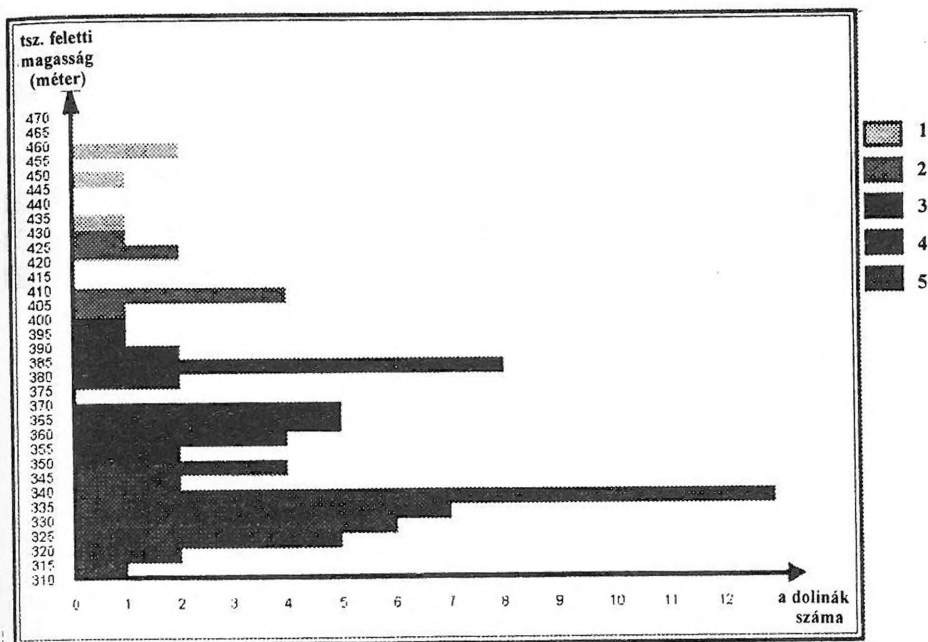
Legend: 1. line of dolinas, 2. plaetau dolinas, 3. uncertain

A próba alapján meghatároztuk mindkét minta tapasztalati szórásnégyzetét ((S1), (S2)), majd ezek hányadosát oly módon képeztük, hogy közülük a nagyobbikat elosztottuk a kisebbel, azaz pl. ha  $(S1) > (S2)$  akkor az  $(S1) / (S2)$  hányadosot használtuk. A továbbiakban adott szabadsági fokok esetén (a szabadsági fokok száma:  $N1-1$ ,  $N2-1$ ; ahol  $N1$  az egyik minta elemszáma,  $N2$  pedig a másiké) az F-próba táblázatában megállapítottuk, hogy ez a hányados kisebb vagy nagyobb, mint az adott szabadsági fokok és valószínűségi szint (95%) esetén hozzá tartozó küszöbérték. Ha ez a hányados kisebb, mint az említett küszöb, akkor a két minta vizsgált paramétereinek varianciájában nincs szignifikáns eltérés. Ha ez a hányados nagyobb, mint a küszöbérték, akkor 95%-os biztonsággal állíthatjuk, hogy az említett paraméterek varianciájában szignifikáns az eltérés.

Vizsgálataink szerint az F-próba nem erősíti meg a 400 méter alatti, illetve fölötti csoportokba sorolt dolinákkal kapcsolatos vizuális sejtésünket, miszerint szignifikáns különbség lenne a két csoportba sorolt dolinák típusában. Statisztikailag nem igazolható tehát, hogy a mintaterületen a 400 méter



feletti dolinák a sordolináktól eltérő típusúak. A jövőbeni tipizálásnál ennek megfelelően olyan területeket is be kell vonni a vizsgálatba, amelyeken több plató dolina található.

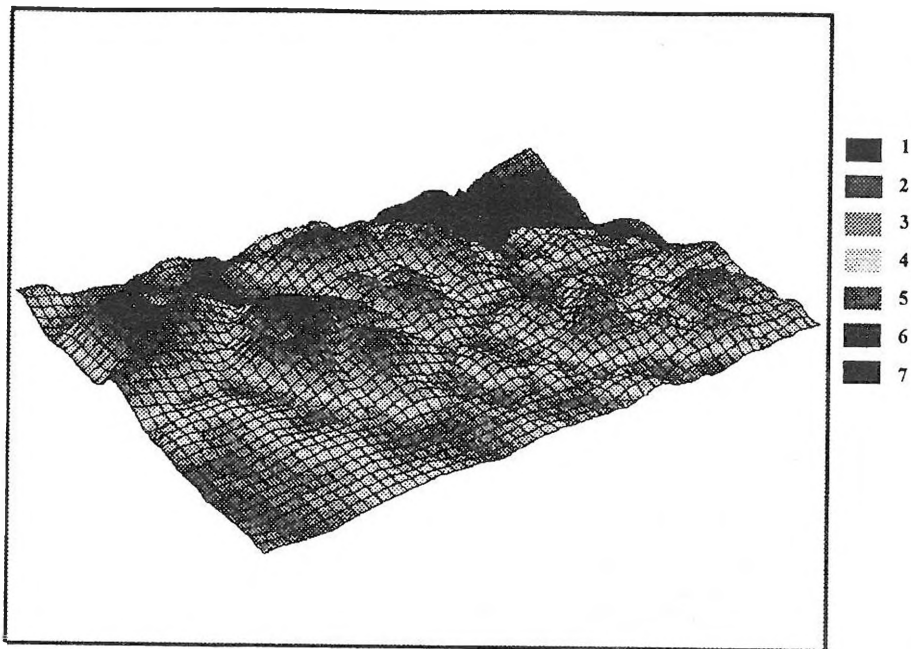


4. ábra: A dolinák gyakorisága a különböző szinteken  
 Jelmagyarázat: 1. 430-460 m, 2. 400-430 m, 3. 370-400 m, 4. 350-370 m, 5. 315-350 m  
 Fig. 4: Occurrence of dolines at different levels  
 Legend: 1. 430-460 m, 2. 400-430 m, 3. 370-400 m, 4. 350-370 m, 5. 315-350 m

## A térinformatika lehetőségei a tájváltozás kutatásban

A térinformatika a térbeli folyamatok vizsgálata révén a karsztos kutatásokban is jelentős szerepet kaphat a jövőben.

A részletes domborzat vizsgálathoz a területet ábrázoló topográfiai térképek alapján az Arc/Info térinformatikai szoftver segítségével elkészíthető a terület digitális domborzatmodellje (5. ábra) (az ábra a terület DNY-i nézetét mutatja), amely megalapozza a további vizsgálatokat.



5. ábra: A mintaterület digitális domborzat modellje

Jelmagyarázat: 1. <460 m, 2. 430-460 m, 3. 400-430 m, 4. 370-400 m, 5. 350-370 m, 6. 315-350 m, 7. <315 m

Fig. 5: Digitized relief model of investigated area

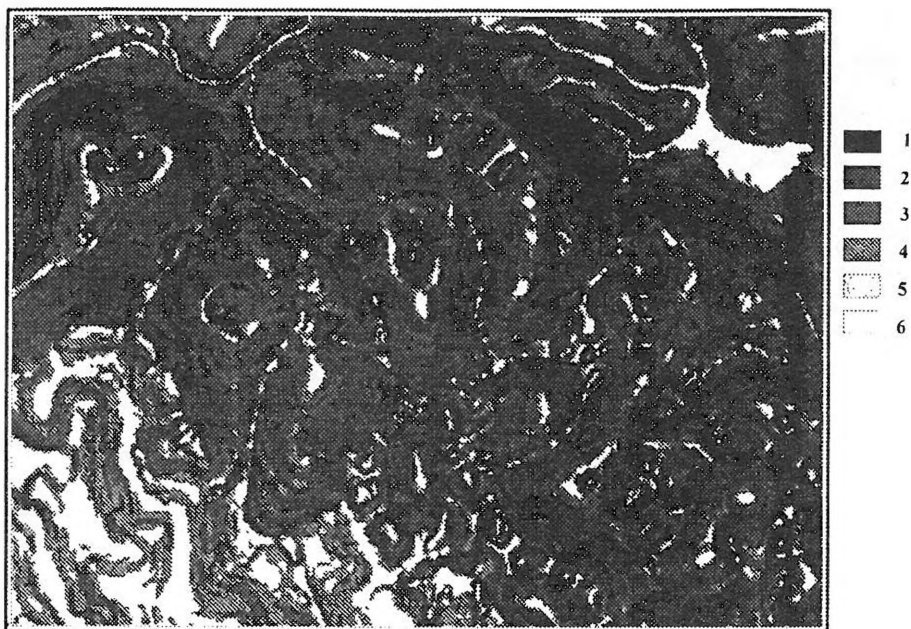
Legend: 1. <460 m, 2. 430-460 m, 3. 400-430 m, 4. 370-400 m, 5. 350-370 m, 6. 315-350 m, 7. <315 m

A számítógép segítségével elkészíthető a terület lejtőkategória térképe (3. térkép), számszerűsíthető a különféle lejtésű területek százalékos aránya. A lejtőkategória-térképet összevethetjük a növényfedettség-térképpel, s megállapítható mely területeket veszélyeztet az erózió. A lejtési viszonyok ismerete a további hasznosítás számára igen fontos, mivel meghatározó szerepe van a talajerózió mértékére, a lejtőszög alapján becsülhető a talajvesztés. A domináns a 12-15% közötti lejtő, de a 15% feletti lejtés sem ritka.

A kitérség-térképet (4. térkép) a növényzet vizsgálatánál és a klimatikus tényezők megítélésénél tudjuk használni.

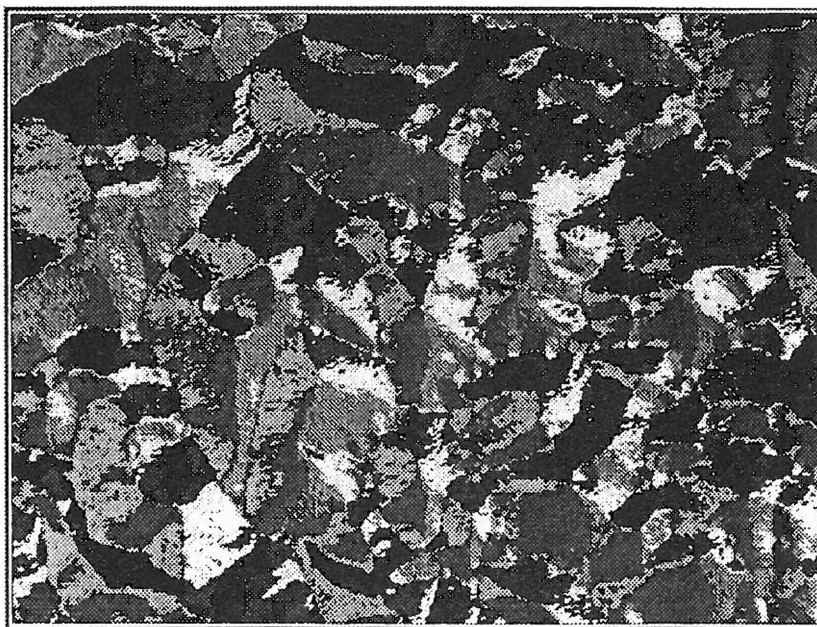
A tájváltozás vizsgálatához elengedhetetlenek a különböző időpontokban készített légifelvételek. A légifelvételek kiértékelésére az ERDAS Imagine 8.4 térinformatikai szoftvert használhatjuk. A különféle metodikával végzett interpretációk számszerűsítik az időbeli változásokat. Választ adnak az olyan kérdésekre, hogy mekkora területet foglalnak el az irtásrétek az erdő területek rovására, mennyivel nőtt vagy csökkent a szántó területek nagysága. A legfrissebb légifelvételek kiértékelésével lehetőség van a már elkészített

térképek pontosítására. A légifelvételek és a digitális domborzati modell segítségével háromdimenziós digitális ortofotókat készíthetünk, amivel az eddigi adatainkat a valós világhoz hű környezetbe illeszthetjük, valamint részletes látványképeket készíthetünk a vizsgált területről.



3. térkép: A vizsgált terület lejtőkategória térképe  
Jelmagyarázat: 1. 15% felett, 2. 12-15%, 3. 9-12%, 4. 6-9%, 5. 3-6%, 6. 5% alatt  
Map 3. Slope categories in the investigated area  
Legend: 1. 15% above, 2. 12-15%, 3. 9-12%, 4. 6-9%, 5. 3-6%, 6. 5% under

A térinformatika a fenti vizsgálatok mellett a már létező vizsgálatok adatainak rendszerezésére is lehetőséget ad. Egységes rendszerben kezeli a vonalas és képi adatainkat, az ehhez kapcsolt különféle adatbázisokat, és bármikor lehetőséget teremt ezen adatok módosítására és kiegészítésére is.



4. térkép: A vizsgált terület kitettségi térképe  
 Map 4: Exposure map of investigated area

## Összegzés

A karsztok táji értékei a mind a felszíni-, mind a felszínalatti formák. Ezek dinamikája és megjelenése a hasznosítás során jelentősen megváltozik. A jövőbeli tájhasznosítás, tájkezelés során messzemenően figyelembe kell venni a tájhasznosítás eddigi következményeit. Ezek ismeretében tervezhetjük a karsztok fenntarthatóságát, s a jövőbeli hasznosításuk lehetőségeit.

Ehhez a feladathoz kívánt a tanulmány rövid áttekintést nyújtani, s ráirányítani a figyelmet arra, hogy a modern, számítógéppel támogatott módszerek segítségével egyszerűsíthetők azok az értékelések, amelyek korábban nagy anyagi ráfordítást igényeltek. Természetesen a kapott értékelések nem nélkülözhetik a terepi ellenőrzést.

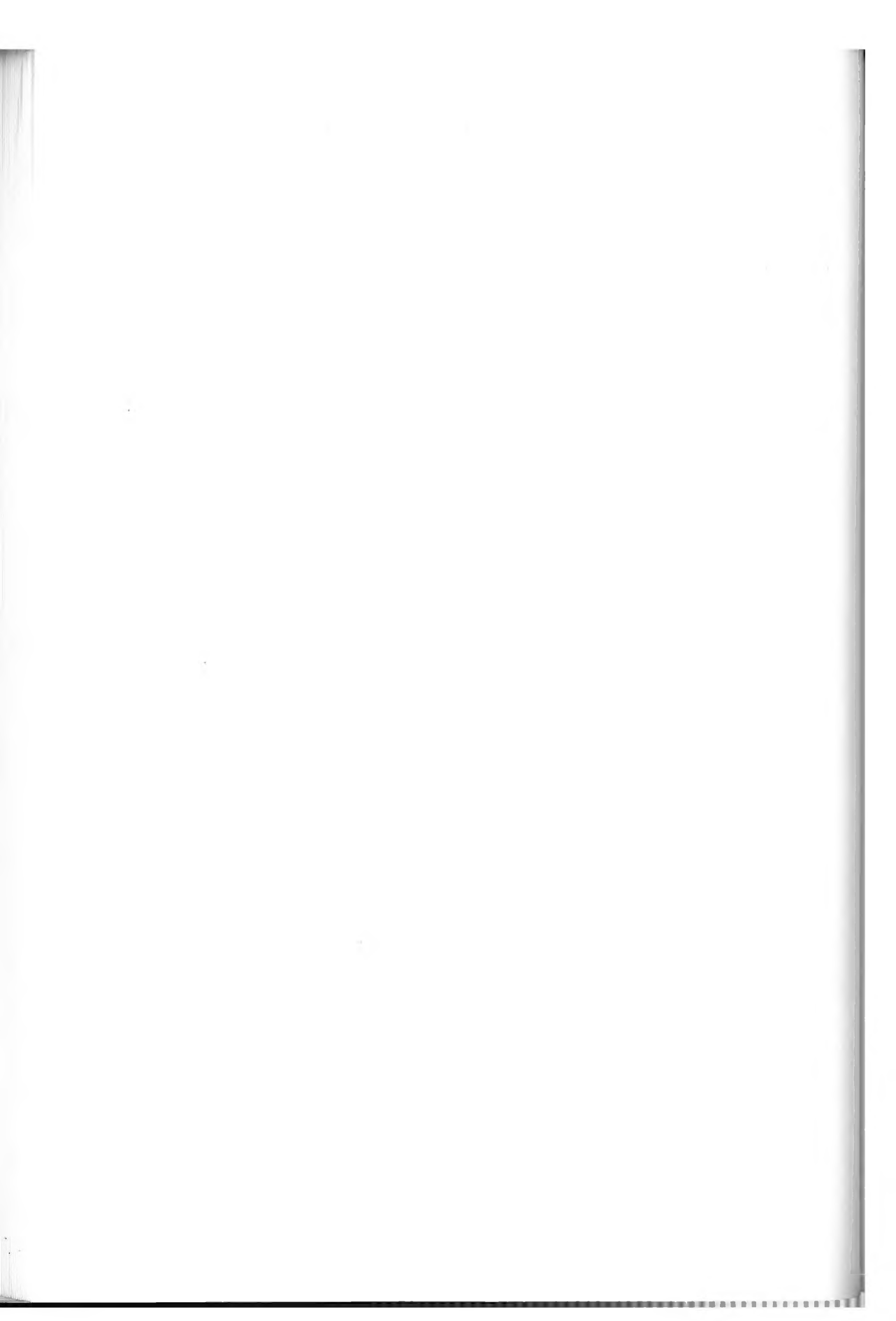
A létrehozott adatbázisok és speciális térképi anyagok segítségével olyan kezelési javaslatokat kell kidolgozni, amelyek mérséklék az antropogén hatásokat, beavatkozásokat az érzékeny karsztos területeken.

A tervezési koncepciók között szerepel a turizmus és az idegenforgalom számára fontos kilátópontok, tanösvények kialakítása. Ugyanakkor ké-

szültek már erdő-rehabilitációs javaslatok is. Mindezek a munkálatok nem valósíthatók meg a korszerű számítógépes térinformatikai módszerek használata nélkül. Néhány olyan módszert mutatott be a tanulmány, amely elősegítheti a tájértékelés korszerűsítését.

## IRODALOM

- BÁRDOSSY, GY.-KORDOS, L.* (1989): Paleokarsts of Hungary. – In: Bosak et al. (editors), Paleokarst, Academia (Praha) p.137-153.
- BÁRÁNY-KEVEI, I.-MEZŐSI, G.* (1993): New morphometrical parameters for explanation of karst development. - ACTA Geographica Szegediensis XXXI. 1993. p. 27-33.
- BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1998): Connection between morphology and ecological factors of karst dolines (Aggtelek Hills, Hungary). Supplementi di geografia fisica e dinamica quaternaria, Comitato Glaciologico Italiano - Torino, p. 115-119.
- FORD, D. C.-WILLIAMS, W. P.* (1989): Karst geomorphology and hydrology. - Chapman & Hall, p. 396-399.
- GAMS, I.,-NICOD, J.,-JULIAN, M.,-ANTHONY, E.,-SAURO, U.* (1993): Environmental Change and human impact on the mediterranean Karsts. - Karst terrains, Catena suppl. 25. p. 58-98.
- NICOD, J.,-JULIAN, M.,-ANTHONY, E.* (1996): A historical review of man-karst relationships: miscellaneous uses of karst and their impacts. - Riv. Geogr. Ital. 103. p. 289-338.
- MAIRE, R.* (1990): Les montagnes refuges calcaires de la méditerranée orientale et du Moyen-Orient. - Karstologia, n° 15. p. 13-24.
- SAURO, U.* (1973): Il paesaggio degli Alti Lessini. - Museo. Civ. St. Nat. Verona M. F. s.n.6
- PFEFFER, K. H.* (1989): Ökologische Ausstattung und antropogene Veränderung der Naturlandschaft im Umland der Stadt Kerpen/Rheinland. - Frankfurter geowiss. Arb. Serie D, Bd.10. p.85-94.



## A KARSZTKORRÓZÍÓ FELTÉTELEZETT HUMINSAVAS OLDÁSFOLYAMATÁNAK VIZSGÁLATA

ZÁMBÓ LÁSZLÓ – TOMPA KÁROLY

ELTE Természettudományi Kar, Természetföldrajzi Tanszék,  
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány

*Abstract: In addition to carbonate- and hydrogen-carbonate solution processes in karst-corrosion, experts (JAKUCS, L. 1971; FORD, D.-WILLIAMS, P. 1989; PAPP, S.-KUMMEL, R., 1992; BOHUN, H. 1988, etc.) presume that humic acids – a product of aerob dissolution in karst soils – play a significant role in the solution effect. Especially water-soluble fulvic acids (FA) are believed important in karst corrosion. Examiny thoroughly this so far mainly uninvestigated area it is presumed that functional parts of fulvic acids ( $-COOH$ ,  $-OH$ ,  $=CO$ , etc.) connect with carbonate rock ions and thus advance rock dissolution. Since these very complex fulvic acids can only be separated by acidic and alcoholic preparation, matters gained throug the process lose much of their corrosion capacities. In our laboratory experiments model soil solubles' fulvic acid concentration varied between 0,01–0,18 mg/cm<sup>3</sup> and these substances caused well-measurable karst corrosion. Field experiments in infiltrating karst waters showed an FA-concentration of 105-4 ppm. Based on the above it is highly presummable that fulvic acids of infiltrating karst waters play a significant role in the corrosion of carbonate rocks, nevertheless their importance in yet to be further investigated. It is our objective to continue these examinations in the forthcoming months.*

### Bevezetés

A karbonátos karsztok legsajátosabb, legjellemzőbb genetikai folyamata a karsztosodó kőzet vízben való oldódása, a karsztkorrózió. A karsztkorrózió folyamatait a kémiai oldódási reakciók szerint csoportosítják a szakkönyvek és ezek szerint általában három típusát különböztetik meg a karsztkorróziós reakcióknak.

1. Karbonátos oldás – amelynek során a karbonátos kőzet disszociált ionjai és az oldószer – a víz – disszociált ionjai között oldási egyensúly alakul ki.
2. A hidrogénkarbonátos oldás-, ahol a széndioxidot oldott víz, vagyis a szén-sav lép reakcióba a karsztosodó kőzettel és az így kialakuló, számos különböző negatív ( $OH^-$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ) és pozitív ( $H^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ) iont tartalmazó oldatban lép fel időleges disszociációs egyensúly.
3. Egyéb, többnyire savas vegyületek által kiváltott oldásreakciók – JAKUCS L. (1971) elvezetése szerint nemkarsztos korrózió – következtében végbe-menő karbonát korrózió.

Ez utóbbi csoportba sokféle, rendszerint a karsztok talajaiban lezajló – JAKUCS L. (1971) szerint főként cserebomlásos – kémiai reakciók tartoznak, amelyek egyúttal a talaj-karsztosodó kőzet közti kölcsönhatások egyik legfontosabb folyamatát jelentik.

Az idesorolható karszkorróziós hatású vegyületek legnagyobb része a karsztos kőzeteket is többnyire fedő talajtakaróból származtatható (ZÁMBÓ L. 1986), illetve a talajok mállásfolyamatai során keletkezik és kerül a talajon átszivárgó vízbe (ez legtöbbször csapadékvíz) és más, a vízben oldható, nem mészagresszív anyagokkal együtt alkotja a talajoldatot.

A talajoldat a beszivárgási folyamat közvetítésével részben már a talajban (pl. rendzinák mészkőtörmeléke), főleg azonban a talajtakaró alatt kerül kapcsolatba a karbonátos kőzetekkel és a fenti korróziós formák egyidejű érvényesülésével, fokozatosan telítődve karsztvízzé alakul és az oldatban szállított eredetileg szilárd halmazállapotú kőzetanyag transzportációjával a víz hidrológiai körfolyamatának egy szakaszát képezi.

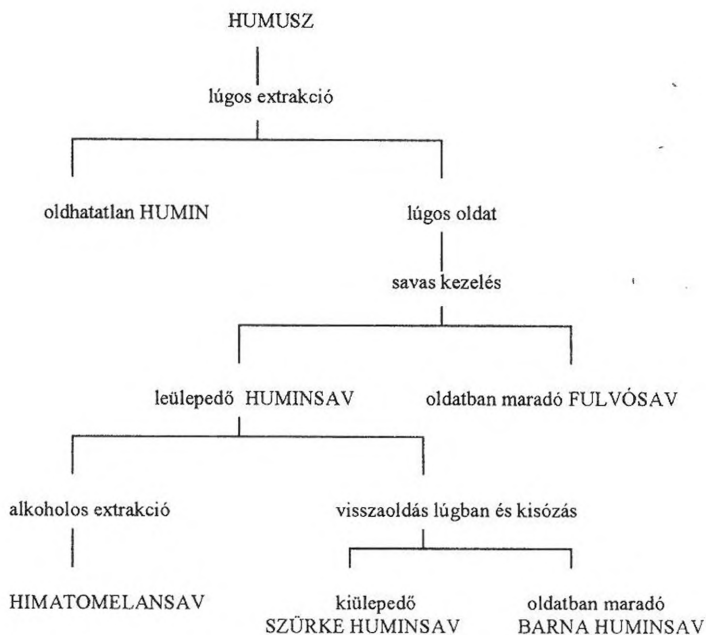
A karsztkémiai kutatások a korábbiakban sok tekintetben feltárták a karbonátos és hidrogénkarbonátos korrózió részjelenségeit is, de a harmadik csoportba tartozó mészagresszív anyagok karsztkorróziós szerepének kimutatásával viszonylag kevés vizsgálat foglalkozott. Különösen feltáratlan a talajok nagy moláris tömegű, szerves, komplexképző vegyületeinek, a nagyobb részt mikrobiológiai életműködés során keletkező lebontás-termékeknek a karsztkorróziós folyamatban való közreműködése. A számbavehető nagyszámú vegyületek jelentős részét alkotják a humin-anyagok (humin- és fulvosavak), amelyek karsztkorróziós jelentősége jelenleg csak valószínűsíthető és mostani vizsgálatunk tárgya.

A talajok szerves alkotórészei egyszerűsítve két csoportra, huminanyagokra és nem humuszanyagokra (STEFANOVITS P. 1975) oszthatók.

A huminanyagok komplex szerkezetűek, savas jellegűek és hidrofil, 300–10 000 köztí molekulatömegűek. Oldhatóságuk alapján három frakcióra: huminsavakra, fulvosavakra és huminra oszthatók. (PAPP S.-KUMMEL, R. 1992).

A talaj szervesanyag-tartalmának lúgos extrakciója után a fel nem oldódó anyagot nevezzük huminnak. A lúgos oldat átsavanyítása után az oldatban maradó anyagokat hívjuk fulvósavaknak, míg a kicsapódott vegyületek a huminsavak. A huminsavakból alkoholos extrakcióval elkülöníthető a himatomelánsav. Az alkoholban nem oldódó huminsav-frakció lúgban történő visszaoldásával és kisózásával elkülöníthetjük egymástól a kicsapódó sűrű huminsavat és az oldatban maradó barna huminsavat. A huminanyagok felosztásának blokksemáját az 1. ábra mutatja be.





1. ábra: A huminanyagok felosztása (H. L. BOHN, 1985)  
 Fig. 1: Classification of humic materials (H..L. BOHN 1985)

I. táblázat  
 Table I.

A huminsavak és fulvosavak analitikai összetétele (száraz anyagra vonatkoztatva)  
 Analytical composition of the humin acid and fulvic-acid (refer dry matter to)

összetétel (tömeg %-ban)	huminsavak	fulvosavak
C	56,4	50,9
H	5,5	3,3
O	32,9	44,8
N	4,1	0,7
S	1,1	0,3
összetétel (funkciós csoportok szerint) (mol kg <sup>-1</sup> )	huminsavak	fulvosavak
savas csoportok	6,6	12,4
- COOH	4,5	9,1
- OH (fenolok)	2,1	3,3
- OH (alkoholok)	2,8	3,6
= CO (ketonok)	1,9	2,5
= CO (kinonok)	2,5	0,6
- OCH <sub>3</sub>	0,3	0,1

Fellelhetők bennük fenolos, alkoholos és savas csoportok (funkcionális csoportok), észter és éter jellegű kötések.

## Kísérletek, vizsgálatok

### *Huminanyagok (fulvosavak) elkülönítése vizekből*

Modellkísérleteinkből és a terepen gyűjtött karsztvizekből a vízben oldható, ezért a korrózióban elsősorban számításba vehető fulvosavak kimutatására és mennyiségének mérésére megfelelő módszert kellett kidolgozni.

A huminanyagokat általában adszorbens gyanták segítségével választják el a természetes vizekből. A vízmintákat pH=2-re savanyítás után engedik át a gyantát tartalmazó oszlopon és az adszorbeálódott fulvosavakat NaOH oldattal elválják a gyantáról.

A fluoreszcens spektroszkópia is elterjedt vizsgálati módszer a huminanyagok kutatásában, ami annak köszönhető, hogy a mérések előkészítése nem igényel sok munkát, a mintaelőkészítés gyakran csak szűrésből és pH beállításból áll. A kis munkaigényű mintaelőkészítéssel összefügg, hogy ezzel a módszerrel kis koncentrációk mérése valósítható meg, így környezeti minták közvetlen vizsgálata is megvalósítható.

A kromatográfias módszerek közül a huminanyagok vizsgálatára általában a méretkiszorításos (vagy más néven gél-) kromatográfiát (SEC) és a nagyhatékonyságú folyadékkromatográfiát (HPLC) alkalmazzák.

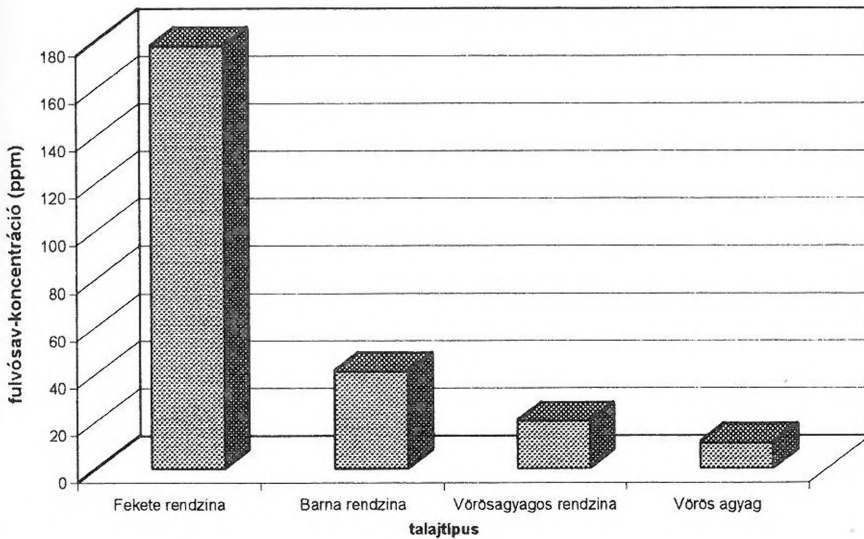
A gélkromatográfia a molekulák mérete szerinti elválasztást tesz lehetővé. Az oszloptöltetet alkotó gél szemcsékben eltérő méretű pórusok vannak. A mintában lévő, különböző méretű molekulák egy része olyan nagy, hogy egyetlen pórusba sem fér bele, a szemcséből teljesen kizáródik. Ez a frakció közvetlenül áthalad az oszlopon és létrehozza a kromatogram első csúcsát. Más molekulák olyan kicsinyek, hogy minden pórusba beleférnek, azaz az egész szemcsét átjárják. E vegyületek retenciója a legnagyobb, ezek haladnak át leglassabban az oszlopon, ezek alkotják a kromatogram utolsó csúcsát. A közbülső méretű molekulák a pórusok egy részébe be tudnak hatolni, más részébe nem. Ezek tehát közepes sebességgel haladnak át az oszlopon. Ideális esetben tehát a gélkromatográfiában az elválasztás csak a molekulák méretén alapul.

### *Modell talajoldatok gélkromatográfias vizsgálata*

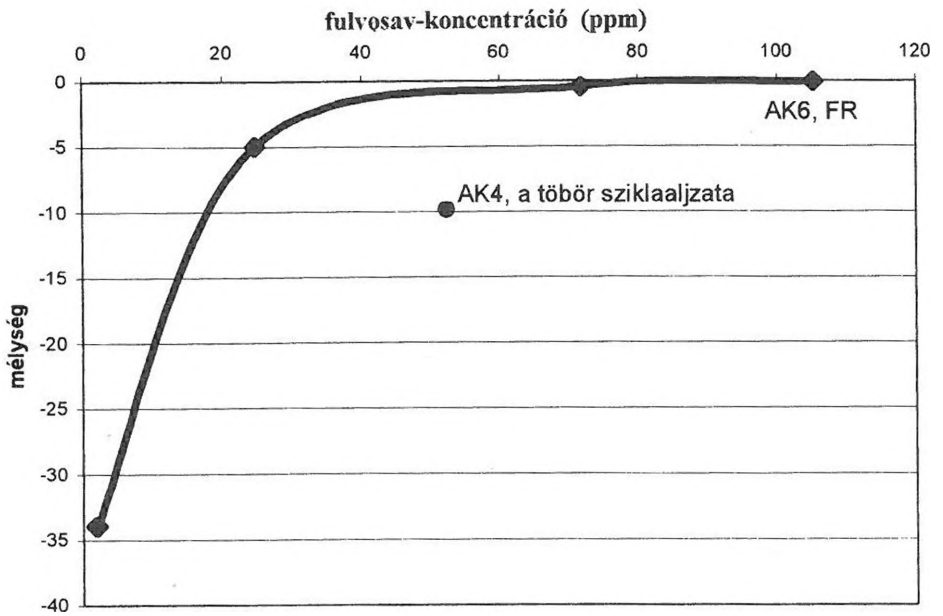
Az Aggteleki-karszt felszínén fellelhető négyféle talajt használtuk fel a modell-talajoldatok előállításához. Ezek a humusztartalom csökkenésének megfelelő sorrendben: fekete rendzina, barna rendzina, vörösayagos rendzina és vörösgyag. A rendzina talajok tömör, szénsavas meszet tartalmazó kőzeten alakulnak ki és a kőzet málladéka viszonylag kevés szilikátos

anyagot tartalmaz. Tipikus rendzina-képző kőzet a mészkő, de kialakulhat rendzina tömör márgán és dolomiton is. A rendzinák képződésére jellemző az erőteljes humuszosodás és a gyenge kilúgzás. Jó vízgazdálkodási tulajdonságokkal és tápanyag-szolgáltató képességgel rendelkeznek. A rendzinák altípusait a talajképző kőzet tulajdonságai és a képződés körülményei alapján különböztetik meg.

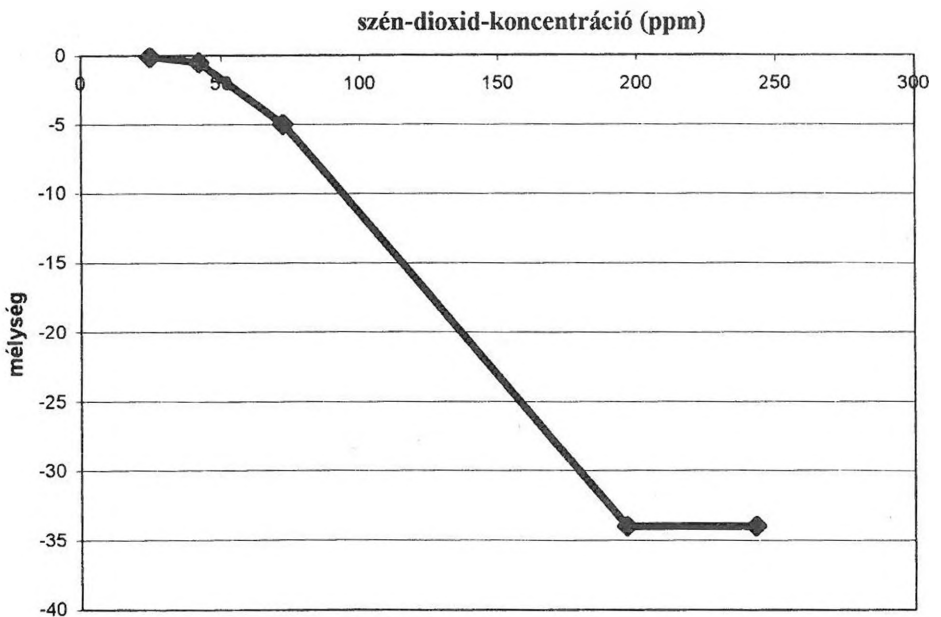
Kétféle kísérletsorozatot hajtottunk végre, amelyekben a talajoldatok képződését modelleztük. Egy üvegcsőbe töltött talajszelvényen keresztül csorgattuk a desztillált vizet, mintegy az esőzést szimulálandó. Az üvegcsőben a talajszelvény magassága 7,0 cm, a cső belső átmérője 4,5 cm. Az első kísérletsorozatban a talajszelvények alá márványkockákat helyeztünk el, így az oszlopról lejövő talajoldat már a barlangba jutó karsztvíznek felelt meg.



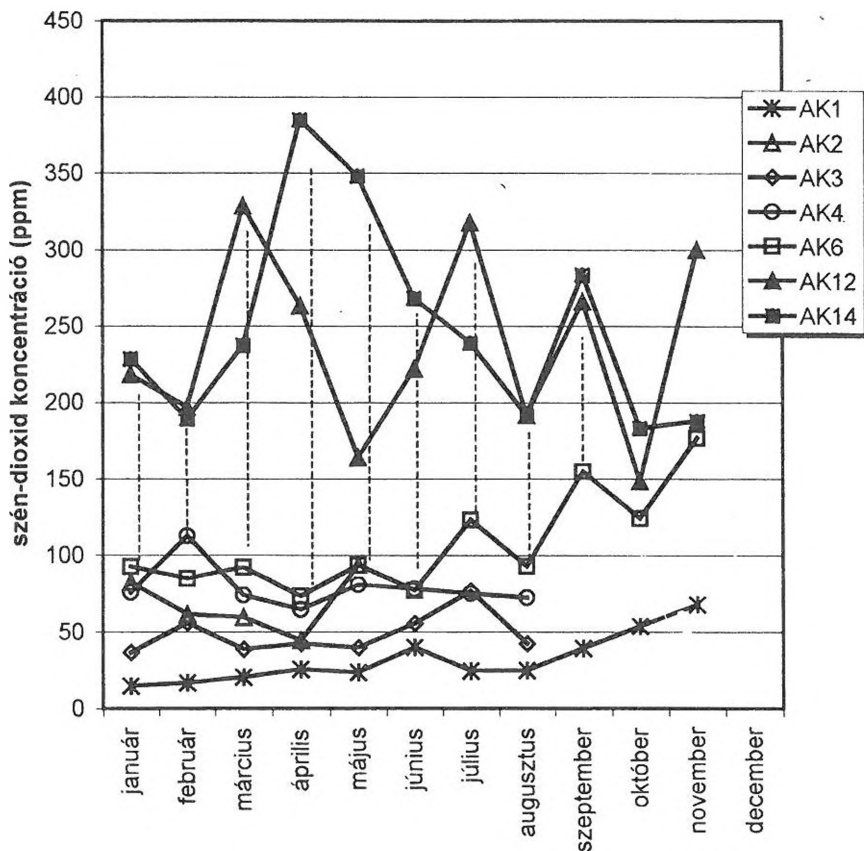
2. ábra: Fulvosav-koncentráció talajtípusok (altípusok) szerint  
 Fig. 2: Fulvic acid-concentration according to soil (sub)type  
 (Black Rendzina; Brown Rendzina; Redbrown Earth; Red Clay)



3a. ábra: Beszivárgó vizek fulvosav-tartalma a mélység függvényében  
 Fig. 3a: Fulvic acid-content of infiltrating water according to depth



3b. ábra: Beszivárgó vizek széndioxid-tartalma a mélység függvényében  
 Fig. 3b: CO<sub>2</sub>-content of infiltrating water according to depth



4. ábra: A beszivárgó vizek teljes széndioxid-koncentrációjának szezonális változása a mélység szerint  
 Fig. 4: Seasonal variation of total CO<sub>2</sub>-content in infiltrating water according to depth

A modell-talajoldatokban talált huminanyagok túlnyomórészt fulvosavak voltak, de kis mennyiségben nagy moláris tömegű komponens is található a mintákban, ami valószínűleg huminsav.

Az általunk vizsgált négy modell-talajoldat fulvosav-koncentrációit a 2. táblázat és a 2. ábra foglalja össze. A táblázat adataiból kitűnik, hogy a fekete rendzina talajoldat mintegy négyszeres mennyiségű fulvosavat tartalmaz, mint a sorrendben utána következő barna rendzina talajoldat. Az ezt követő vörösgyagos rendzina talajoldatban a barna rendzinához viszonyítva feleződik a fulvosav koncentráció és ugyanez a tendencia figyelhető meg a vörösgyagos rendzina és a vörösgyag között is. A talajoldatok fulvosav

tartalma összhangban van azzal a tapasztalattal, hogy a talajféleségek biológiai aktivitása és humusztartalma a fekete rendzinától fokozatosan csökken a vörösmartyag felé (STEFANOVITS, P. 1992; ZÁMBÓ L. 1986).

II. táblázat  
Table II.

A 2. talajoldat sorozat mintáinak fulvosav koncentrációi  
Concentrations of fulvic acid of the number two soil solution

modell-talajoldat	FA koncentráció/mg · cm <sup>3</sup>
FRO7	0,178
BRO13	0,041
VRO21	0,020
VAO31	0,011

### Terepi karsztvízminták fulvosav-tartalmának vizsgálata

Az Aggteleki-karszt békebarlangi vízgyűjtőjén működő monitoring rendszer egy vertikális karsztoszelvény mentén telepített mérőállomásai a felszíntől a karsztvízszintig folyamatos mintagyűjtést tesznek lehetővé a beszivárgó vizekből.

Az AK-1 az aktív talajtakaró 0,5 m-es szintjéből, az AK-3 és AK-4 a vastag málladék 5,0 m-es, illetve 8,5 m-es mélységéből, az AK-6 egy felszíni sziklakibukkanás lefolyó és a mélyedéseiben helyet foglaló fekete rendzina talajból, míg az AK-12 és AK-14 a karsztvízszint feletti epifreatikus zónából, a Béke-barlang repedéseiből-cseppköveiből kibukkanó szivárgó vizeket mintázta.

A sajátos – a fulvosavak gélkromatográfiás módszerrel való meghatározásához előírt – módon végzett vízmintázás és a laboratóriumi vizsgálat a 3.a. ábra szerinti eredményeket adta. Megállapítható, hogy a fekete rendzina talajokban (AK-6, 0,2 m) felvett legmagasabb fulvosav koncentrációk a vörösmartyagos rendzinák (AK-1, 0,5 m) vastagabb felhalmozódásában már kissé alacsonyabb értékkel, a málladékszónán át kb. 5 m mélységig (AK-3) lassan csökkennek, majd a karsztosodó kőzet repedéseiben lefelé szivárgó vízben koncentrációjuk gyorsan csökken és a gravitációs zónán áthaladva – közel lineárisan – a karsztvízszintig (AK-12, AK-14) nagyságrenddel alacsonyabb lesz.

A tömörkitöltő málladék és a karsztosodó kőzet határfelületén (AK-4) megfigyelt magas fulvosav koncentráció a sziklalejtő mentén alászivárgó víz keveredésével magyarázható.

## *A beszivárgó víz összes CO<sub>2</sub>-tartalmának vizsgálata*

A beszivárgó víz oldóképességének alakulását és a vízben oldott karbonátsók mennyiségét is jól jellemzi a víz összes CO<sub>2</sub>-tartalma. A fenti észlelőhelyeken egyidőben mért CO<sub>2</sub>-értékek a fulvosav koncentráció változásával ellentétes tendenciát mutatnak (3. ábra). Feltételezhető, hogy az összes CO<sub>2</sub>-tartalomban kifejezett korróziós képesség alakulásában a fulvosavas oldóhatás is bennfoglaltatik (4. ábra), mivel az eddigi vizsgálatok szerint a fulvosav funkciós csoportjai (pl. COOH) kationokkal (pl. Ca<sup>2+</sup>) komplexet alkot CO<sub>2</sub> és H<sub>2</sub>O keletkezése mellett. Az így fellépő CO<sub>2</sub> pedig további korróziós képességet jelent, tehát a fulvosav kettős oldási folyamat elindítója lehet.

### **Következtetések**

1. A karsztbeszivárgás fulvosav koncentrációja nagymértékben függ a talaj típusától, amelyen a víz átszivárog. Amennyiben a további vizsgálatok bizonyítják a fulvosav közvetlen korróziós hatását, úgy a talajtípusok különböző morfológiai hatása is elemezhetővé válik.
2. A karsztvízben oldott fulvosav lejut a karsztvízszintig, tehát feltételezett kettős oldóhatása csak fokozatosan használódik fel, így feltételezett korróziós képessége a CO<sub>2</sub>-nél elnyújtottabban, kiterjedtebb üregtérben érvényesülhet.
3. A fulvosavak feltételezett korróziós hatásának kimutatására a mesterségesen elválasztott fulvosav preparátumok nem alkalmasak (feltáratlan kémiai reakciók tételezhetők fel).
4. A közvetlen fulvosav-korrózió olyan kísérletekkel tárható fel, amelyekben a víz a természetes huminanyagokból (a talajban) oldja ki a huminsavakat és ezek feltételezett karbonátoldó-képességét a vízben oldott egyéb karbonát-agresszív vegyületek oldóképességétől elválasztva lehet mérni. Ezek megvalósítása azért is fontosnak látszik, mivel eddigi vizsgálataink bizonyították, hogy a huminanyagok közvetve befolyásolják a karsztkorróziót. A fulvosavak redukáló és komplexképző képessége a vas és alumínium karsztbeli mozgásában játszik szerepet (bevonatok képződése), a huminsavak pedig inkább, mint inhibitorok szerepelnek a Ca<sup>2+</sup>-ion mozgásában.

## IRODALOM

*BOHN, H.-MC NEAL-B. O'CONNOR, G.* (1985): Talajkémia. - Budapest, Mezőgazdasági Kiadó.

*FILEP GY.-TATÁR L.* (1974): Néhány hazai talaj oldható huminsav komponensének frakcionálása gélszűrőssel. - *Agrokémia és Talajtan* 23 (1-2), p. 137-147.

*FORD, D.-WILLIAMS, P.* (1989): Karstmorphology and hydrology. - London. Unwin Hyman.

*JAKUCS L.* (1971): Karsztok morfofenetikája, - Akadémiai Kiadó, Budapest.

*PAPP S.-KÜMMEL, R.*: 1992. Környezeti Kémia. Budapest, Tankönyvkiadó.

*STEFANOVICS P.* (1992): Talajtan. - Mezőgazda Kiadó, Budapest.

*ZÁMBÓ L.* (1986): A talajhatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében. - Kandidátusi értekezés, MTA, Budapest.



## A BESZIVÁRGÁS VÁLTOZÁSÁNAK ÉGHAJLATI OKAI A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉGBEN

FOGARASI SÁNDOR

Észak-Dunántúli Vízmű Részvénytársaság, Tatabánya, pf., 117. 2801.  
Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék,  
Szeged, pf., 653. 6701. fogarass@sol.cc.u-szeged.hu

*Abstract: The investigation was inspired by the very low value of the infiltration in the Transdanubian Mountains in 2000. The first aim was to determine whether this phenomena is unicle or occur a few times in the last five decades. The second aim was to find a characteristic change ("climate change") in the climatic parametres of the infiltration in this region. So the study investigated the change of the infiltration and the change of its parametres too, and it tried to find connection between them in the period between 1950 and 2000. The work investigated the regional ang orographical differences of these parametres too.*

### Bevezetés

A munka alapötletét a Dunántúli-középhegység főkarsztvíz- tárolójának 2000. évre kiszámított, rendkívül alacsony beszivárgási értéke adta. Az tény, hogy a beszivárgás területi rendszere átrendeződött a térségben az elmúlt évtizedek során (FOGARASI S. 2000). A kérdés tehát, hogy a teljes tároló-rendszerbe beszivárgott víz mennyiségében az elmúlt 50 évben történtek-e változások, és ha igen, ezek milyen irányúak voltak, mennyire bizonyultak szignifikánsnak.

A dolgozat a beszivárgást, illetve a beszivárgás szempontjából fontos paramétereket elsősorban időben vizsgálta; összességében, de a területi, orográfiai különbségekre is igyekezett tekintettel lenni. Időben az 1950-es évektől tekinti végig a beszivárgás, illetve egyes paramétereinek változását, részletesebben az 1990-es éveket elemzi.

A dolgozat a beszivárgást Maucha László éghajlat kapcsolati módszerével (MAUCHA L. 1990) számolta ki, 23 éghajlati állomásra, illetve a hozzájuk rendelt, összesen 1497,2 km<sup>2</sup>-es beszivárgási felületre. Azért ez a módszer került felhasználásra, mert a beszivárgás-számítási módszerek (BÖCKER T. 1974, KESSLER H. 1954, CSEPREGI A. 1985) közül a kidolgozás helyszíne, Aggtelek mellett a Tettye-forrásnál, illetve a Dunántúli-középhegység karsztkútjaiban (LORBERER Á. et al. 1986) is a legnagyobb egyezést mutatta a tényleges beszivárgással.

## A beszivárgás és fontosabb paraméterei

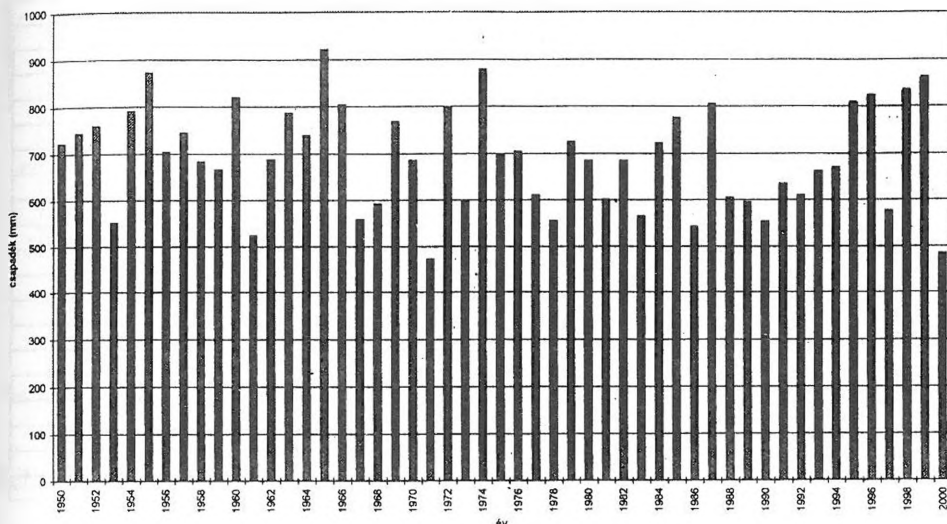
A beszivárgás alapvetően a csapadéktól függ. Nem mindegy azonban, hogy melyik évszakban hullik a csapadék (JUHÁSZ J. 1987). A vegetációs periódusban egyrészt a magas hőmérséklet, másrészt a növényi szervezetek jelenléte miatt nagy az evapotranszspiráció és így a tényleges beszivárgás csak töredéke a lehullott csapadéknak.

A beszivárgáshoz szükséges vízmennyiség felhalmozódásának ideális időszaka a tél, amikor nincs növényborítás és alacsony a hőmérséklet. (Természetesen ez a vízmennyiség gyakran lehullása után 1-2 hónappal szivárog csak be, a talaj felengedése, illetve a hótakaró elolvadása esetén.) A folyamat hidrogeológiai sajátossága, hogy ez a tavaszi beszivárgás akkor a leghatékonyabb, ha a megelőző őszen a kőzet már átnedvesedett, így tehát az egész téli félév kitüntetett szerepet kap a beszivárgásban. Más éghajlati elemek is szerepet kapnak a folyamatban (elsősorban a hőmérséklet az evapotranszspiráció miatt, de például az extrém nagy csapadékok is, a lefolyás növekedése révén), - ezt azonban csak néhány esetben látszott szükségesnek figyelembe venni (pl. a 2000. évben, a rendhagyóan magas hőmérsékleti értékek miatt).

Az éghajlati paraméterek mellett a hidrogeológiai tényezők is szerepet kapnak a beszivárgás alakulásában. Ennek elsősorban az az oka, hogy nagyobb karsztos kőzettömegek 1-2 év alatt ürülnek csak le. Így csapadékos éveket követően előfordulhat, hogy a pórusokban jelen lévő víz nem tud a fő repedésekbe, áramlási pályákra kiürülni, azok túltelítettsége miatt. Így átlagnál nagyobb évi csapadék esetén sincs nagy mennyiségű beszivárgás, mert a karsztvízszint-változások szempontjából a vízmennyiség realizálódása részben átcsúszik a következő évre; a tényleges beszivárgás, ami az egységes víztestbe jutást jelenti, megkésik. Amennyiben viszont a kőzet erősen leürült állapotban van, a kevesebb évi csapadék is gyorsabban, nagyobb arányban éri el a víznívót. Még érdekesebb a csapadékos és száraz évek kombinációja. Így a kőzet „tárolási kapacitása” is fontos feltétele a beszivárgásnak; utóbbi hullámozása több, egymás után csapadékos vagy éppen száraz év esetén is előfordul, és a csapadékmennyiségnek csak részben feleltethető meg. A karsztok kettős porozitása tehát egyfajta belső, kőzetszerkezetből eredő „játékos”, hullámozást ad a beszivárgás időbeni változásának. Következésképpen a beszivárgás nem feleltethető meg teljes mértékben a csapadékmennyiségeknek, attól időnként nagyobb mértékben is eltérhet. Az, hogy ez a módosító hatás milyen irányú, a megelőző 1-2 év és a tárgyév csapadékának az átlaghoz, illetve egymáshoz képesti viszonyától függ.

## Csapadék

A területarányos csapadék átlaga a Dunántúli-középhegység karsztos beszivárgási területén 691,3 mm-nek bizonyult a vizsgált időszakban. Csapadékos periódusnak nevezhetjük csaknem az egész 1950-es évtizedet, az 1960-as évek középső 5 évét; amelynek kifutása volt az 1970-es évek első felére is, és – megszorítással – az 1990-es évek utolsó kétharmadát (1. ábra).



1. ábra A területarányos évi csapadék alakulása a Dunántúli-középhegység karsztos beszivárgási területén 1950-2000 között

Fig 1 Change of the annual precipitation, proportionate to the area on the infiltration area of the Transdanubian Mountains between 1950 and 2000

Az évi csapadék a Dunántúli-középhegység területén az 1990-es években alapvetően növekedett, átlag feletti volt. Többször is bekövetkezett nagyon csapadékos évek korábban nem tapasztalt egymásra halmozódása. Ezeket azonban száraz periódusra emlékeztető visszaesések követték, így a korábbiakhoz hasonló csapadékos periódusról nem beszélhetünk, - annak ellenére, hogy az átlagosnál valóban csapadékosabb időszak volt. Tulajdonképpen egyszerre vannak jelen a csapadékosnak nevezhető 1950-60-as évek csapadék maximumai és az azt követő, mintegy 2 évtized mély minimumai. Ennek következménye a csapadékingadozást jelző diagram fokozott kilengése. Ezeket az ingadozásokat a tárolási kapacitás jelensége jelentősen felerősítheti, évről-évre drasztikusan változó beszivárgásokat eredményezve. (Erről később lesz szó.) Az évi csapadék növekedése a nagy visszaesések miatt nem mondható egyértelműnek. Mintha lenne egy ilyen tendencia, de inkább fokozódó labilitásnak nevezhető a változás.

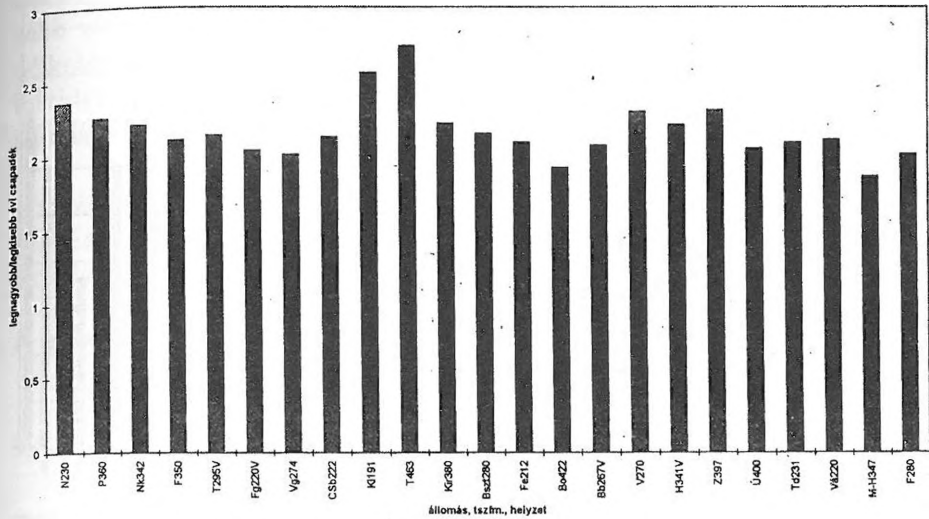
A 2., 4. és 6. ábrákon szereplő állomások adatai  
Data of the meteorological stations in the 2, 4 and 6 figures

az állomás kódja	az állomás neve	az állomás tengerszint feletti magassága (m)	orográfiai helyzetre vonatkozó megjegyzés
N230	Nézsza	230	
P360	Pilisszentkereszt	360	
Nk342	Nagykovács	342	
F350	Budapest-Farkasrét	350	
T295V	Tardos	295	völgy
Fg220V	Tatabánya-Felsőgalla	220	völgy
Vg274	Várgesztes	274	
CSb222	Csákbéreny	222	
Ki91	Kincsesbánya	191	
T463	Tés	463	
Kir380	Királyszállás	380	
Bsz280	Bakonyszentkirály	280	
Fe212	Fenyőfő	212	
Bo422	Borzavár	422	
Bb267V	Bakonybél	267	völgy
V270	Veszprém	270	
H341V	Herend	341	völgy
Z397	Zirc	397	
U400	Úrkút	400	
Td231	Taliándörög	231	
Vá220	Vállus	220	
M-H347	Mencshely/Hidegkút	347	
F280	Felsőörs	280	

Az 1990-es évek a Vértes-Gerecse térségében (elsősorban a délkeleti oldalakon), valamint a Déli-Bakonyban voltak különösen csapadékosak, mást nem mondható rendkívülinek ez a növekedés.

Az éves csapadékértékek állomásonként évről évre csak kis mértékben szóródnak (2-2,7-szeres hányados az abszolút minimum és maximum között, 2. ábra). Nehéz az évi csapadék változékonyságában területi rendszert megállapítani. Úgy tűnik, hogy a változékonyság délnyugat felé, illetve a magasabb, kitettebb részek irányába mérséklődik, tehát a nagyobb csapadék-átlagú területeken stabilabb az évi csapadék összege. (A sokévi átlaghoz viszonyított érték az északkeleten lévő állomásokon – ide számítandó a Tési fennsík is – 0,6-1,4-szeres, míg délnyugaton 0,8-1,2-szeres érték között ingadozott az egyes években.)

A sokévi átlagok tekintetében közismert a csapadékmagasság eloszlása a térségben, amely nagy vonalakban az orográfiai vonalakat követi, illetve északkelet felől délnyugati irányba emelkedik. A vizsgálat alapján az éves csapadék változékonysága is hasonló eloszlást mutat, csak ellenkező irányultsággal: az évi csapadék növekedésével csökken.



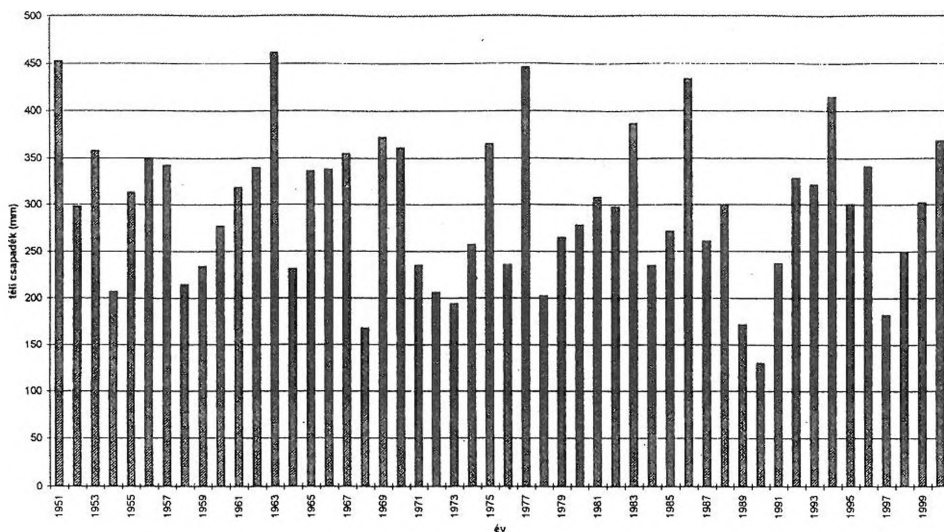
2. ábra Az éves csapadék változékonysága a Dunántúli-középhegység egyes mérőállomásain 1950 és 2000 között

Fig. 2 Variability of the annual precipitation in the Transdanubian Mountains by stations, between 1950 and 2000

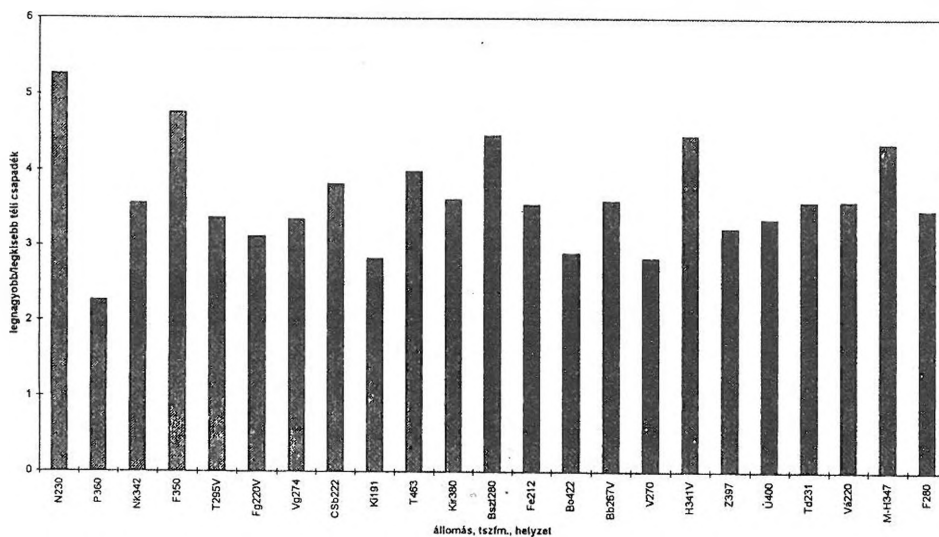
## Téli csapadék

Sokévi, területarányos átlaga 292,8 mm-nek adódott. Időbeni változása az évi csapadékhoz hasonló eloszlást mutat, de több különbség is megfigyelhető (3. ábra). Az 1950-es évek első kétharmadának csapadékos teleit néhány nagyon száraz követte. Az 1960-as évtized átlag feletti értékei felülmúlják az előbb említett periódusét, de nincsen kifutásuk az 1970-es évek elejére, mert ekkor a vizsgált időszak második legszárazabb telei figyelhetők meg. Az 1970-es és 1980-as évek sokat emlegetett aszálya a téli csapadék esetében mutatható ki leginkább. Az 1990-es évek elejétől a téli csapadéknak az évi csapadéknál határozottabb és tartósabb növekedése figyelhető meg.

Az 1990-es évek eleje óta általában csapadékosak a telek. A csapadékos telek eddig még nem tapasztalt halmozódása figyelhető meg, átmeneti visszaesésekkel, melyek azonban nem jelentősek. Így az a furcsa helyzet állt elő, hogy míg a csapadék nem, a téli csapadék egyértelműen növekedett, ami szinte sugallja a mediterrán jelleg erősödését a Dunántúli-középhegység csapadékjárásában.



3. ábra A területarányos téli csapadék alakulása a Dunántúli-középhegység területén 1951 és 2000 között  
 Fig. 3 Change of the winter halfyear precipitation, proportionate to the area, on the infiltration area of the Transdanubian Mountains between 1951 and 2000



4. ábra A téli csapadék változékonysága a Dunántúli-középhegység egyes mérőállomásain 1951 és 2000 között  
 Fig. 4 Variability of the winter halfyear precipitation in the Transdanubian Mountains by stations between 1951 and 2000

A téli csapadék azonban területenként különböző mértékben haladta meg az átlagot. Mindenütt megfigyelhető növekedése az 1980/90-es évek fordulóján tapasztalt, rendkívül alacsony értékeket követően, azonban az

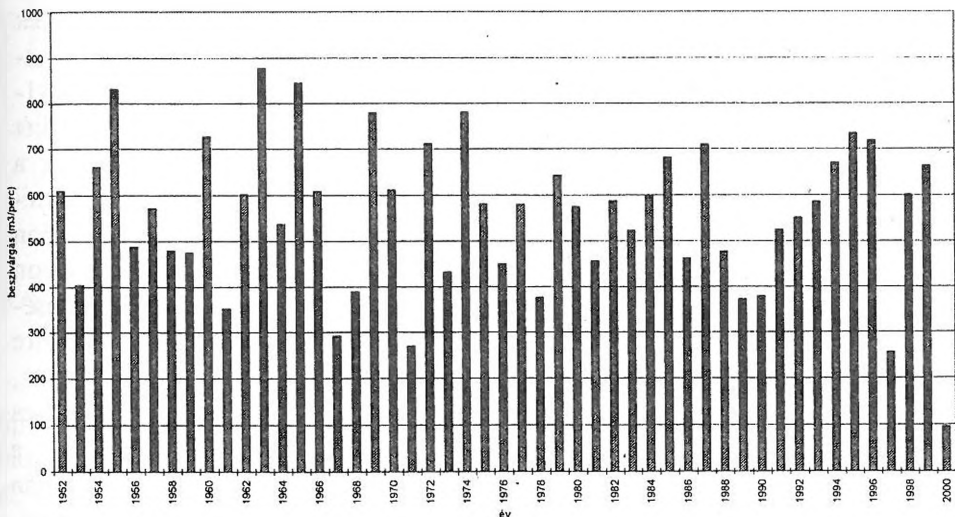
észak-keleti területeken ez kisebb mértékű, és így az 1990-es évek téli csapadéka is csak kis mértékben haladja meg az átlagot. Egyértelműen csapadékosabb viszont a Gerecse, a Vértes és a Tési fennsík állomásain, különösen a délkeleti oldalakon, a Magas-Bakony környékén, de leginkább a Balatonfelvidéken, a Keszthelyi-hegységben és a Déli-Bakony déli peremén. Az anomáliák területi eloszlása szintén a mediterrán jelleg erősödését húzza alá.

A téli csapadék az éves csapadéknál jóval változékonyabb elem, a vizsgált időszakban az abszolút maximum és minimum hányadosa állomásonként 2-5-szörös értékek között ingadozott (4. ábra). A változékonyság eloszlása hasonló volt az évi csapadékhoz, de talán karakterisztikusabb annál.

### A beszivárgás alakulása

Éves átlaga a vizsgált időszakban 195,4 mm-nek ( $554,3 \text{ m}^3/\text{perc}$  vagy  $9,5 \text{ m}^3/\text{secundum}$ ) adódott.

Miután több paraméter kombinációja, így értékei sem feleltethetők meg egyértelműen ezekkel (5. ábra). Az évi, illetve téli csapadéknál már megfigyelt három, átlag feletti értékeket felmutató periódus itt is megtalálható, de eltérő mértékben emelkednek ki, illetve nem olyan folyamatosak. Utóbbi oka a már említett „tárolási kapacitás”.



5. ábra A beszivárgás alakulása a Dunántúli-középhegység területén 1952 és 2000 között  
Fig. 5 Change of the infiltration in the Transdanubian Mountains between 1952 and 2000

A már említett három, tartósan magas beszivárgást produkáló időszak: az 1950-es évek első fele, az 1960-as évek középső 5 éve, amely bizonyos mértékig átnyúlt az 1970-es évek elejére is és az 1990-es évek. A leg-tartósabbnak az utóbbi tűnik, azonban korábban nem tapasztalt minimumok ékelődnek be a nagy beszivárgást reprezentáló évek közé.

Az 1950-es éveknél nagyobb beszivárgás valósult meg az 1960-as években. Ennek oka elsősorban a csapadékosabb telekben keresendő. Az 1970-es évek első felének nagy értékei viszont egyrészt a néhány valóban csapadékosabb évnek köszönhetőek (a teleknek semmiképpen sem), de komoly szerepet játszik kialakulásukban, hogy ezekben az években száraz évek váltakoztak csapadékosakkal. A száraz években leürültek a karsztos kőzetek, így a néhány csapadékos év beszivárgott vízmennyisége nagyobb arányban ért le még a tárgyévben a főkarsztvíz zónájába, ellensúlyozva a nagyon száraz telek kedvezőtlen hatását. Ugyanez a jelenség magyarázza az 1980-as évek közepének néhány nagy beszivárgását.

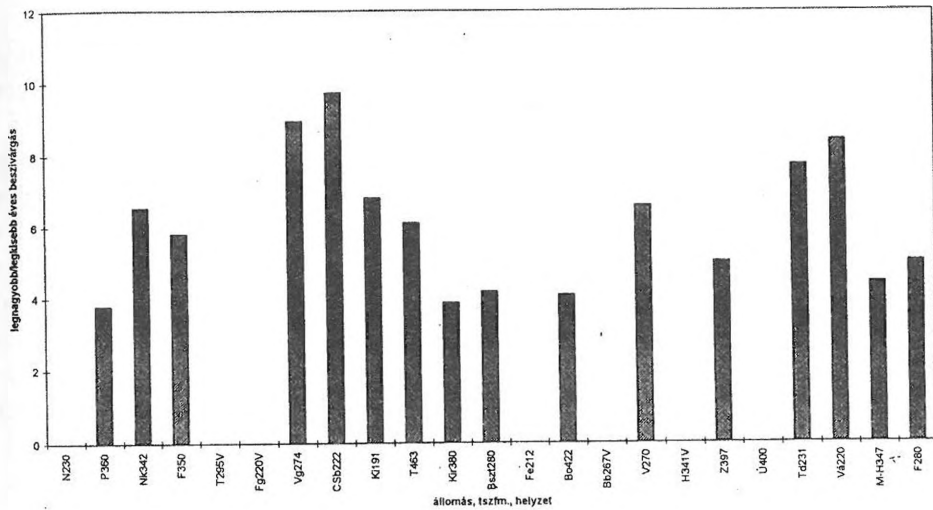
Az 1990-es évek folyamatosan növekvő, majd 1-1 évre váratlanul, nagymértékben visszaeső beszivárgása összetett okokban rejlik.

1990 a vizsgált időszak egyik legszárazabb éve volt, amelyet a legszárazabb téli félév előzött meg. Ez tekinthető a két évtizedes száraz időszak tetőzésének, következménye a leszálló övben tárolt vízmennyiség, a „tárolási kapacitás” erőteljes csökkenése volt. (A beszivárgás mégsem ekkor volt minimális, mert a leszálló karsztvíz-öv már korábban leürült, így a csapadék gyorsabban jelentkezett a támaszkodó karsztvíz-övben.) Az évi csapadék ugyan csak 1994-ben érte el az átlagot és csak utána haladta meg, a téli csapadék is csak 1992-ben érte el az átlagost; mégis, a beszivárgás már 1991-ben elérte az átlagot, a következő évben pedig meghaladta azt. Az első két évben tehát a „tárolási kapacitás”-nak (illetve annak hiányának), azaz a karsztos kőzetek korábbi leürülésének köszönhető a beszivárgás nagy mértéke. Ennek a hatásnak a kifulladásával magyarázható, hogy az 1993-as évben csak kissé emelkedett a beszivárgás. Utóbbi 1994-es megugrása a nagyon csapadékos 1993/94-es téllal magyarázható. A következő két év növekedésének oka az évi csapadékmennyiség további emelkedése volt (két, ennyire csapadékos év egymásra következésére korábban nem volt példa), illetve az, hogy a telek az átlagosnál változatlanul csapadékosabbak voltak. Az 1997-es év visszaesését mindhárom fontos paraméter összhatása okozta: a tárolókőzetek telítettek voltak és száraz tél után száraz év következett. Ezután két éven keresztül az átlagot jóval meghaladó éves csapadék volt (megismétlődött az 1995-96-os duplázódás), a téli csapadék pedig szintén jelentősen növekedett, a második évben már meghaladta az átlagot. A karsztok tehát ismét korábban nem tapasztalt mértékben telítődtek és a következő évben



(2000-ben) az évi csapadék a vizsgált időszak legszárazabb, 1971-es értékeit alig valamivel múlta felül. E két hatás ellensúlyozására nem volt elegendő az sem, hogy a megelőző tél az egyik legcsapadékosabb volt a vizsgált időszakban. A 2000. év beszivárgása példátlanul alacsony, értéke a negatív rekordnak számító 1997-esnek is csak 40%-a, és feltűnően nem illik bele az 50 éves adatsorba.

2000-ben tehát megismétlődött az 1997-ben egyszer már előfordult helyzet: korábban nem tapasztalt módon két, átlagnál jóval csapadékosabb évet nagyon száraz követett. A leszálló karsztvíz öv telítettsége és a szárazság együtt okozta tehát a szokatlanul csekély beszivárgást, amelyet a magas hőmérséklet is csökkentett. (Mintegy 25-30%-kal, és ez még nem is került be számításra!)



6. ábra Az éves beszivárgás változékonysága a Dunántúli-középhegység egyes mérőállomásain 1952 és 2000 között  
Fig. 6 Variability of the infiltration in the Transdanubian Mountains by stations between 1952 and 2000

Ha a beszivárgások változékonyságát vizsgáljuk, mindkét csapadék-típusnál jóval nagyobb eltéréseket tapasztalhatunk (a maximum és a minimum hányadosa több állomáson is 10-szeres, illetve 100-szoros nagyságrendű volt, 6. ábra). Ha a 10-szeres hányados alatt maradó állomásokat nézzük csak, akkor már egyértelműen magasabban fekvő, kitett, illetve a vizsgált terület délnyugati részén elhelyezkedő állomásokat találunk. Ez azt jelenti, hogy az eleve lényegesen nagyobb beszivárgási átlaggal rendelkező területek „kevésbé hajlamosak” szélsőséges beszivárgásokat produkálni, azaz a fent

említett jelenség bekövetkezése kevésbé valószínű. (Számos, a teljes vizsgált időszakon keresztül stabil beszivárgást produkáló állomás esett ki 2000-ben a már említett 10-es határból. Ez szintén a jelenség szokatlan jellegére utalhat.) Tehát beszivárgási szempontból ezek az állomások a többitől nagymértékben különböznek; sokkal inkább, mint az éves vagy a téli csapadék esetében. Az, hogy a beszivárgás ingadozása jóval nagyobb, mint a két vizsgált csapadék paraméteré, eredő voltával magyarázható: azzal, hogy több tényező egymásra halmozódásaként jön létre. Mivel ezek a tényezők valamennyien változékonnyabbak az állomások egy csoportja esetében, a változékonnyabb alapadatok egymásra halmozódása lényegesen változékonnyabb eredőt hoz létre. Így csak azoknak az állomásoknak a beszivárgása ingadozik konszolidált határok között, melyeknél a kiinduló csapadéértékek is viszonylag stabilak.

## Összegzés

1. Az elemzések alapján valószínűnek látszik, hogy a Dunántúli-középhegység karszterületein a beszivárgás és ennek éghajlati paraméterei valóban változtak. Az évi csapadék átlagosan növekedett, de jellemzőbb rá a bizonytalanság fokozódása. A téli csapadék egyértelműen növekedett. Utóbbi tény, a csapadék-anomáliák területi eloszlása (déli, délkeleti területek fokozott csapadéknövekedése), valamint más éghajlati paraméterek (pl. évi középhőmérséklet) alakulása a mediterrán jelleg erősödésére utalnak. Ez a beszivárgás szempontjából alapvetően kedvező, - azonban bizonyos meteorológiai jelenségek korábban nem tapasztalt időbeni egymásra következése, illetve egyidejű egymásra halmozódása a beszivárgás nagy mértékű éves ingadozásához vezethet, amit a vízgazdálkodásnak figyelembe kell vennie. (Például az újra induló források hozamát időlegesen - alacsonyabb szinteken fakadók - vagy tartósan - magasabb tengerszint feletti magasságban elhelyezkedők - erősen ingadozóvá teheti.)

A 2000-es év nagyon kis mértékű beszivárgása nem az eddig mért csapadék-értékek alapján lehetséges legrosszabb forgatókönyv, mert az átlagnál jóval magasabb téli csapadék ellensúlyozta valamennyire a szárazságot és a leszálló öv telítettségét. Az évi csapadék változékonyságának utóbbi években tapasztalt, nagy mértékű megnövekedése regionális jelenség és ilyen szempontból a vizsgált terület nincs is a legszélsőségesebbek között. Például Szegeden 1999-ben 783 mm volt az éves csapadék, - a Körösök mentén helyenként 1000 mm felett volt, - míg 2000-ben 212 mm. Ez utóbbi érték minden korábbi, Magyarországi rekordot megdöntött.

2. Az éves csapadék, a téli csapadék és a beszivárgás évről évre bekövetkező ingadozása a tengerszint feletti magassággal, illetve délnyugat felé is csök-

ken, tehát a nagyobb beszivárgással rendelkező területek stabilabban produkálják hozamukat. A változékonyság ilyen eltérése a hegylábi, illetve hegyvidéki állomások esetében megkérdőjelezi a hegylábi állomások adatainak extrapolációját a hegytetőn kialakuló beszivárgás számításánál. Utóbbi módszer ugyanis gyakran kényszerűség a terület vizsgálatánál a mérőállomások elhelyezkedése következtében. (Meg kell említeni, hogy ebben a problémában az OMSZ részéről az utóbbi években komoly előrelépések történtek. Kivételt képez a Gerecse és a Keszthelyi-hegység, ahol továbbra is csak hegylábi állomások mérnek.)

## IRODALOM

*BÖCKER T.* (1974): Beszivárgás meghatározása karsztvidéken a negyedévi határcsapadék módszerével - VITUKI beszámoló

*CSEPREGI A.* (1985): A karsztos beszivárgás számítási módszereinek összehasonlítása a vízszintváltozások eredményeivel - Hidrológiai Közöny, 3., p. 130-133.

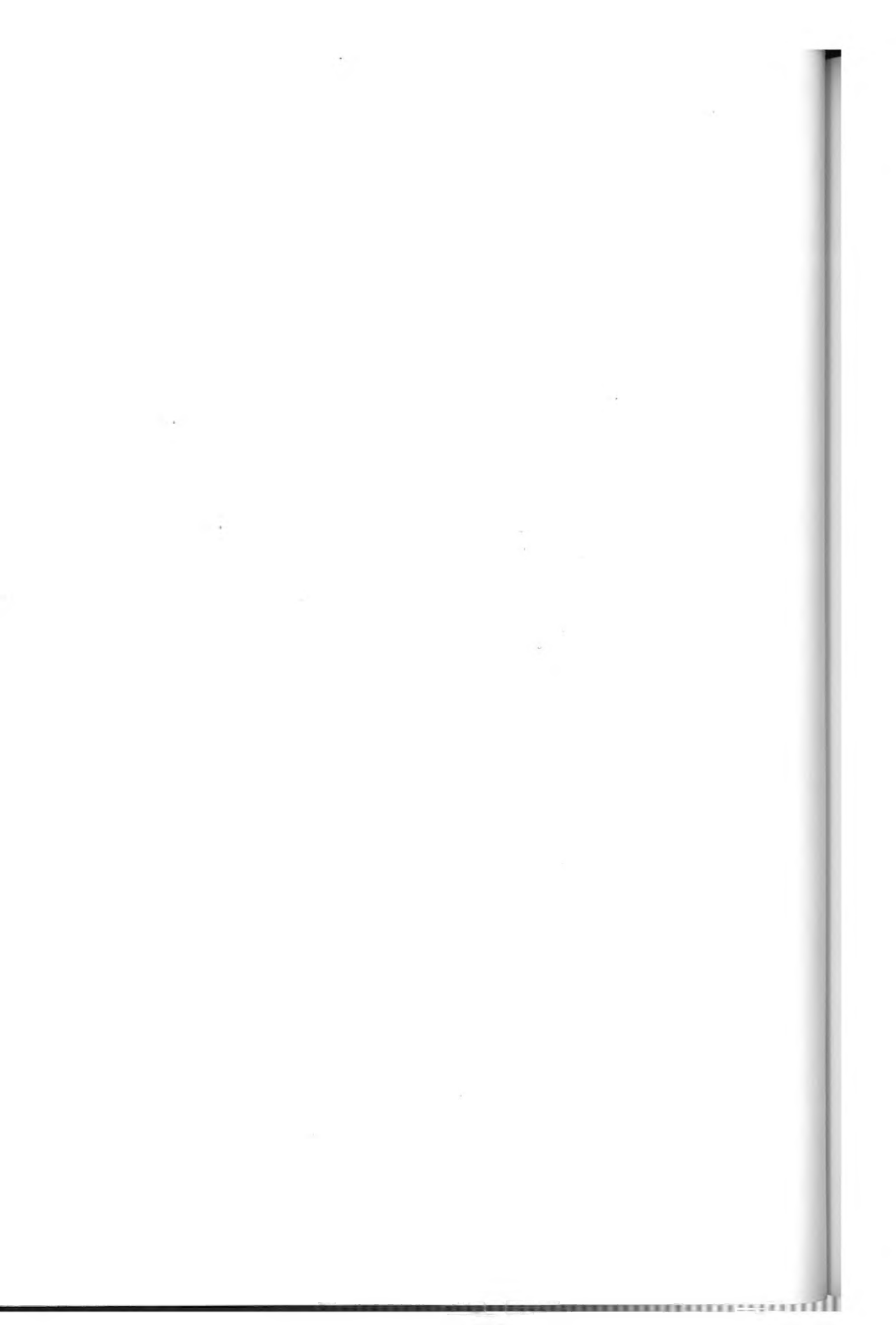
*FOGARASI S.* (2000): A karsztvíz beszivárgás mezőinek módosulásai a Dunántúli-középhegység területén – Karsztfejlődés V. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 195-209.

*JUHÁSZ J.* (1987): Hidrogeológia - Akadémiai Kiadó, Budapest.

*KESSLER H.* (1954): A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség meghatározása karsztvidéken - Vízügyi Közlemények, Budapest, 2.

*LORBERER Á. et al.* (1986): A Dunántúli-középhegység karsztvíz-földtani és vízgazdálkodási helyzetfelmérése és döntéselőkészítő értékelése - VITUKI témajelentés, 7611/1/2.

*MAUCHA L.* (1990): A karsztos beszivárgás számítása - Hidrológiai Közöny, 70. p. 153-161.



## VÍZELLÁTÁS ÉS VÍZVÉDELEM: AZ ÉSZAK-DUNÁNTÚLI VÍZMŰ RÉSZVÉNYTÁRSASÁG TEVÉKENYSÉGE

FOGARASI SÁNDOR

Észak-Dunántúli Vízmű Részvénytársaság, Tatabánya, pf. 117. 2801.  
Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék,  
Szeged, pf. 653. 6701. fogarass@sol.cc.u-szeged.hu

*Abstract: The North-Transdanubian Waterwork Joint-Stock Company secures the water supply of 300,000 people. The centre of its area is Tatabánya and its surroundings. The supply of water and the cleaning of the soiled water in this case is very problemathical. The water supply is came from the karstic water and the used water admitted into the "Által-ér" stream. Both of these environmental objects are very sensible, so the human activity must be very careful. There have been a lot of conflicts. The study investigated these problems and their solutions.*

### Bevezetés

Az ÉDV Rt. vízgazdálkodási tevékenységét jórészt karsztos területen folytatja, a vizigény kielégítése érdekében számos esetben a területen található karbonátos kőzetekben tárolt karsztvizet csapolja meg. Működése tehát erősen befolyásolja a Dunántúli-középhegység karsztvízrendszerét, illetve az ezzel szoros kapcsolatban álló víztesteket, a vízellátás környezetet kímélőbb irányba történő fejlesztése a karsztvíz védelmét jelenti. A vízmű vállalat ellátási területének centruma közelítőleg az Által-ér vízgyűjtője által határolt terület. A vízgyűjtőterület pontos kijelölése problémás, mert nem esik egybe a felszíni, illetve a felszín alatti vizek esetében. A társaság működési területe földrajzilag nem fedi egymást teljes mértékben a vízellátás és a szennyvíztisztítás tekintetében. Előbbi ugyanis egyetlen, nagy, regionális hálózatot képez (annak ellenére, hogy több helyütt is működnek, főleg rásegítő jelleggel, helyi víznyerők), míg utóbbi, főként gazdaságossági okokból, számos, kisebb egységben történik, de természetesen nincs minden településnek saját tisztítóműve.

Az emberi vízfelhasználás, mint minden beavatkozás a környezetbe, károkkal jár, szükséges rossz. Modellként az emberi vízfogyasztás "input" és "output" oldalakkal írható le, ezeken keresztül érintkezik környezetével, mindkét irányban jelentős hatást gyakorolván arra.

A térségben a vízellátás szinte teljes egészében a részvénytársaságon keresztül történik. Így a lakosság - vízfelhasználása révén - a vállalaton keresztül érintkezik a környezeti objektumokkal, mind az "input", mind az

“output” oldalon. Ez azt jelenti, hogy nemcsak a vízellátás, hanem az “érintkezésből” eredő környezeti károsodások minimalizálása is feladatkö-rünkbe tartozik. Mind a vezetékes vízzel való ellátottság, mind a csatorná-zottság szempontjából az országos átlagnál jóval kedvezőbb a helyzet a té-rségben. Ez egyúttal nagyobb terhet is ró a vízművekre.

Mind a víznyerési, mind a használtvíz felvételi oldal nagyon érzékeny a területen, ami bonyolulttá teszi a vízgazdálkodást. Mutatja ezt, hogy a víz-minőség védelmi területek között a felszín alatti vizek kategóriájában a Vil-lányi karszt után a Bükkaléval együtt a Dunántúli-középhegység következik (a térség vízbázisa, I/2-es kategória, I/1-es a Balaton), az ivóvízbázisokat és üdülőterületeket jelentő II-es kategóriában pedig a Velencei-tó és a Tatai-tó alkotja a II/1-es csoportot. „*A helyi önkormányzatok szennyvízelvezetés és –tisztítás céltámogatásának igénykielégítési sorrendjéről*” szóló 224/1999. (XII. 30.) Korm. rendelet 2. § 1. pontjában foglaltak szerint I. prioritási csoportba tartozó települések között külön kiemelik az ivóvízbázisvédelmi célprogramba bevont üzemelő és távlati karszt-, talaj- és partiszűrősű vízbázi-sok, valamint az ivóvíztározók védőterületén elhelyezkedő önkormányzato-kat, függetlenül az állandó népesség számától.

A víznyerés a Dunántúli-középhegység főkarsztvizéből történik. Az ezzel kapcsolatos nehézségek ismertek. A karsztvizek érzékenyek a szennye-zésekre, vízgyűjtőjük ezért fokozott védelmet kíván. Az 1950-1990 közötti négy évtized drasztikus, a beszivárgást messze meghaladó mértékű bányavíz-emeléseinek következményeként a főkarsztvíz szintje a Dunántúli-közép-hegység egész területén jelentősen, regionálisan mintegy 30 m-rel csökkent, helyenként azonban a süllyedés a 100 m-t is meghaladta. A karsztvízszint nemcsak lecsökkent, hanem a természetes állapottól messze eltérő dombor-zatot vett fel, a kitermelési pontoknak megfelelően. 1990 óta a vízszint ki-sebb megszakításokkal emelkedik, lokálisan erősen eltérő mértékben és ez szintén nehezíti a vízminőség biztosítását.

A vízbefogadó a működési területen főként az Által-ér vízrendszere. Szintén ismertek az ezzel kapcsolatos problémák. Alapvető konfliktusa a vízgyűjtőnek, hogy vízhozamához képest az Által-eret többszörösen túlhasználják, mind mennyiségi, mint minőségi szempontból. Ez a folyó alsó, illetve felső szakaszának, az üdülőterületnek számító (1965) Öreg-tónak és a nagy népsűrűségű iparvidéknek az ellentétéként jelenik meg.

A munka a térség egykori, természetes vízháztartásának jellemzése után a vízgazdálkodási problémák kialakulását, illetve ezek megoldását tár-gyalja.

## A környezeti adottságok

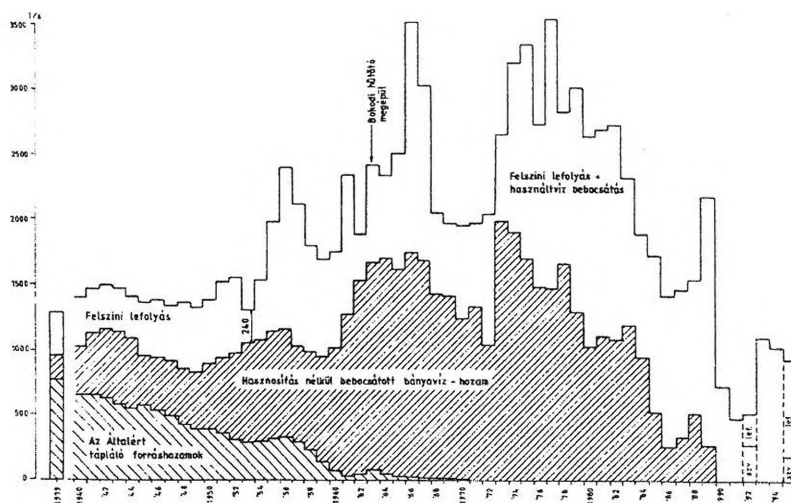
Az Által-ér kisvízfolyás, hossza mindössze 50 fkm, hozama természetes állapotban kb. 1,2-1,5 m<sup>3</sup>/s volt. (1. ábra) A Bársonyosban ered és Dunaalmánál torkollik a Dunába. Két helyen kap jelentősebb felszíni utánpótlást az Oroszlány-Kecskédi-vízfolyás és a Galla-patak révén. Vízyűjtő területe 520 km<sup>2</sup>. A vízrendszerhez sorolandó mintegy 236 km<sup>2</sup>-es karsztos beszivárgási terület is (a felszíni karsztos vízyűjtőterület csak 125 km<sup>2</sup>), miután forrásait az említett vízfolyás vette fel. Ezek a források Tata térségében fakadtak, és betáplált vízmennyiségük jelentősen növelte a folyó hozamát. Ez a Dunántúli-középhegység karszttrendszerének részét képező, de attól viszonylag önálló "cella" (melynek vizét a források vezették le), és az Által-ér vízyűjtője egyébként nagy vonalakban lefedi egymást. A karsztforrások nagy szerepe a vízforgalomban a befogadó kőzetek nagy beszivárgási hányadosán kívül a fentebb már említett ténnyel magyarázható: a folyó völgyében a fakadó források felszínalatti vízyűjtője jóval nagyobb a vízfolyás felszíni vízyűjtőjének részét képező karsztos területeknél.

Az Által-ér völgye a laza, pannon és oligocén üledékekkel fedett Bársonyos, és a Vértes mezozoós karbonátos felszíne közötti törésvonalban alakult ki, ezt formálta tovább a folyó eróziója. Két partjának részvízyűjtője alapvetően eltér egymástól: alakjuk is asszimmetrikus és vízháztartásuk is teljesen más. Vízyűjtőjét három típusba sorolhatjuk a vízbetáplálás jellege szerint.

A vízyűjtőterület nagy része a karsztos vidéken helyezkedik el. Ennek éghajlati jellemzői (PÉCZELY GY. 1987) lehetővé teszik a nagy mértékű lefolyást: humid területek, 700-800 mm átlagos évi csapadékkal, 90-180 mm, tehát 3-6 l/s/km<sup>2</sup> számított éves lefolyással. Éves szinten azonban a Vértes legmagasabban fekvő részeinek is 0-50 mm vízhiánya van (PÉCSI M. 1989). Ennek oka a nyári hónapok csapadékot messze meghaladó párolgása (150-200 mm vízhiány), amelynek következményeként ekkor hosszabb-rövidebb ideig a hegyvidék felől a lefolyás szempontjából kedvező földtani adottságok mellett sem érkezne vízutánpótlás. Éghajlatilag, évenként nagy mennyiségű lefolyás volna lehetséges a vízyűjtőnek ezen a részén, azonban ez nem valósul meg, a karbonátos kőzetek rendkívül nagy beszivárgási tényezője miatt (az arány tág határok között váltakozik, a térségben mértékadónak tekinthetjük a 25-30% közötti értékeket). A területre hulló csapadék ezen a módon nem növeli a folyó hozamát. A karszttrendszerbe került víz azonban a hegylábaknál a felszínre bukkant és forrásként, pontokba koncentráltan egykor a legjelentősebb tételét adta az Által-ér vízbevételének.

A Bársonyos előbbinél jóval kisebb kiterjedésű részvízgyűjtőt jelent. Dombos, részben arid, részben humid terület, évi átlagos csapadéka 600-650 mm. A számított éves lefolyás meglehetősen csekély, 60 mm, azaz 2 l/s/km<sup>2</sup>. Évről-évre a csapadékmennyiség alakulásával párhuzamosan szeszélyesen változik. A téli félévben, fagypont feletti hőmérséklet esetén az Által-érnek innen jelentős felszíni vízbevétele van, nyáron viszont hosszabb száraz periódus alakul ki, amikor a lefolyás szünetel (a vízhiány a nyári félévben 250-300 mm, éves szinten 150-200 mm). Erről a területről tehát éghajlati okokból nincsen jelentős lefolyás. Gyakoriak azonban a nagy intenzitású csapadékok, amelyek rövid ideig tartó, heves árhullámokat alakítanak ki (PÉCZELY GY. 1972). Az Által-ér vízgyűjtőjéhez tartozó Dad tartja az egy napra eső csapadékrekordot Magyarországon (240 mm), és a Dunántúli-középhegységben mérték a legnagyobb 10 perces, órás és 1 hónap alatt hullott értékeket is. Ez a fajta csapadéktevékenység különösen a Bársonyos irányából jelentett (az előbb említett, geológiai okok miatt, de a Vértes torlasztó hatása miatt is, amit alátámaszt, hogy Dad is itt található) kis időtartamú, de heves árhullámokat. A talaj- és rétegforrások hozama meglehetősen kicsi.

Harmadik tájegységként 120 km<sup>2</sup>-es területével magát a folyó völgyet vehetjük. Arid terület, 600 mm alatti csapadékkal, és - szerkezeti okokból - magas talajvízállással.



1. ábra Az Által-ér torkolati szelvényében mért éves átlaghozamok megoszlása  
Fig. 1 Distribution of the annual average output at the mouth of the "Által-ér" stream



A fentiek alapján megállapíthatjuk, hogy az Által-eret természetes állapotban főleg kisebb karsztforrások, illetve részben talaj- és rétegforrások táplálták, majd Tata térségében vette fel a forráshozam túlnyomó részét. Jóllehet a Tata térségében fakadó források vizének nagy része (kb. 80%-a) az Öreg-tó alatt táplálta a patakat, vízhozamának többségét, de legalább felét a természetes állapotban ezek jelenthették. Éves vízszállításában viszonylag jelentéktelen tételt alkotott a lefolyás, amely éppen a legkritikusabb nyári időszakban gyakorlatilag szünetelt. Így a vízfolyás állandó hozamát a források adták.

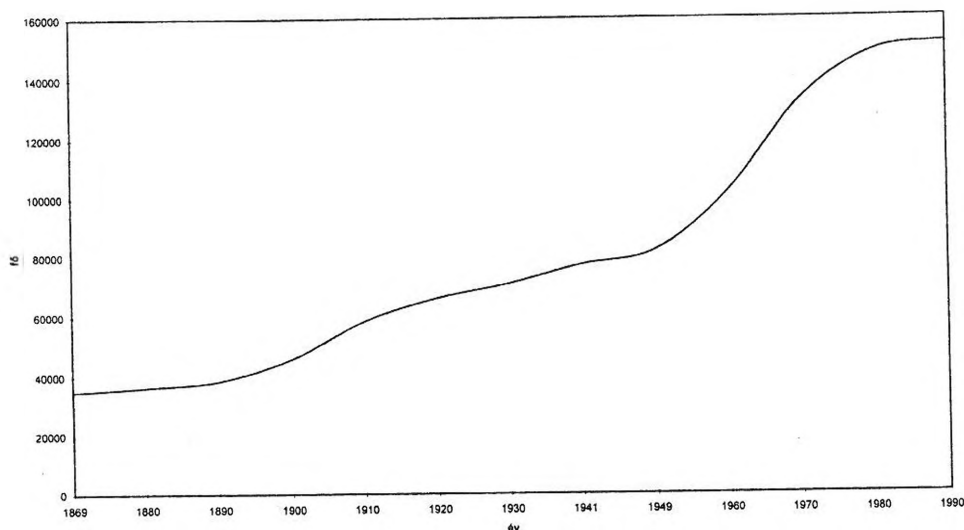
### **Az emberi beavatkozás és következményei, környezeti változások**

A forrásokra, illetve a felszíni lefolyásra vonatkozó megállapítások azért szerepelnek múlt időben, mert az emberi tevékenység, az elmúlt száz év hatalmas gazdasági-népességi fejlődése következtében a folyó vízmélege teljesen átalakult.

A patakat és mellékágait (pl. Galla-patak) 3 lépcsőben, teljes hosszában szabályozták, a környező területeket vízmentesítették, az Által-ér ma hosszan beton mederben folyik. A vélemények megoszlanak arról, hogy ez használt, vagy ártott a folyó öntisztulási képességének. Bizonyos kutatók szerint (SÁRVÁRY I. 1990) a szabályozás jelentősen rontotta azt, míg mások (MOLNÁR K.-TEVANNÉ BARTALIS É. 1981) a megnövekedett folyási sebességet pozitív hatásúnak tartják. Két, vitatott eredetű, de természeteshez közeli állóvíz található az Által-éren, mindkettő Tata térségében, tehát az alsó szakaszon: az Öreg-tó (226 ha) és a Cseke-tó. (Utóbbi mérete jóval kisebb az előbbinél, és az Által-ér egyik patakjának az átfolyásos tava, így csak betáplál a folyóba, ezért a kialakuló iparvidék szennyezései nem érintették). A különböző vízrendezések, hasznosítások eredményeként azonban patak felső szakaszán is több törendszert létesült (Bokodon - 104 ha -, Oroszlány felett, Majkon, Környén, Síkvölgyön, Tatabányán - ez utóbbi még 1945 előtt, és a Bokodival együtt erőművet szolgál ki). Ezek jelentősen rontják a vízháztartást (az áramlási viszonyok megváltozása, illetve a fokozott párolgás révén, ez utóbbi jelenség a hűtőtavaknál fokozottabb), és így az öntisztulást is. A tározók kialakítására bizonyos mértékig valóban szükség volt, a korábban már említett okok miatt: a területen a leggyakoribbak ugyanis az országban a hirtelen nagy csapadékok, amelyek veszélyeztették az emberi létesítményeket. Hátrányként szokták felhozni (SÁRVÁRY I. 1990), hogy bizonyos időszakokban a fent említett tavaknak nincsen túlfolyása - például Bokod alatt, de máshol is -, mert a szállított vizet teljes mértékben elpárologtatják. Ez azonban nem feltétlenül a törendszereknek köszönhető, hiszen nélkülük nagy

valószínűséggel ennyi víz sem lenne a mederben ezekben a kritikus helyzetekben. Miután a tározók hatása az, hogy az egyenetlen eloszlásban rendelkezésre álló vizet időben kiegyensúlyozottan bocsássák felhasználásra, ez a fokozott párolgás hátrányként inkább éves szinten jelentkezik, a száraz nyári periódusban viszont – a korábban már említett okok következtében - nélkülözhetetlen szerepet töltenek be abban, hogy a mederben egyáltalán víz legyen.

A lakosság lélekszáma száz év alatt ötszörösére nőtt, de a vízfogyasztás ennél jóval nagyobb mértékben változott (2. ábra). Ennek oka egyrészt az egy főre jutó lakossági fogyasztás drasztikus emelkedése, másrészt a nagy kapacitású ipar megjelenése volt. A népsűrűség  $250 \text{ fő/km}^2$  -es értéket ért el a nyolcvanas évek végére, ez Budapestet nem számítva országosan is kiemelkedőnek számított. 1990-re a kommunális bebocsátás mértéke az 1965-ös, már egyébként is meglehetősen magas értékhez képest is háromszorosra nőtt. Az országos problémaként jelentkező "közmű olló" itt is jelentkezett, azonban úgy, hogy mind a vezetékesség (városok 97%, falvak 45%), mind a csatornázottság az országos átlagnál jóval magasabb volt, és a tisztítóművekre nehezedett ezáltal fokozott nyomás.



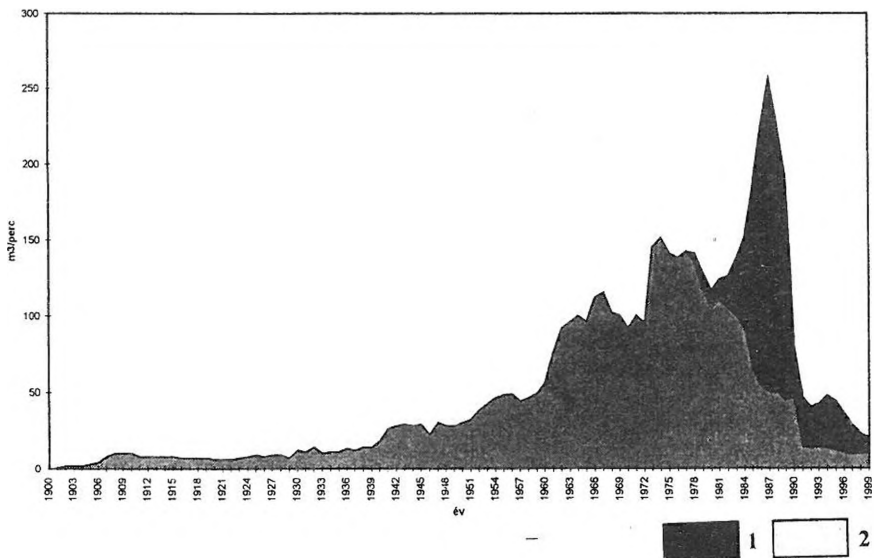
2. ábra Az Által-ér völgy népességének alakulása 1890 és 1990 között  
 Fig. 2 Population of the "Által-ér" valley between 1890 and 1990

Budapestet nem számítva itt volt a legmagasabb az egy főre jutó GDP az országban. Hatalmas, energiaigényes ipar működött a területen, ami nyil-

vánvalóan hatalmas vízigénybevételt jelentett. További szennyezőforrást jelentettek az erőműi pernyehányók.

A gazdasági termelés csúcán az ipar vízfogyasztása kétszerese volt a lakosságénak. A szennyvizek nagy része előtisztított volt. Meg kell említeni, hogy pontosan az Öreg-tó térségében nemcsak a folyó-, hanem az állóvízbe is történt szennybevezetés.

A legkomolyabb beavatkozást a vízrendszerbe azonban a bányászati célú vízemelések jelentették. (3. ábra) Mint már ismert, a nyári, vízhiányos hónapokban a folyó vízhozamát a források adták, melyek azonban az éves beszivárgást messze meghaladó kitermelés következtében (a mélykarsztosak mind, de nagyrészt a sekélykarsztosak is) kiapadtak. A legszembetűnőbb változást ez éppen Tata térségében hozott, ugyanis az Által-ér alsó szakaszára a felsőbb szakaszokról érkező víz már nem nagyon jutott el a nyári hónapokban, a forráshozamok túlnyomó része viszont itt jelentkezett. A bányavíz emelés maximuma a Tatabányai-medence területén (ennek északi részén helyezkedtek el a források) 1974-ben volt, 1985/86 után pedig már csak a lakosság ellátása érdekében emeltek vizet. A Nagyegyházi-szénmedencében azonban az 1980-as években folyamatosan nőtt a vízkitermelés, maximuma 1988-ban volt, és ennek hatására a források térségében is felgyorsult a karsztvízszint csökkenése (miután a két terület egy hidrogeológiai egységet képez).



3. ábra A Tatabányai Bányák és a Tatabányai-medence vízemelése

Jelmagyarázat: 1. bányák, 2. medence

Fig. 3 Water extraction of the Mines of Tatabánya and the extraction of the Tatabánya basin

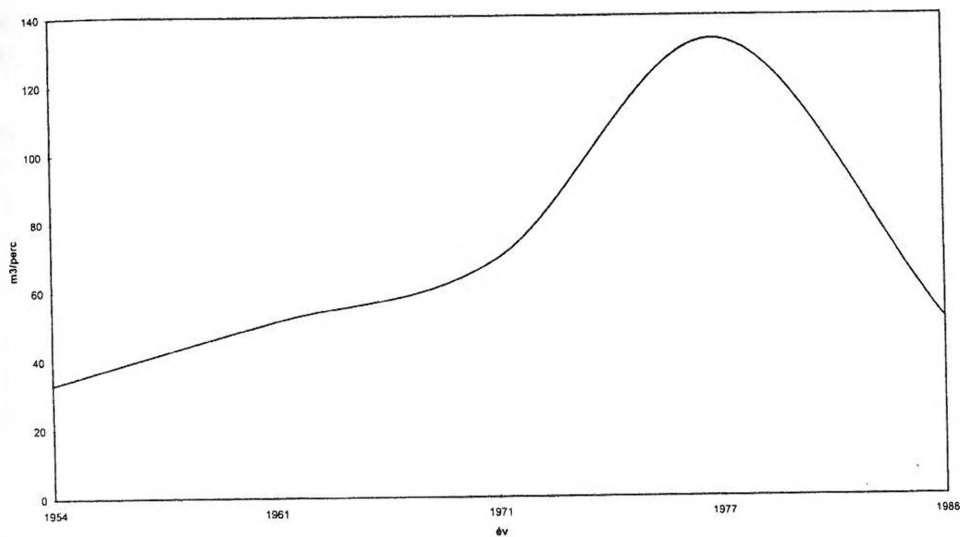
Legend: 1. mines, 2. basin

A bányavíz bebocsátások a felső szakaszon (tehát a természetes vízutánpótlástól eltérő pontokon) jelentkezve a természetes forráshozamot lényegesen meghaladó vízutánpótlást jelentettek. (4. ábra) Egy ideig ellensúlyozták a források megszűnésének hatásait, sőt, a fokozott vízszennyezést is tompították, különösen miután már lebegőanyaggal csak kis mértékben voltak szennyezettek. (Ezt a problémát a bányák ülepítőtavakkal oldotta meg, mint később még szóba kerül. Ezek létesítése előtt komoly szennyezőforrást jelentettek a bányavizek, és nagymértékben hozzájárultak az Öreg-tó feliszapolódásához.) A bányászat megszűnésével azonban ez a kompenzáció megszűnt illetve drasztikusan lecsökkent. 1985/86-ban a Tatai-medencében a bányászat megszűnt, de a bányavállalatot a vízügyi hatóság akkor még 30 m<sup>3</sup>/perc vízutánpótlásra tudta kötelezni. (Ennek indoka éppen a források elapasztása és azok hígító hatásának megszüntetése volt.) Ezt sikerült is megvalósítani, hiszen a Nagygyeházi Bányauzem ekkor termelte ki a legnagyobb vízmennyiséget (1988-as maximum). A problémát az jelentette, hogy 1989-ben ez az egység is leállította a termelést. A Nagygyeházi Bányák megszűnése után, a környezet védelmében bizonyos vízbebocsátást továbbra is fenn tartottak (GERBER P. 1990), először 42 m<sup>3</sup>/perc többlet kitermelését tervezték a XV/b aknáról (ez kimondottan vízakna volt), amelyet elvileg a természetes állapotok visszaállása, tehát a források feltöréséig kellett volna fenn tartani, ebből azonban csak 17 m<sup>3</sup>/perc valósult meg és az akna tevékenysége néhány év alatt megszűnt.

Így tehát egy olyan időszak következett, amikor a túlterhelt vízrendszer sem a források, sem a bányavizek hígító hatására nem számíthatott, ezért nagyon kiszolgáltatottá vált a környezeti (elsősorban hidrometeorológiai) feltételekre. Ezek a térségben - a korábban már említett okok (változékony csapadékmennyiség, száraz nyár, stb.) következtében - nem tették lehetővé azt a folyamatos, nagyfokú igénybevételt, amely az Által-éren a korábbi időszakban megvalósult. A korábban kialakított tározórendszer képes volt ugyan biztosítani az állandó vizet a patak mederben (ebből a szempontból tehát egyértelműen pozitívnak tekinthető megléte), ennek minőségét azonban nem tudta biztosítani.

A vízpótlás költségeit a bányavállalat, a minisztérium és a vízmű között megosztva képzelték el, azonban az előbbi kettő rövidesen kivonult a kérdés megoldásából. Jellemző, hogy 1990-ben a közeljövő annyira sötétnek tűnt, hogy különböző tervek születtek az Öreg-tó szennyezettségének csökkentésére (további bányavíz bevezetés, a szennyvíztisztítás fokozása, a tatai bányai szennyvíz tó alatti bevezetése, a haltenyésztés megszüntetése, vízfelvezetés a Dunáról, biotechnikai tórendszer). Komolyan felvetődött a korábbi vízjogosultságok felülvizsgálata. (Azonban még ekkor is újabb vízigények

merültek fel, például az Oroszlányi Erőmű 0,2 m<sup>3</sup>/s többlet vízigényt próbált érvényesíteni – mint már szó esett róla, a vízfolyás eredeti teljes hozama 1,2-1,5 m<sup>3</sup>/s volt -, ami a vízdzálkodási helyzet rendkívül feszült voltát mutatja.)



4. ábra A Galla-patak vízhozama 1954 és 1988 között  
Fig. 4 Output of the "Galla" stream between 1954 and 1988

Szennyező forrás volt még a haltenyésztés is, amely az egyébként is túlterhelt vízfolyást éppen a rekreációs-természetvédelmi hasznosításra szánt Öreg-tó térségében szennyezte (szennyezi) közvetlenül, nagyon komoly mértékben. (Az egy ideig meglévő, helyi szennyvízbevezetésekkel együtt.) Alárendelt fogyasztó volt még a mezőgazdasági öntözés is. Ez a típusú felhasználás ugyanakkor közvetlenül nem került vissza a vízrendszerbe, tehát elveszett mennyiséget jelentett. A mezőgazdaság szennyező forrásként is jelentkezett (kemikáliák, trágya).

Voltak még természetes, vagy nem bizonyíthatóan emberi tevékenység nyomán létrejött változások is.

Az egyik ilyen a felszíni lefolyás csökkenése. 1970-90 között rendkívül száraz időszak volt, az évi csapadék átlagosan 10%-kal, a téli csapadék 20%-kal csökkent, és miután a párolgás viszonylag állandó tényező, a beszivárgás és a lefolyás a fenti értékeknél jóval komolyabban mérséklődött. (Előbbi mintegy 20%-kal, utóbbira vonatkozó arány megállapítása problé-

más.) Korábban már szó esett a tórendszernek révén megnövekedett párolgásról. Az évi átlagos lefolyás értéke a területen 390 l/s-ról ( $0,39 \text{ m}^3/\text{s}$ ) 250 l/s-ra ( $0,25 \text{ m}^3/\text{s}$ ) csökkent az 1990-et megelőző 4 évizedben, a tórendszernek és a szárazságnak köszönhetően. A két tényezőt nagyon nehéz objektíven, szám szerint szétválasztani, de valószínű, hogy a felszíni lefolyásból származó vízhozam 43,5%-os csökkenésében jelentősebb volt az előbbi szerepe.

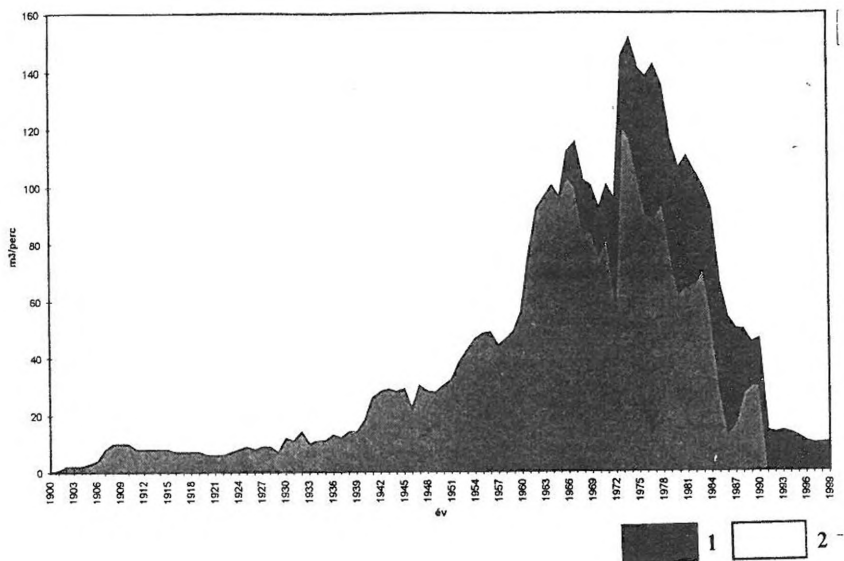
A beszívárgás nemcsak a csapadék hiánya, hanem az erdőirtások következtében is csökkenhetett, már a század elejétől fogva (*HORUSITZKY H. 1923*).

A kisvízfolyás az ország egyik legiparosodottabb térségének, mintegy 150 000 embernek a szennyvizét vette fel. Jóllehet a nagy vízfogyasztású ipar a térségben történelem (az újonnan megtelepült üzemek vízfogyasztása csekély és többnyire tisztítóművekkel is rendelkeznek), és a lakossági felhasználás is jelentősen visszaesett, az alapvető helyzet nem változott: a vízbefogadó a szennyezőforrás mértékéhez képest nagyon csekély kapacitású.

A fentebb elmondottak alapján látható, hogy az Által-ér egy természetes állapotában erősen megzavart, más típusú használatokkal nagymértékben igénybe vett és a bebocsátott szennyvízhez képest aránytalanul kis kapacitású felvevőt jelent a térség szennyvizeinek. Ezzel az adottsággal a háttérben megfelelni az Öreg-tó rekreációs igényeinek rendkívül nehéz feladatot jelent. Nehezíti az állóvíz minőségének biztosítását a jelenleg is folytatott haltenyésztés, valamint az, hogy a korábbi, főleg bányászati eredetű szennyezések a tó alján nagy vastagságban (0.4-2 m) lerakódtak, visszaoldódásuk jelenleg is tart.

## Víztermelés

A mélyebb rétegekben elhelyezkedő víz kitermelése a medence területén viszonylag régi keletű. (5. ábra) Mint ismeretes, a múlt század végén megindult és gyakorlatilag a rendszerváltásig tartó, szakadatlan ipari fejlődés rövid idő alatt olyan mértékű népesség koncentrációt hozott létre, melynek egészséges vízellátását már csak szervezeten, a felszíni, megnövekedett szennyezőforrásoktól biztonságban lévő vízbázisra alapozva lehetett megoldani. Miután a bányásztelepeken rövid idő alatt többször is tifuszbajrány tört ki, nagy valószínűséggel a fertőzött víznek köszönhetően, a MÁK Rt. (Magyar Állami Kőszénbánya Részvénytársaság) nagy beruházással, az adott kor színvonalához viszonyítva modern vízhálózatot hozott létre, a megnyitott vízaknára alapozva.

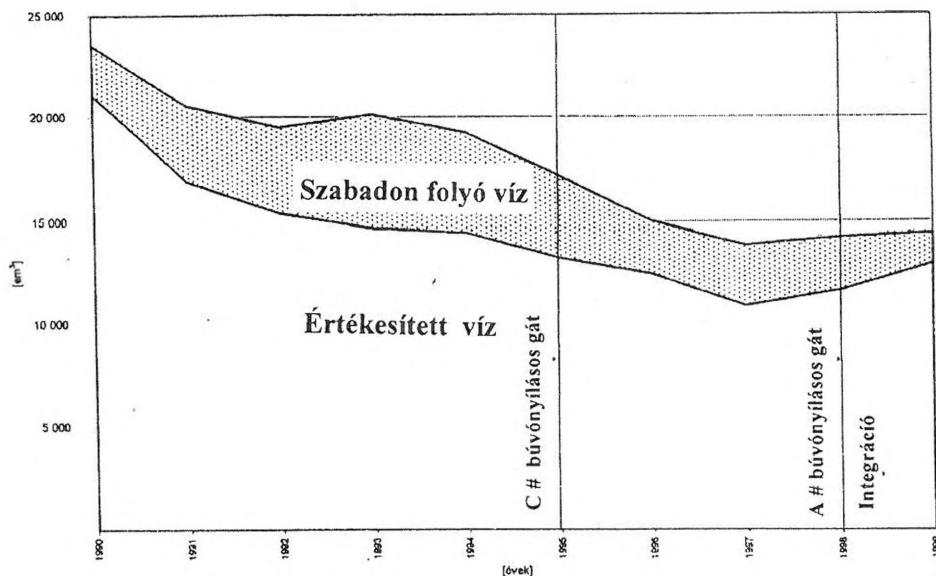


5. ábra A Tatabánya területén kitermelt víz hasznosítása  
 Jelmagyarázat: 1. hasznosított, 2. hasznosítás nélkül  
 Fig. 5 Using up of the extracted water in Tatabánya  
 Legend: 1. exploitation, 2. without exploitation

Ezek a vízkitermelő helyek többször is változtak. (1909-ben nyílt meg a IX. akna, az 1940-es évek elején a X. akna, 1950-ben a VI. akna, 1964-től XIV. akna, 1974-től XIV/a akna; 1961-68 között a VI. akna, 1965-75 között a XV. akna üzemelt víznyerőként, egy-egy vízbetörést követően.) A jelenleg is üzemelő XIV/a és XV/c aknákat az 1960-as évek elején kezdték el mélyíteni, az aktív vízvédelem (azaz a vízszintsüllyesztés) keretében, de már a korszerű vízellátás igényeinek a figyelembe vételével (tehát kezdettől fogva a lakossági ellátást célozva meg), és az évtized végén kezdték meg munkájukat. A Tatai-szénmedence utolsó bányáinak bezárása (1985) után már csak az utóbbi feladatot látták el. A bányák megszűnésével komoly, a lakossági felhasználást messze meghaladó vízkitermelést terveztek itt, a már említett forráshozam pótlás céljából (35, illetve 17 m<sup>3</sup>/perc, a leállított XV/b akna termelésének kiváltására). Ez azonban nem valósult meg, a korábban már említett okok miatt, így csaknem tíz éve minden vízkitermelés a lakossági vízellátást szolgálja. (Megemlítendő, hogy a Tatabányai-medencétől keletre, szerkezetiileg a Tatai forrásokhoz tartozó területeken még jelenleg is van bányászati célú vízemelés.)

A vízkivétel 250, illetve 200 m mélységből történik. Az utóbbi évtized során egyre inkább előtérbe került a víztakarékosság. Ennek egyik oka, hogy a lakosság fizetőképessége jelentősen csökkent és ezért a cég arra törekszik, hogy minél olcsóbbá tegye a vízkitermelést, másrészt fontossá vált a

készletekkel való jobb gazdálkodás, azok megóvása miatt. Így az elmúlt évek során korszerűbb eszközök beszerzésére került sor, melyek által a fölöslegesen kitermelt víz mennyisége nagymértékben csökkent. (6. ábra)



6. ábra A XIV/a és a XV/a aknák víztermelésének alakulása (Nagyné Cselényi Ágnes)  
Fig. 6 Water extraction of the mines number XIV/a and XV/a

Ezt szolgálják az ún. "bűvönnyilásos gátak", melyeket 1995-ben, illetve 1998 második felében építettek a két vízaknába. 1998-ra fejeződött be a két vízaknát összekötő új, regionális vezeték, amely amellett, hogy javítja az üzemelési biztonságot, szintén fokozza a gazdaságosságot, hiszen lehetővé teszi, hogy a két vízbázis szükség esetén kiegészítse, illetve kiváltsa egymást. Szintén a gazdaságosságot szolgálja, hogy 1998 júniusában a víztermelés, VBÜ (Víz Bányászati Üzem) néven az ÉDV Rt-hez került, 1999-től kezdve pedig a vízaknák melletti vízközpontokat is a cég üzemelteti.

Az ivóvízbázis védelme egy 1995-ben indult kormányprogramhoz (1995. LVII. törvény) kapcsolódik, melynek lényege, hogy a következő évtizedek várhatóan egyik legkomolyabb globális problémájának, az ivóvíz hiányának elébe menjen (HALASY K. 2000). A program a vizek általános védelmén belül az ivóvízbázisok kiemelt védelmét jelenti. Ezt a kérdést a korábbi időszakban elhanyagolták, és ennek eredményeként számos hazai objektum komoly veszélybe került.

Ezek közé tartozik a Dunántúli-középhegység karsztvize is. A nemzetközi (WHO) víznyerési követelményeknek messzemenően eleget tesz,



hiszen felszín alatti készletet jelent. Általában ezeket használják, ha csak lehetséges, a lakosság ivóvízellátásában, mert a szennyezések nehezebben jelentkeznek bennük a fedőrétegek puffer hatása miatt. Viszont a szennyeződések eltávolítása a felszín alatti vizeknél éppen emiatt a lassabb reagálás miatt jóval több időt, gyakran évtizedeket vesz igénybe. Ezeket a jelenségeket is megfigyelhetjük már a térségben (pl. Kincsesbánya). A karsztvíz a felszín alatti vizek között, geológiai okokból, különösen sérülékeny a szennyeződésekre. Ennek az az oka, hogy a nyitott karsztokon (tehát a beszivárgási területeken) szűrő hatással gyakorlatilag nem számolhatunk, és a vízvezetőképességben meglévő nagyságrendi eltérések következtében a szennyeződések igen gyorsan, és előre nem látható módon, mértékben a karsztba juthatnak.

A legjelentősebb szennyezőforrás a csatornázás nélküli vezetékes vízellátás, illetve a tisztítómű nélküli csatornázás. Ez a korábban már említett, ún. "közműolló". (A többi szennyezőforrás típus - túlzott mezőgazdasági vegyszerhasználat, állattartó telepek, nem megfelelő hulladék elhelyezés, helytelen olaj- és üzemanyag tárolás, katonai- és ipari létesítmények, bányászat - ebben az esetben gyakorlatilag nem jönnek komolyabban szóba. Ennek az az oka, hogy a települések a beszivárgási területektől viszonylag távol esnek, szemben például a Bakonnyal.) A legfontosabb feladat tehát a használt vizek tisztítása, de a beszivárgási területeken kiemelten fontos minden szennyezést elkerülni (azaz például olyan tevékenység sem kívánatos, amely tisztított szennyvizet eredményez). A vízbázisok megvédése alapvetően állami feladat, konkrét felhasználó esetén azonban az engedélyesé. Három fázisból áll: diagnosztika, biztonságba helyezés és biztonságban tartás. A vízbázisvédelem jelenlegi és távlati vízbázisokkal számol. A program egyik kiemelt helyszíne a Dunántúli-középhegység (a víztisztításra, illetve a csatornázásra vonatkozó erőfeszítéseket a következő fejezet tartalmazza), mert a távlati vízbázisok között főleg parti szűrésű kutak szerepelnek (pl.: Ormánság, Rába-köz), melyek eleve gyorsabban átengedik a szennyezést és emellett tápvizeik jelentős arányban a határokon túlról erednek, így minőségük biztosítása túlmutat az ország lehetőségein.

A vállalat jelenleg 7 város, 78 község összesen 306500 lakójának vízellátását oldja meg, 3 regionális központban (Tatabánya, Bicske és Dorog). Az első kettő kapcsolódik össze szorosabban és 235000 embert (5 város, 56 község) lát el jó minőségű ivóvízzel. Ennek a vízmennyiségnek a 3/4-ét a fent említett két akna adja, a fennmaradó részt kisebb, helyi vízforrások.

## Vízisztítás, a Tatabányai Regionális Szennyvíztisztító (és főgyűjtő rendszer)

A vízisztítás fejlesztése, hatékonyságának javítása a rendkívül kedvezőtlen adottságok miatt már korán elkezdődött. Mint már szóba került, az Által-ér völgyének, de különösen Tatabányának a szennyvízkezelési problémái nemcsak a vízfolyás csekély vízhozamából adódnak. A másik konfliktus, hogy a kisvízfolyás, nagy tisztított szennyvíz hányadával (ez a jelenlegi, csekély vízfogyasztás mellett is a vízhozam 17-20%-át jelenti éves szinten, de a nyári periódusban ennél nyilván jóval magasabb, a már említett tározók nélkül ekkor tartósan, heteken keresztül 100% körüli arány lenne jellemző), mindössze 8 km-rel Tatabánya alatt egy üdülőterületnek nyilvánított állóvizet táplál.

1966-ban fogadták el az Öreg-tó vízminőségvédelmi Regionális Tervét (miután 1965-ben üdülőterületté nyilvánították). 1969-ben döntés született, mely szerint a tó fő hasznosítási szempontja a sportolás, rekreáció lesz. (Utólag az egész koncepció furcsának tűnik, hiszen köztudott volt, hogy ipari és lakossági szempontból túlhasznált területről származik az állóvíz utánpótlása. Az elképzelés indoka a valóban festői természeti környezet és az iparvidék sűrű lakosságának rekreációs igényei voltak.) A megvalósításhoz elengedhetetlen volt a vízminőség javítása, ehhez haladéktalanul, komoly anyagi erőforrások segítségével hozzákezdtek. Ennek során megszüntették a közvetlen szennyvízbevezetéseket, a tóban lerakódott, főleg a korábbi évtized bányászati szennyezéséből eredő iszap (1,5 millió m<sup>3</sup>) felét eltávolították, csökkentették a halászatot, azt nagyrészt fokozatosan más vízfelületekre helyezték át (bár még ma is folytatnak haltenyésztést az Öreg-tóban). Az Által-ér torkolata előtt ülepítő tavakat hoztak létre (1967-69 az első fázis; Tatabánya felett, Síkvölgyön már korábban, 1960-tól kezdve szintén e célból, de itt konkrétan a bányászati zagy ülepítése miatt létesítettek hasonlókat), melyek egyrészt mechanikailag fogták fel a szennyezéseket, másrészt a növényi tápanyagot is megkötötték. A későbbiekben magasabb rendű növényeket is telepítettek az ülepítőkhöz, illetve csökkentették a pangó helyek kiterjedését.

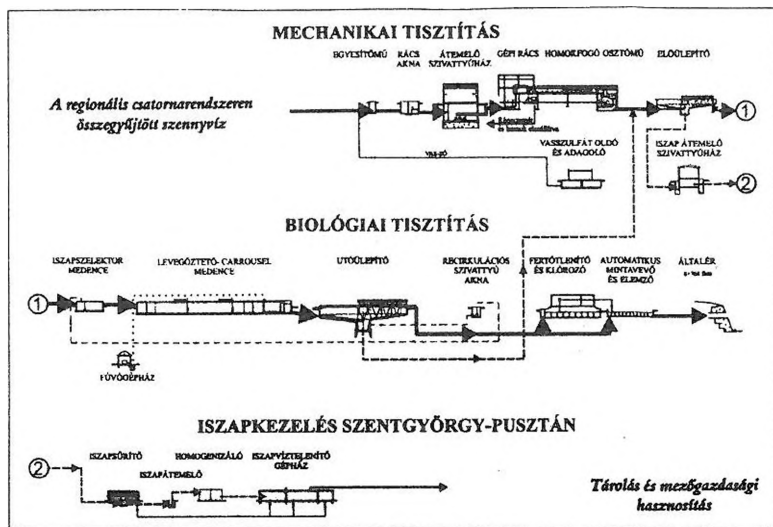
Ebbe a programba illeszkedett a tatabányai szennyvíztisztító telep korszerűsítése, bővítése.

A Tatabányai Szennyvíztisztító mű 1951 óta működött, az akkori városi tanács "*manufaktúrájaként*". Komoly kiépítése az 1950-es években kezdődött el és több fázisban, gyakorlatilag napjainkig fejlesztés alatt áll.

Kezdetben csak a város szennyvizeit tisztította, majd az 1990-es évek elejétől kezdve, csatornahálózatuk kiépülésével párhuzamosan 4 környékbeli

település is rácsatlakozott a rendszerre (Vértesszőlős, Környe, Vértessomló, Várgesztes).

Az első fázis tehát 1957-ben kezdte meg működését. Ez volt az ún. I-IV. ütem, mely "csepegtetőtestes" rendszerben, iszaprohasztással tisztította a szennyvizet. Ezt fokozatosan bővítették az igények növekedésével, majd az 1970-es évek második felében egy minőségi előrelépés következett: 1976-ban átadták az V-VI. ütemet, mely már nagy terhelhetőségű, eleveniszapos biológiai tisztítóművet jelentett, nitrifikálással, tehát az ammónia eltávolításával. Ez azonban még csak ún. "klasszikus" vagy "kisterhelésű" denitrifikálást jelentett, felületi levegőztetés mellett. Következésképpen a nitrifikálás során keletkezett nitrátok csak kis mértékben bomlottak el és így a tisztított szennyvízben jelentős koncentrációt értek el. Szintén ekkortól kezdték meg a szennyvíz foszfor tartalmának vas (II) sóval történő előkoagulációját (előülepítés előtti kicsapás), így a szerves szennyezők mellett a tápvíz (itt: a kezelés után kibocsátott szennyvíz, amely az Által-eret táplálja) foszfor tartalma is jelentősen csökkent. (Már nem érte el a határértéket.)

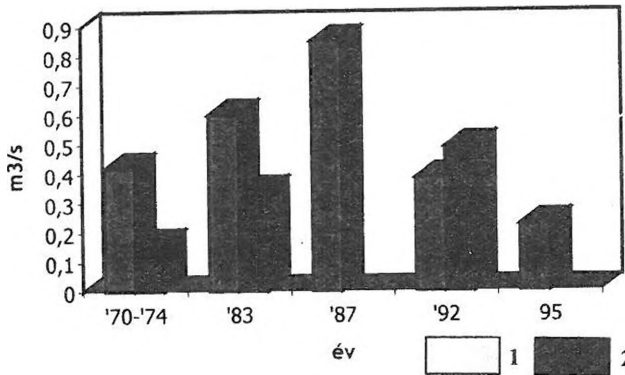


7. ábra A szennyvizkezelés vertikuma az ÉDV. Rt. Tatabányai telepén  
Fig. 7 Cleaning of the soiled water at the Waterwork of Tatabánya

Az új fázisokkal jelentkező, megnövekedett mennyiségű iszaphulladék kezelésére Szentgyörgy-pusztán, a víztisztító teleptől 4,5 km-re iszapke-

zelő létesült. Itt gravitációs úton sűrítik, víztelenítik (22-24% szárazanyag tartalom értékre) a keletkezett kevert iszapot, majd átmeneti tárolást követően a környező szántókon terítik szét (45-50 m<sup>3</sup>/nap, ezen felül 1,5 m<sup>3</sup>/ nap rácshoz).  
 A technológiai ciklus végén a tisztított szennyvíz fertőtlenítése NaOCl (hypo) segítségével történik. Ennek eredményeként szabad klór marad benne, melynek szintén meghatározott határérték alatt kell maradnia (7. ábra).

Az V-VI. ütem kapacitásbővítésének fogható fel a VII-VIII. ütem (1986-91), mely a korábbiakhoz képest nem jelentett minőségi változást a tisztítás technológiájában. Üzembe helyezésének oka a vízmű telep folyamatos túlterheltsége volt az 1975-80 közötti időszakban. A víztisztító telepnek ez az újabb fejlesztése szerencsésen egybe esett az 1990-es évek elején bekövetkezett, már említett vízgazdálkodási krízissel. Ennek eredményeként az Által-ér vízminősége a várható romlás helyett a korábbi besorolásokhoz képest kategóriákkal lett jobb, amit az is mutat, hogy foszfor szennyezettsége az Öreg-tó alatt magasabb volt, mint felette (8. és 9. ábra). A vízminőség javulásában szerepet játszott a természet is: az 1990-es évek általában csapadékosak voltak, így a felszíni lefolyás is megnőtt a korábbi évekhez képest. (A karsztba beszivárgott nagyobb vízmennyiség pedig gyorsította a források újraeledését, de ennek hatása csak később jelentkezik.) Ez a jelenség azonban nem képes minőségileg javítani a kialakult helyzeten, tartós fennállására több okból sem lehet számítani, és a csapadékos évek ellenére nyáron, csekély kivétellel, továbbra is kialakulnak súlyos vízhiányos periódusok.

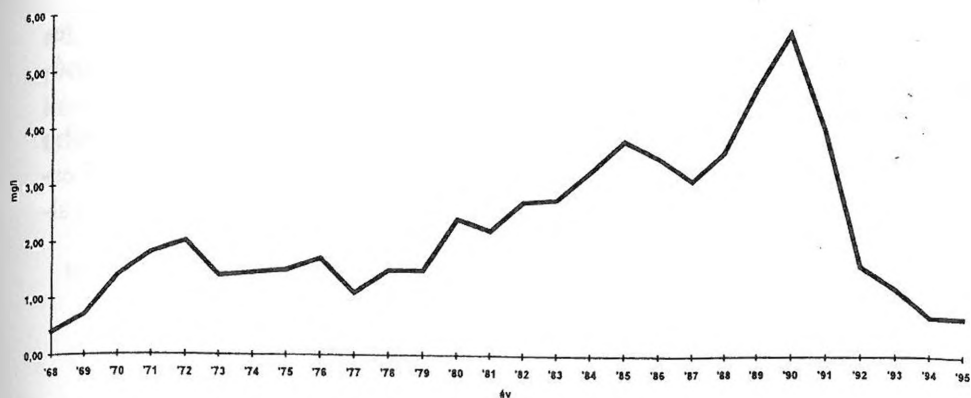


8. ábra A bebocsátott szennyvíz és a víztisztító kapacitás alakulása az Által-ér vízgyűjtőjén

1. bebocsátott szennyvíz, 2. biológiai szennyvíztisztító kapacitás

Fig. 8 Quantity of the soiled water output and the cleaning capacity on the catchment of the „Által-ér”

Legend: 1. infiltration waste water, 2. biological waste water purgative capacity



9. ábra A foszfát (ortofoszfát) szennyezettség alakulása az Által-éren, Tatabánya alatt (Vértesszőlős)  
 Fig. 9 Concentration of the phosphate in the "Által-ér" stream under Tatabánya

A szennyvíz tisztításának még hatékonyabbá tétele, az Öreg-tó vízminőségének további javítása, illetve az EU-hoz való csatlakozásra történő felkészülés hívta életre a szennyvíztisztító mű korszerűsítését (1997-2000). Ennek lényege, hogy a szerves anyag és a foszfor mellett a nitrátot is eltávolítsák a szennyvízből, amely baktériumok hatására nitrogén gázként távozik a rendszerből. (Azaz a denitrifikálás a teljes rendszerre kiterjedjen, mert eddig csak az V-VI. ütem egy része volt rá képes.) A beruházás során mélylevegőztetés váltotta fel a korábbi, felületi levegőztetést, egy új utóülepítő épült, korszerűsítették az iszapkezelést, az irányító-ellenőrző rendszert (utóbbi automatikus). Az új ütem 24000 m<sup>3</sup>/nap terhelhetőségű. (Jelenleg Tatabánya 12000 m<sup>3</sup>/nap, az egész Által-ér völgy 22000-23000 m<sup>3</sup>/nap vizet használ fel, a jelen körülmények között tehát a tisztítómű elméletileg, csak a tisztítandó szennyvíz mennyiségét tekintve az egész vízgyűjtőt el tudná látni. Ez azonban, később részletezett okok miatt, most sincs így, távlatilag pedig a vízfogyasztás kis mértékű növekedése várható. Ezért, valamint a szennyvíz szállításának már említett nehézsége miatt a nagyobb távolságban lévő kistelepülések – például Bokod, Dad - önkormányzata saját tisztítóművet alakított ki.) A beruházás költségei meghaladták az 1,5 milliárd forintot. A terhelés nagyságát tulajdonképpen szennyezőanyagokra adták meg, hiszen a befolyó, tisztításra váró szennyvíz mennyisége nem dönti el egyértelműen a terhelés nagyságát, a szennyezettség abszolút értékét a vízhozam és a koncentráció szorzata adja meg. (Ebben az esetben éppen az a jellemző, hogy a viszonylag kis vízfogyasztás nagy szennyezettséggel párosul. Ez az oka annak, hogy a tisztítandó vízmennyiség alapján a telep kapacitásának elméletileg csak mintegy fele, valójában 75-80%-a kerül kihasználásra. A vízfogyasztás jelenlegi

mértékében várhatóan még hosszú ideig nem lesz lényeges változás. A jelenlegi szennyezettséggel számolva 110000 ember szennyvizének biztonságos kezelésére képes.)

Az elfolyó tisztított szennyvíz minőségére előírt szabvány szigorúbb az EU határértékeknél, a rendszeres és a NAT (Nemzeti Akkreditálási Tesztület) által akkreditált belső labor mérései pedig ennek is csak töredékeit (általában 25-30%-át) mutatják ki benne.

1. táblázat  
Table 1.

*A kifolyó szennyvíz jelenlegi határértékei Tatabányán  
Present values of the cleaned soiled water at the Waterwork of Tatabánya*

adott paraméter	határérték (mg/l)
KOI (Kémiai oxigénigény)	75
BOI (Biológiai oxigénigény)	25
NH <sub>4</sub> -N	5
Összes N	15
Összes P	1
SZOE (Szerves oldószer extrakt)	5
Összes lebegőanyag	50

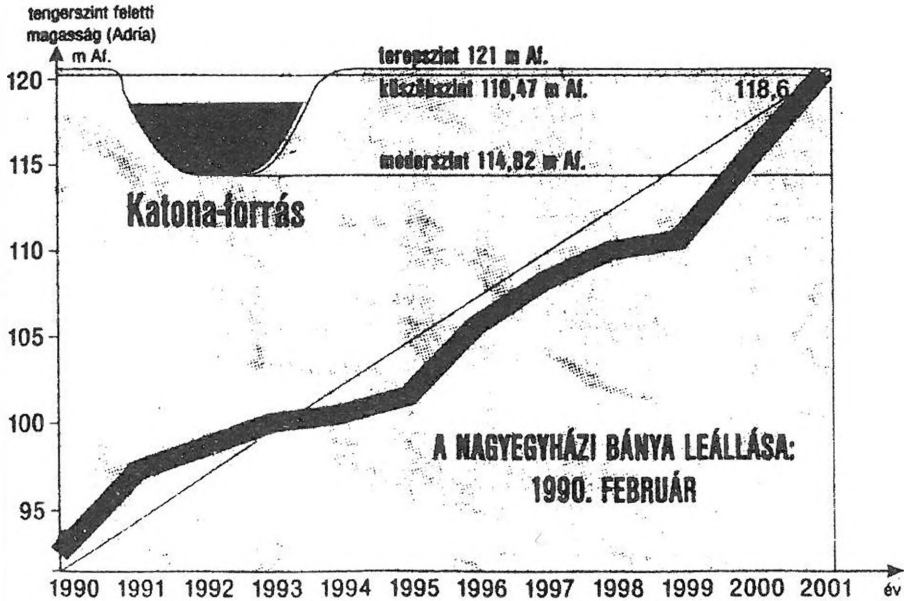
Az elmúlt évtized során a környezet még nem, vagy csak részben csatornázott helységeiben is megoldódott a csatornázás problémája. Ez azért fontos, mert néhány hegyvidéki, hegylábi település közel helyezkedik el a karsztos vízgyűjtőkhöz. Így mára a nagy hatékonyságú tisztítás gyakorlatilag teljes csatornázottság mellett valósul meg, védve ezzel a vízbázist és a befogadót is.

### Eredmények, jövőbeli problémák

A korábbiakból látható, hogy a kedvezőtlen környezeti feltételek ellenére a vállalat – komoly erőfeszítésekkel, részben állami segítséggel - meg tudott felelni a kihívásoknak. A jelenlegi vízkezelési, vízgazdálkodási módszerek teljes mértékben megfelelnek az EU szigorú követelményeinek, és hosszú távon biztosítják egyrészt a karsztvíz minőségét, ésszerű mennyiségi felhasználását, másrészt az Öreg-tó további szennyezésének elkerülését. A vállalat 2000-ben megszerezte az ISO 9001 minősítést. (A belső labor a NAT akkreditációt már csaknem egy évtizede elnyerte.)

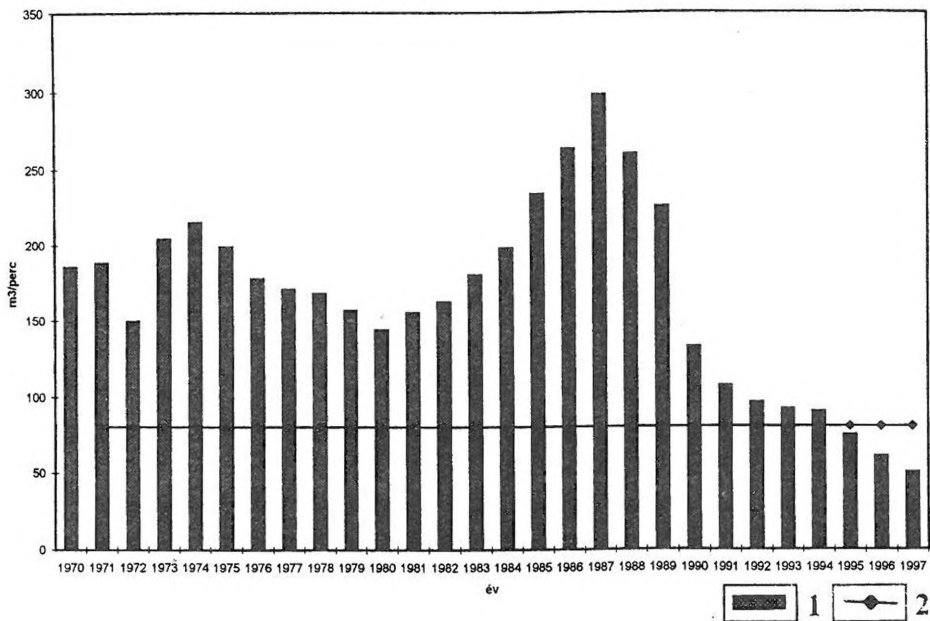
Ahogy azonban a korábbi évtizedekben is gyors változásokra (forráshozamok, majd a bányavíz elmaradása) kellett megfelelő válaszokat adni, úgy most is ez várható. Az elmúlt 10 évben ugyanis a főkarsztvíz szintje olyan mértékben emelkedett, hogy a nagyon közeli jövőben várható a Fényes-forráscsoport felfakadása. (Ennek legalacsonyabban elhelyezkedő tagja,

a Katona-forrás ezév, 2001 májusában feltört, 10. ábra). Az ezzel kapcsolatos problémák (vizesedés, szennyeződések bemosódása, stb.) és azok megoldása képezi a közeljövő egyik nagy kihívását, és ez szintén nem oldható meg saját erőből, állami segítség nélkül.



10. ábra A karsztvízszint emelkedése és a legalacsonyabban elhelyezkedő forrás szintje Tata térségében (Fürst Ádám)  
 Fig. 10 Increasing of the level of the karstic water and the level of the lowest spring at Tata (Fürst Ádám)

A vízszint emelkedésével, illetve a források újraéledésével kapcsolatos prognózisoknak azonban óvatosaknak kell lenniük. Ennek egyik oka az éves beszivárgások korábban nem tapasztalt, nagy mértékű ingadozása, másrészt a vízgyűjtőn most is fennálló, a források eredeti hozamának nagyobbik felét kitevő vízkitermelés, amely éppen az egykori felfakadásokhoz közeli területeken történik (11. ábra). Főleg az utóbbi oknak a következménye, hogy jöhet legkésőbb 2000-re várta a legtöbb előrejelzés az első források feltörését, ez, az átlagosnál lényegesen nagyobb beszivárgásokat felmutató évtizedet követően is csak most következett be. Az első forrásfelfakadás ellenére a Fényes csoport tartós, jelentős vízhozamára valószínűleg még éveket kell várni, a teljes Tatai forrásrendszer újjáéledése pedig a jelenlegi vízkitermelés mellett nem valószínű.



11. ábra Vízkitermelés a Tatai források vízgyűjtőjén és valószínű eredeti átlaghozamuk  
 Jelmagyarázat: 1. vízkitermelés, 2. eredeti forráshozam

Fig. 11 Water extraction at the infiltration area of the Tata springs and probable original output of those  
 Legend: 1. water exploitation, 2. original water runoff

## IRODALOM

- GERBER P. (1989): A Tatabányai Bányák karsztvízkiemelésének alakulása és hatása a környezet nyugalmi vízszintjére - Tatabánya
- HALASY K. (2000): Felszín alatti vízbázisok védelme - Hidrológiai Tájékoztató, p. 24-26.
- HORUSITZKY H. (1923): Tata és Tóváros hévforrásainak hidrogeológiája és közgazdasági jövője - A Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve, XXV. kötet, 3. Budapest
- MOLNÁR K.-TEVANNÉ BARTALIS É. (1981): A vízminőség védelem területi teendői a tatai modellterületen, különös tekintettel a tatai Nagy-tó vizének szennyeződésére - Földrajzi Közlemények, p. 205-217.
- PÉCZELY GY. (1972): Rövid idő alatti maximális csapadékok Magyarország területén - Időjárás 76, p. 320-325.
- PÉCZELI GY. (1987): Éghajlat - In: Pécsi M. (szerk.): A Dunántúli-középhegység A., Akadémia Kiadó, Budapest
- PÉCSI M. (1989) - Magyarország nemzeti atlasza - Kartográfiai Vállalat, Budapest.
- SÁRVÁRY I. (1990): Előzetes szakértői vélemény az Által-ér vízminőség javítása tárgyában - VITUKI



## A NYUGATI-MECSEK FELSZÍNI KARSZTOSODÁSÁNAK KÉRDÉSEI

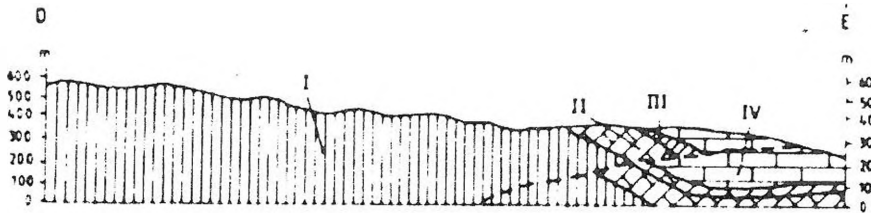
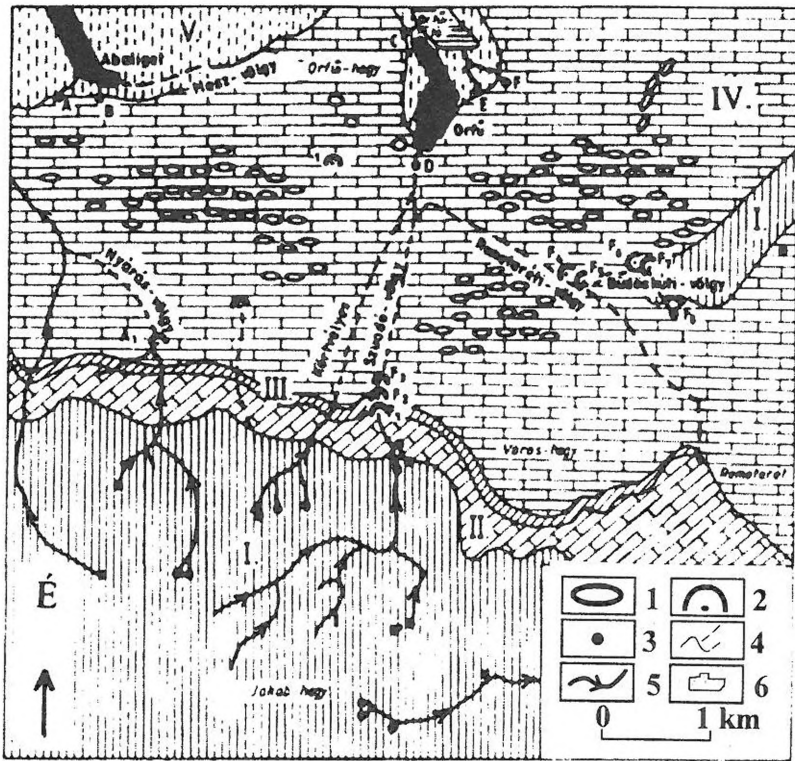
HEVESI ATTILA

Miskolci Egyetem 3515 Miskolc Egyetemváros

*Abstract: The study covers a 30 km<sup>2</sup> area in the NW part of the Mecsek karst region characterized with middle Triassic limestone with a loess or loess-like sediment cap. From a geomorphologic point of view, this area represents a two level karst plateau on a mountain edge location. An abrasional terrace from the middle Miocene and a Pannonian surface can be distinguished. The pleistocene loess cover appears only on the forested area. This loess is leached. Limestone outcrops appear only on a few spots. The karst of the western Mecsek region is classified as alloigenous kryptokarst. In my study carried out in 1991, I have classified this region into the Aggtelek type class. The most characteristic features of the area are the epigenetic valleys and the aligned sinkholes on the bottom of these valleys. Although the density of the sinkholes is very high in the 300-400 meters elevation of W Mecsek, namely 73-80/km<sup>2</sup>, the majority of the sinkholes are not on the valley bottom. No significant difference has been found between the size of sinkholes in near mountain top position or valley bottom position. The fresh sinkholes with a diameter of 1.5-2 meters and depth of 0.5-1 meter can be found in both positions (mountain top and valley bottom). The higher density of sinkholes is characteristic mainly for the areas with loess cover. It is not clear yet, that in what extent were the locations of the sinkholes developed on prepleistocene limestone surfaces under the loess, were predetermined by the karst features of the limestone. There is chance that those surface features of the limestone could be the results of a karstification which occurred between the Eocene and mid Miocene and later from the Badenien to the Pannonian. Until recently, proves for such an old karst formation have not been found. However, the karstification of Triassic limestone has been continuous even under the loess.*

### Bevezetés

A Mecsek Ny-i szárnyának É-i fele kb. 30 km<sup>2</sup> területű karsztvidék. Alapközei középső-triász (anizusi-ladini) mészkövek (CHIKÁN G.-CHIKÁN G-né-KÓKAI A. 1984; 1. ábra). E jól karsztosodó mészkőfeleségek javát D-ről É felé 4-6m-re vastagodó, negyedidőszaki lösz fűdi (VÁRSZEGI K. 1970). E löszből származó fedőréteg ilyen vastagságban, ekkora területen és ilyen arányban Magyarország többi karsztvidékein – függetlenül attól, hogy aggteleki vagy Bakony-erdő jellegű (HEVESI A. 1991) mészkőtérszínről van szó, nem fordul elő.



1. ábra. A Nyugati-Mecsek fedetlen földtani térképe a víznyelők és a források feltüntetésével és É-D irányú földtani szelvénye a Jakab-hegy és a Mész-völgy között [a MÁFI 1:10 000-es (1970) és 1:200 000-es (1965) földtani térképsorozatait, valamint BARTA K.-TARNAI T. (1997) nyomán.

Jelmagyarázat: I-késő perm-koratriász homok- és kavicskő, aleurolit; II-rosszul karstosodó triász mészkövek; III-„határdolomit”(triász); IV- jól karstosodó középső triász mészkövek; V- harmad és negyedidőszaki üledékek A-F-hegységperemi karstforrások (A-Abaligeti-barlang, F-Vizfő-forrás), A<sub>1</sub>-Viganvári-nyelő, C<sub>1</sub>-Gubacsos-nyelő, F<sub>1-3</sub>-Szuadó-völgyi-nyelők, F<sub>4-5</sub>-Száraskúti-nyelők, F<sub>6-7</sub>-Büdöskúti-nyelők, F<sub>8</sub>-Büdöskút, 1. töbörmező, 2. víznyelő, 3. forrás, 4. időszakos vízfolyás, 5. állandó vízfolyás, 6. település

Fig. 1. Geological map of the western Mecsek with the sinkholes and springs and its profile between the Jakab Hill and Remeterét Valley (after the geological map series of the MÁFI)

Legends: I- late permian-early triassic sandstone, conglomerate, aleurolite; II-Limestone with poor karst processes; III-„border dolomite”; IV-limestone with intensive karst processes (middle triassic); V-young sediments; A-F-karst springs at the foot of the mountain (A-Abaliget Cave, F-Vizfő Spring), A<sub>1</sub>-Viganvár Sinkhole, C<sub>1</sub>-Gubacsos Sinkhole, F<sub>1-3</sub>-Szuadó Valley's Sinkholes, F<sub>4-5</sub>-Száraskút Sinkholes, F<sub>6-7</sub>-Büdöskút Sinkholes, F<sub>8</sub>-Büdöskút Spring 1. field of dolinas, 2. sinkhole, 3. spring, 4. creek, 5. brook, 6. village

Helyzetét tekintve a Nyugati-Mecsek É-i fele kétszintű, 300-500 m tszf-i magasságú hegységperemi karsztfennsík (HEVESI A. 1991). A két szint felszínalaktani alapja egy-egy széles hullámverési párkány (abráziós terasz, LOVÁSZ GY. 1971). Az idősebb a középső-miocénban, a fiatalabb a pannon korszakban keletkezett. E hullámverési síkokat takarta be vastagon a negyedidőszak jégkorszakaiban a hullóporos üledékekből képződött –később kilúgozott, mésztelen - lösz.<sup>1</sup> Az É felé vastagodó lösztakaró napjainkra csaknem teljes egészében meszevesztett vályogköpennyé alakult. A föntírt mészkőösszletek nagyobb foltokban csak D-en, a Nyugati-Mecsek főgerincét fölépítő kora-triász időszaki pala- és homokkő, ill. a középső-triász mészkő érintkezési sávjában, valamint a Nyugati-Mecseket É-on határoló vetősvá peremlépcsőin és K-en, a Nagy-Mély-völgy térségében vannak felszínén. Ezeken kívül csupán a magasabban fekvő triász agyagpala és homokkő-sávokról induló (víznyelőkben végződő) bűvópatakos vakvölgyek végének talpán, meredekebb oldalain és néhány szurdokszerű völgyszakaszban, valamint a Nagy-Mély-völgy rendszerében bukkannak napvilágra.

### A karszt néhány jellegzetessége

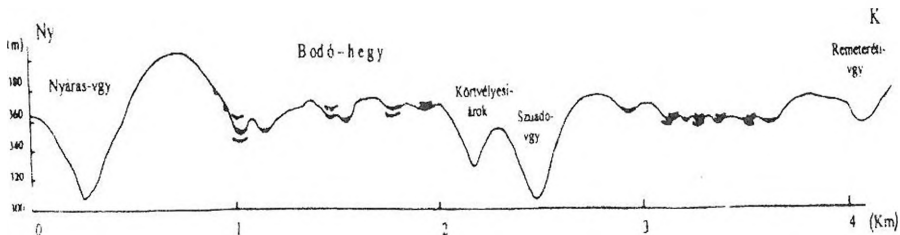
Míndezek figyelembevételével megállapítható, hogy a Nyugati-Mecsek sajátos, eltemetett és éppen csak kihantolódóban lévő nemönálló (allogén) karszt. Java ennek rejtett karsztváltozata (lásd később). Minthogy felszínének jelentős hányadát a nem karsztos kőzetek felől érkező átöröklött völgyek és ezek néhány oldalvölgye tagolják, leginkább az „aggteleki jellegű” karsztokhoz hasonlít, s magam is ezekhez soroltam (HEVESI A. 1989, 1991), bár nagyobb részét már akkor is rejtett nemönálló karsztként értelmeztem (HEVESI A. 1991).

Az említett „besorolás” után azonban a nyugat-mecseki karsztnak néhány olyan fontos tulajdonságát kell elemezni, jellemezni és kiemelni, amely lényegesen eltér az aggteleki jellegű karsztokétól.

A nyugat-mecseki karszt átlagos tszf-i magassága a Bükk és a Gömör-Tornai-karszthez képest lényegesen kisebb, csak 220-530 m. Ennek következtében sehol sem hordozza a Nyugati-Mecsek legmagasabb hegytetőit, igazi „hegységperemi karszt”. Míg a Bükkben és a Gömör-Tornai-karszton a tetőközeli, ún. függő töbrök és a völgytalpi soros töbrök méret, alak és kor

<sup>1</sup> Egy, az Abaliget D-i szomszédságából, az 1981-1984-es 1:10.000 léptékű térkép szerint, a Bodó-hegyről vett minta Mádai Ferenc, a Miskolci Egyetem Ásvány- és Kőzettani Tanszékének elemzése szerint szemcseösszetételét tekintve jellegzetes lösz, ásványi összetétele szintén löszre vall, kivéve, hogy  $\text{CaCO}_3$ -at nem tartalmaz. Vizsgálataiért e helyen is köszönetet mondok.

tekintetében egyaránt jellemzően különböznek egymástól, a Nyugati-Mecsekben ez nem így van:



2. ábra: Ny-K irányú keresztmetszet a Nyáras és a Remeteréti-völgy között a Bodó-hegyen át Abaligettől D-re. A metszet jól szemlélteti, hogy a Remeteréti-völgy, eredeti vízgyűjtőterülete D-i részének elvesztése után kevésbé mélyült, mint átöröklött völgytársai és, hogy a völgyközi-hátak töbréi és az átöröklött völgyek fenékszintjei között jelentős magasságkülönbség van.

Fig. 2.: W-E crosssection between Nyáras and Remeterét Valleys through Bodó-Mt., south of Abaliget. The crosssection shows, that the depth of Remeterét Valley is smaller than the other epigenetic valleys, and that big height difference between the sink holes of interfluvial ridges and the bottom of epigenetic valleys.

1. Kifejezetten gyakoriak az olyan, sorba nem rendeződött töbrök, töbrócsoportok, amelyek helyzetük alapján nem igazán sorolhatók sem a tetőközeli, sem a völgyi soros töbrök közé. Ilyen a Nyáras-völgy és a Körvélyesi-árok, a Szuadó- és a Remeteréti völgy, ill. az utóbbi és a Zsidó-völgy közötti háta mélyülő töbrök döntő többsége (2, 3. ábra).
2. A tetőközeli (függő) töbrök jelentős hányadának átmérője általában nem nagyobb mint a völgytalpi soros töbröké, sőt számos esetben lényegesen kisebb.
3. A tetőközeli töbrök oldallejtői gyakran meredek, átmérőjükhöz viszonyított mélységük korántsem olyan kicsi, mint a Bükkben vagy a Gömör-Tornai-karszton.
4. Helyenként a tetőközeli töbrök is sorba rendeződnek(!), mint pl. a Zsidó-völgy bal oldala fölött, a Hosszú-cserhez (403,5m) DNy-ről csatlakozó völgyközihát keskeny, lapos „gerincén”.
5. Abaliget D-i szomszédságától K-felé a Zsidó-völgyig mintegy 11 km<sup>2</sup>-nyi területen négyzetkilométerenként 39-137(!) különböző fejlettségű, (korú?) és méretű töbrő és töbrökzdemény fordul elő, ami átlag 73,4/km<sup>2</sup>-es töbrősűrűség! Ilyen nagy sűrűség ekkora területen sem a Bükkben, sem a Gömör-Tornai-karszton nincs!<sup>2</sup>

<sup>2</sup> Terepbejárás tapasztalataim szerint a valóságban a töbrősűrűség e 11 km<sup>2</sup>-en lényegesen nagyobb annál, ami az 1:10.000-es léptékű térképről leolvasható: legalább 50-150/km<sup>2</sup>.



3. ábra: Az abaligeti Bodó-hegy és Domokos Felszínalaktani térképvázlata  
 Jelmagyarázat: 1. völgyközi hát tetője (tszf–i.m.: 400-420 m), 2. völgyközi hát tetője (tszf–i.m.: 310-325), 3. völgyközi hát pihenője, pihenőszerű lankás lejtő (szintvonalak rajta 5 méterenként), 4. nyereg, 5. töbröközi nyereg, 6. völgy, völgszerű mélyedés, 7. töbr, 8. töbrszerű karsztbodyor, 9. töbrkezdemény, 10. csúszásnyelv, 11. hordalékkúp

Fig. 3.: Geomorphological scathmap of Mt. Bodó and Domokos (Abaliget)

Legend: 1. top of interfluvial ridge (asl.: 400-420 m), 2. top of interfluvial ridge (asl.: 310-325 m), 3. resting mild slope of interfluvial ridge, 4. cole, 5. cole between doline, 6. valley, valley like depression, 7. doline, 8. doline like karst depression, 9. initiative of doline, 10. tongue of landslide, 11. alluvial cone

6. A töbrök között, méreteiktől és helyzetüktől függetlenül(!), viszonylag kevés az olyan, amelynek alján előbukkan a mészkő.

7. A völgyi többsorok tagjairól több esetben nem állítható, hogy a völgyfőhöz közeledve fiatalodnak, tehát fejletlenebbek. A Stiglicfogó Ny-i részéről, a Castrum közeléből a Büdösvíz forrása felé induló völgy fejében pl. lényegesen fejlettebb, 50-80 m átmérőjű töbrök ülnek, míg néhány száz méterrel lejjebb, a völgytalpa és a völgyoldalakra is apró, alig néhány méteres töbörkezdemények mélyülnek rövid sorokban vagy szétszórva.

8. Hasonló töbörkezdemények a völgytalpak közelében és a völgyoldalak lejtőinek felső részén, sőt a völgyközi hátakon, tetőközelen is előfordulnak. Néhány közülük annyira friss, hogy egy-két évtizede még nem létezett; lehetséges, hogy mások viszont néhány évtized alatt eltűnnek, föltöltődnek.

9. Az említett nagy töbör- és töbörkezdemény sűrűségű terület több(5-6) völgy-, völgyfőszerű süllyedékebe szabálytalan alakú, valószínűleg néhány töbör összeolvásával létrejött „*többrészes karsztbugyor*” mélyül; nagyobb átmérőjük 150-230 m, s bennük az időszakos vízfolyások jelenleg is mélybe-fejeződnek.

10. Mindezekhez hozzá kell tenni, hogy a felszíni karsztformák közül ördög-szántással (karral) a Nagy-Mély-völgytől Ny-ra legfőljebb elvélve találkozzunk, a mészkő többnyire láthatatlan, és a valódi mérsékelt öv mészkő-karsztjainak jellemző talaja, a rendzina alig-alig fordul elő.

Joggal fölvehető tehát, hogy valóban aggteleki-jellegű-e a Nyugati-Mecsek karsztja; ha nem, akkor milyen, s ha igen, annak melyik változata. E kérdések tisztázása érdekében szükséges röviden összefoglalni a térség földtörténetének főbb állomásait.

### A karszt fejlődéstörténeti vázlata

A forró, nedves éghajlaton képződött kúp-karszt formáknak a középső-triász mészköveken nincs nyoma. Az óharmadidőszaki üledékek hiányából leginkább arra következtethetünk, hogy a Nyugati-Mecsek az eocénban és az oligocénban, sőt egészen a középső-miocénig többnyire szárazulat volt. Mészkőtömegei tehát ezen idő alatt a felszínen és a felszín alatt karsztosodhattak. SZABÓ P. Z. (1956) kitűnő formaérzékkel valló föltételezése, hogy a széles, laposfenekű, D-i felében jórészt mészkőtövekkel közrefogott Orfűi-völgy kréta-óharmadidőszaki polje utódja. Ettől eltekintve a Nyugati-Mecsek ez időszakából föltételezhető felszíni karsztformáit az előrenyomuló középső-miocén tenger semmisíthette meg, majd esetleges maradványait üledékével befödte. A tenger visszahúzódását követően a Nyugati-Mecsek mészkőtömegei eltemetett karsztként váltak ismét szárazulattá, felszínén a szarmatától a pannonig főleg kihantoló folyamatok játszódhattak le. Vagyis részben fedett, részben nyílt vegyes karszttá alakulhatott. Alacsonyabb, É-i felét

ezután elborította a pannon tenger és üledékeivel ott szinte „megfoltozta az elrongyolódott középső-miocén fedőtakarót” (HEVESI A. 1991).

Korábban úgy véltem, hogy a Nyugati-Mecsekben az idősebb (középső-miocén) és magasabb hullámverési síkon az újharmad-negyvedidőszaki karsztosodás a szarmatától, a fiatalabb (pannon) és alacsonyabb szinten a pliocéntól napjainkig folyamatos (HEVESI A. 1991).

Úgy tűnik azonban, hogy a jégkorszakokban lejátszódó löszképződés miatt az újharmad-negyvedidőszaki karsztosodás folyamata ha nem is szakadt meg, de lényegesen és sajátosan módosult. A jelenlegi felszíni karsztformák kialakulásának kutatásakor néhány alapvető dolgot kell tisztáznunk.

- Milyen felszíni formakincse lehetett a Nyugati-Mecsek mészkötérszíneinek a jégkori löszképződések előtt? (1.)

- Hogyan alakult tovább ez az újharmadidőszak végi formakincs a lösztakaró alatt? (2.)

- Mennyiben határozta és határozza meg az újharmadidőszaki formakincs a lösz(vályog) és a vele elfedett mészkötömegek karsztosodását? (3.)

1. Közvetlenül a jégkor (pleisztocén) előtt a Nyugati-Mecsek mészkötömege részben nyílt, részben fedett vegyes nemönálló karszt lehetett, D-i szegélyén esetleg már néhány karsztperemi víznyelőben végződő búpópatakos vakvölgygel. Ahol középső-miocén, ill. pannon tengeri üledékek fődtek, felszínén - az éghajlatváltozásoktól függő sebességgel - völgyképződés történhetett. A hegység főgerincének (Jakab-hegy) nemkarsztos közeteiről É-nak tartó völgyek a még fedett karsztos részeken tovább folytatódhattak. A kihantolt karsztfelszíneken ördögszántás- és oldásos-töbör képződés játszódhatott le. SZABÓ P. Z. (1968) a Nyugati-Mecsek nagyméretű töbreinek képződését az óharmadidőszakba vezette vissza. Azt, hogy a nemkarsztos tengeri üledékeken kialakult völgyek átöröklődése a mészkőfelszínre megkezdődhetett-e, majd átválthatott-e völgytalpi víznyelő-töbör képződésbe, nehéz eldönteni. Minthogy a karszttömeg tszf-i magassága és karsztvízszint mélysége a mainál kisebb volt, a völgyátöröklés föltételei - természetesen a fedőüledékek vastagságától és minőségétől is függően - minden bizonnyal adottak voltak. Völgytalpi víznyelő-töbör-sorok kialakulásával - a már említett kis mélységben húzódó karsztvíztükör miatt - kevésbé számolhatunk.

2. A jégkorszakok hulló porából képződött lösz a Nyugati-Mecsek részben kihantolt, részben fedett nyílt vegyes karsztját teljesen befödte, vagyis teljes egészében rejtett vegyes nemönálló karszttá változtatta. A lösz alá rejtett karszt további sorsának vizsgálatakor figyelembe kell venni, hogy a lösz nemcsak vízáteresztő, hanem bizonyos mértékig karsztosodó kőzet is. Amíg mésztartalma el nem fogy, a rajta átszivárgó csapadékvíz a lösz mesztét oldja és az az alatta lévő mészkötömeget kalciumkarbonátra nézve telítetten éri

el. Vagyis az eltemetett mészkőtelegek karsztjának továbbfejlődése átmenetileg megáll; ez idő alatt a lösz karsztosodik!

3. A Nyugati-Mecsek karsztjának mai felszíni formakincsét különböző helyzetű töbrök, töbrözdemények, néhány nagy, hosszú nemkarsztos kőzetekről érkező „átmenő” völgy – Virágos- Nyáras-völgy, Körtvélyesi-árok, Szuadó(Orfői-patak)- Remeteréti-völgy<sup>3</sup>, a Nagy-Mély-völgy karsztos kőzetekről induló forráságai – (Zsidó- és Meleg-mányi-völgy), a Lámpás-völgy ugyancsak karsztos kőzetekről induló, s egyben legészaknyugatibb forrása, valamint széles, lapos völgyközi-hátak határozzák meg. A völgyhálózat föltűnő sajátossága, hogy a Lámpás-völgy legészaknyugatibb forráságát kivéve valamennyi fővölgy a Mecsek ÉNy, É-i előtere felé hagyja el a hegységet. Az átmenő völgyek jellemző vonása, hogy az általuk átszelt karsztos térszinek felől szinte egyetlen jelentős oldalvölgyet sem kapnak. Ugyanekkor a Nyáras- és a Szuadó-, valamint a Szuadó- és a Zsidó-völgy közötti széles, lapos hátakon a legnagyobb a töborsűrűség (2, 3. ábra). Ezzel szemben a Nagy-Mély-völgybe torkolló karsztos kőzetekről „eredő” Zsidó- és Meleg-mányi-völgyhez több jelentékeny oldalvölgy csatlakozik, az ide „tartozó” völgyközi hátakon viszont a töborsűrűség kicsi.

## Összefoglalás

Az így összefoglalt domborzati–felszínalaktani viszonyokból valószínűsíteni lehet, hogy a nemkarsztos kőzetekről érkező „átmenő” völgyek a löszképződés, tehát a jégkor (pleisztocén) előtt már léteztek, s a jégkorszakok szitáló porának rájuk hulló részét elszállították. Oldalvölgytelenségük azt sugallja, hogy a pliocénban már mindenképpen kihantolt mészkőtérszíneket szeltek át, amelyeken a völgyképződés föltételei alig voltak meg (3. ábra).

Arra a fő kérdésre, hogy a mai fejlettebb, 20-80 m átmérőjű töbrök kialakulási helyét a későmiocén–pliocén felszín föltételezett töbrei előre jelezték-e, egyelőre nem tudok határozott választ adni. Tény, hogy a mésztelenné kilügződött löszköpeny vízáteresztő maradt, ami a felszíni völgyesedés számára kevésbé kedvez. Tény továbbá az is, hogy e löszköpeny már nem akadályozza, hanem a rajta kialakult fejlett erdő- és talajtakaró révén inkább elősegíti az általa eltakart mészkőtelegek rejtett karsztosodását. Végezetül pedig figyelemre méltó tény, hogy azokon a magasabb térszíneken, ahol a lösz (átmosott lösz) elvékonyodik és a triász mészkövek kisebb-nagyobb foltokban felszínre bukkannak, így pl. Sas- és a Vörös-hegyen (440-520 m)

<sup>3</sup> BARTA K. és TARNAI T. (1997) fölvetéséhez, amely szerint a Remeteréti-völgy nemkarsztos vízgyűtőterületét a Macsek-alja D-i előterének süllyedése következtében „egyre nagyobb mértékben hátravágódó Kis-Mély-völgy hódította el” magam is csatlakozom.



töbörrel csak elvétve találkozunk. Ezért a Nyugati-Mecsek karsztjába mélyülő töbrök jelentős hányada valószínűleg inkább utánrogyással jött létre, s víznyelő szerepük, kialakulásukat tekintve nem elsődleges.

## IRODALOM

*BARTA K. – TARNAI T.* (1997) Karszt kutatás az orfői Vízfő-forrás vízgyűjtő területén. - Karszt és Barlang, 1997, I-II.f. p. 12-19.

*CHIKÁN G. – CHIKÁN G.-né – KÓKAI A.* (1984) A Nyugati-Mecsek földtani térképe. - Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest

*HEVESI A.* (1989) Development and Evolution Karst Region in Hungary - Karszt és Barlang, Special Issue, p. 3-16.

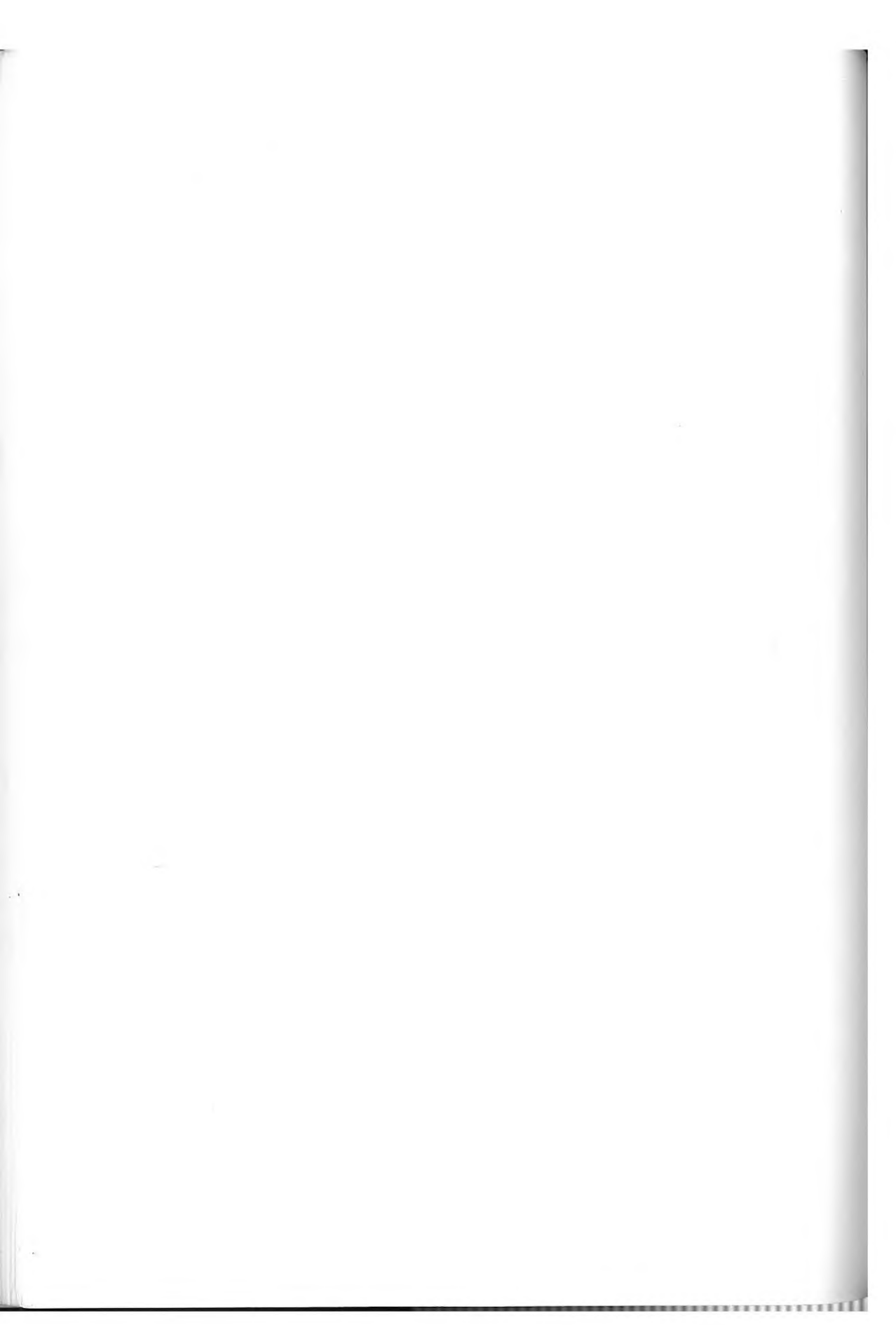
*HEVESI A.* (1991) Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse I-II. - Földrajzi Közlemények CXV. 1-2. sz. p. 25-35., ill. 3-4. sz. p. 99-120.

*LOVÁSZ GY.* (1971) Adatok az Abaligeti-karszt geomorfológiai és hidrológiai jellemzéséhez. - Földrajzi Értesítő XX. 3. sz. p. 283-295.

*SZABÓ P. Z.* (1956) Magyarországi karsztformák klímátörténeti vonatkozásai. - Földrajzi Közlemények IV. (LXXX.) 2. sz. p. 183-190.

*SZABÓ P. Z.* (1968) A magyarországi karsztosodás fejlődéstörténeti vázlata - Értekezések 1967-1968, MTA Dunántúli Tudományos Intézete, Budapest Akadémiai Kiadó, p. 13-25.

*VÁRSZEGI A.* (1970) A Mecsek-hegység földtani térképe 10.000-es sorozat Pécs-ÉNY. - Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest



## A KARSZTOS RÉRENDSZER FEJLŐDÉSÉNEK ÓSFÖLDRAJZI TÉNYEZŐI A BÜKKBEN

TÓTH GÉZA

Eszterházy Károly Főiskola, Földrajz Tanszék, 3300 Eger Eszterházy tér 1.

*Abstract: The highest karstifiable mass of the Bükk mountains in Northern Hungary developed gradually from the ring of the impermeable rocks. The emergence of the mountain, the erosion of the neighbouring impermeable rocks and the overlying rocks which cover the area thickly resulted in three karst erosion bases. These are situated at a height of 850-860 metres and 650-700 metres and in the present reculees. The narrow and vertical character of the lithoclast system produces vertical karst water movement in the Bükk mountains, thus ensuring the water supply of periodical karstic springs.*

### 1. Bevezető

Több évtizedes bükki karsztvíz és karsztmorfológiai kutatásaim adatai alapján megkíséreltem a hegység legmagasabb, központi része alatt az eltérő fejlettségű részrendszer-szinteket meghatározni.

A fennsiki mészkő legmagasabbra emelkedő tömegéhez allogén karsztfelődést biztosító nem karsztosodó kőzetek magasabb felszínei kapcsolódtak. A korábbi magasabb északi térszínekről érkező vízfolyások felszínformáló tevékenysége a bükki trópusi tönkfelszín tetőrégióját bércekre és lapákra tagolta (eocén-oligocén) a miocén takarók megjelenése előtt.

A magasan elhelyezkedő víznyelők, a forrásbarlangok járatainak lefutási iránya és azok felszínre nyílása az egykor szomszédos 850-870 méter magasságban elhelyezkedő karszterózióbázisra (környezet szintje) adnak következtetési lehetőséget, amely valószínűleg oligocén abrázációs szint volt.

A legmagasabb karsztfelődési szint alatt a 650-700 méteres mai tetőmagasságú elegyengetett felszín kifejlődése – nagyrészt agyagpalákon – a karszterózióbázist gyorsütemben lealacsonyította. Ez a folyamat főleg vertikális irányú részfelődést biztosított a középső karsztfelődési sávban (miocén-pliocén).

A pliocén végétől napjainkig a hegység további gyors kiemelkedése, ezzel együtt a völgyek 450-500 m-re történő bevágódása a völgyfőkben jóval alacsonyabb szinten feltárták a központi karszt tömeg vizét.

Ebben a harmadik, legalsó részfejlődési sávban függőleges irányultságú szűk részrendszer keletkezett. Ebből fakad a karsztvíz jelentős megemelkedése, amely aktivizálja az időszakos karsztforrásokat. Forrásmegfigyelések, vízhozam adatok és vízjelzéseim jól alátámasztják a bükki időszakos karsztforrások fakadási szintje fölött elhelyezkedő részrendszer szűk és összefüggő jellegét.

Dolgozatomban a Bükk eltérő karsztfejlődési emeleiteit igyekszem feltárni a korábbi földrajzi (környezeti) adottságok rekonstruálása mellett. Az értékelés során feleletet kívánok adni arra a kérdésre, hogy miért nem alakulhatott ki aggteleki méreteket megközelítő átmenő-barlang a hegység kiterjedt mészkőtómegeiben.

A dolgozat terjedelme és célkitűzése nem teszi lehetővé a területre vonatkozó értékes földtani és felszínfejlődéssel kapcsolatos korábbi irodalmi megállapítások részletes ismertetését (BALOGH K. 1963, 1964, DUNKL I. 1994, FEJES P. 1986, HEVESI A. 1978, 1980, 1984, 1986, 1991, 1992, HÍR J. 1988, 1990, JAKUCS L. 1977, PELIKÁN P. 1992, PINCZÉS Z. 1957, 1968, 1980, MOLDVAY L. 1969, SÁSDI L. 1999, TÓTH G. 1975, 1976, 1982, 1983, 1985, 1986, 1992, VERESS M. 1992) vagy az eltérő álláspontok összevetését.

## **2. A Bükk tetőszinti karsztformáinak térbeli helyzete és a részrendszer felső sávjának fejlődése**

Minden karsztosodó közhát részfejlődésének az alsó határát egy karszterózióbázis határozza meg, amely a kiemelkedéshez vagy kibontódási, kőzetlepusztulási fázisokhoz kötődik. A hegység legmagasabb karsztfejlődési emele a 950 m-es enyhén átformált trópusi tönkfelszín valamint a körülötte agyaggalán lepusztult, mészkövön helyenként megmaradt 850-870 m-es magasságú egykori elegyengetett felszín közötti mészkő sávban valószínűsíthető.

Ennek a megközelítően 100 méteres vastagságú mészkőpásztának a rés és karsztforma fejlődése az első részletezésre váró kérdés.

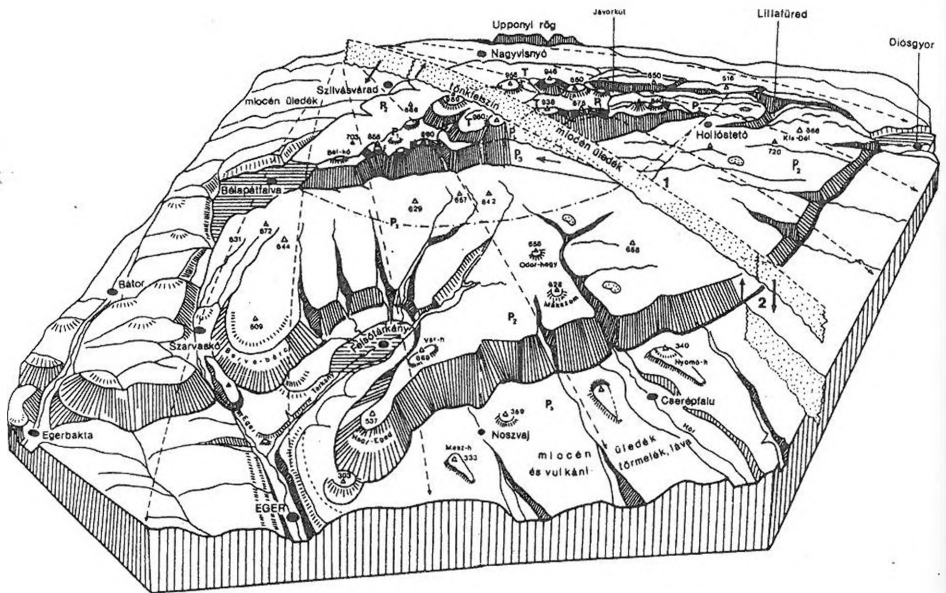
A tetőszint egykori víznyelői, pusztuló forrásbarlangjai azok térbeli és magassági helyzete, járatirányai két alapvető következtetési lehetőséget kínálnak. A karszt egykori fedettségét, valamint az északon csatlakozó szomszédos területek magasabb helyzetét. A fennsík DDK-i irányú konzekvens és epigenetikus völgyei kialakultak már a miocén elején a középső-miocén takarók felhalmozódása előtt. Az oligocén-alsó miocén idején a mai bércek és lápák továbbá a legidősebb dolinák (a tetőszinten és a lápák középvonalában) kialakulását feltételezhetjük. Kiformálódott a ma is jellemző széles karszt-

lápák és legömbölyített bércek hálózata. A vastag miocén takarók felhalmozódása a kialakult felszíneken történt és azok lehordása a korábban kialakult völgyhálózaton keresztül mehetett végbe. A tetőszint karsztformái a miocén takarókon érkező vizek közreműködésével képződtek a pliocén második felében (*Körös-bérci barlang, Kis-kő-háti zomboly*). A hátralevő 3-4 millió év elegendőnek tűnik a laza miocén üledékek pliocén-végi, legalább 150-200 méter vastagságú rétegének napjainkig tartó lepusztulására. A miocén takarók alatti völgyek a takaró kőzetek elszállítását biztosították. A laza üledékek eredeti vastagsága 800-1300 méter lehetett (TÓTH G. 1982, DUNKL I. 1994.), kb. 200 méteres maradékának a lehordása reálisnak tekinthető a pliocén második felétől. Ugyanakkor a bércek-lápák mészkővön kialakult tagozódása 80-120 méteres szintkülönbséggel korábbi miocén takarók előtti és hosszabb felszínformálódás eredménye lehetett. A forrásbarlangok többsége 850 m körüli magasságban egy korábbi karszterózióbázisra nyílnak a magasabb mészkövekről az feltehetően oligocén-alsómiocén elegyengetett felszínre 1, 2. ábrák.

Az előbbieket alapján a mai fennsíkon átfutó epigenetikus völgyek alapján kikövetkeztethető a magasabb háttér északon, amely allogén karsztfejlődést biztosított a váltakozóan fedett és részben kibontódott legmagasabb karsztsávban. A szerény magasságkülönbség a tetőszint és az egykori karszterózióbázis szintje között inkább a vízszinteshez közeli átmenő-barlang járatok kialakulásának kedvezett a területen délre nyíló forrásbarlangokkal (pl. *Tar-kő, Sima-kő, Pes-kő, Cserepes-kő barlangjai*).

A Bükk legmagasabb karsztfejlődési zónájában az egykori karsztvízfelülethez igazodó mélységű víznyelők képződtek kb 870 méterig. Pl. a *Kis-kő-háti zomboly* a Nagy-teremig mélyült. Ezt a szintet jelzik az *Ördög-oldali, Mély-sár-bérci, Kálmán-réti zombolyok* mint a legmagasabb régió azóta több tízméterrel megrövidült egykori víznyelői. A miocén takarók lepusztulásával vízgyűjtő területüket elveszítették és tetőszint közelébe kerültek, inaktívvá váltak. Az alapkőzet (mészkő) jóval korábban, a miocén elejéig a takaró kőzetek megérkezéséig feltagolódott a mai felszínt megközelítően.

Ehhez a tetőszinti karsztfejlődési zónához tartozó forrásbarlangok *Körös-bérci barlang, Tar-kő, Pes-kő barlangjai* is. Ezek megrövidült járatainak jelenlegi üledéke az üregek tényleges korára nem adhatnak elfogadható adatokat. A több tíz, sőt több száz méterrel megrövidült forrásbarlangok járathosszát és korábbi kitöltésanyagát is megsemmisítette a kőzetlepusztulás.



1. ábra: A Bükk hegység elegyengetett felszínei

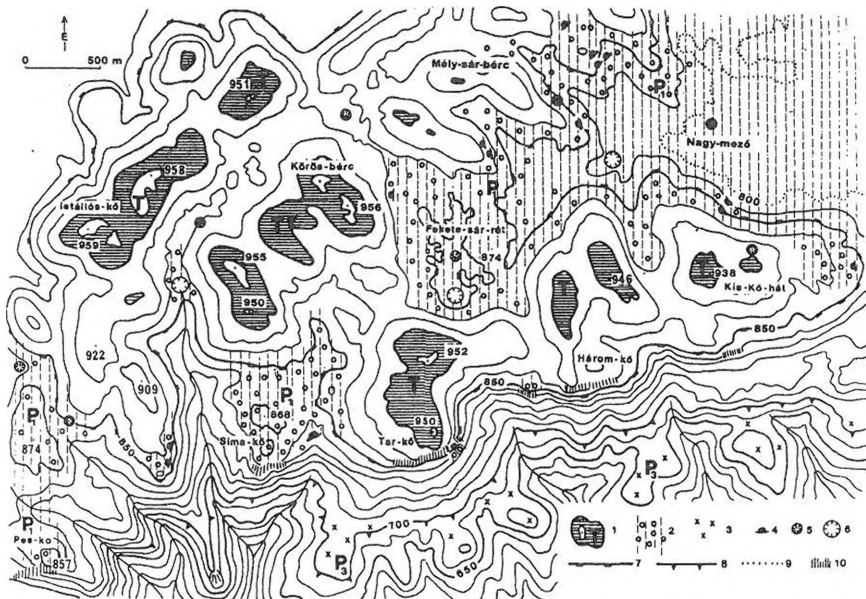
Jelmagyarázat: T átformált trópusi tönkfelszín (felső-kréta középső eocén) 950 m, P<sub>1</sub> 850-870 m-es planációs felszín (oligocén-miocén eleje), P<sub>2</sub> felső-oligocén planációs felszín, P<sub>3</sub> felső-oligocén felszín felboltozódó pereme a pliocénban a P<sub>2</sub> szintre pusztul, 1. a központi rész felboltozódik, az eredményvonalról délre változatlan vagy enyhén süllyed a felszín, 2. tektonikus kiemelkedés (pliocén vége pleisztocén)

Fig. 1: The levelled surfaces of the Bükk mountains

Legend: transformed block surface (upper Crete middle Eocene) 950 m, P<sub>1</sub> planation surface of 850-870 m, P<sub>2</sub> Upper Oligocene planation surface, P<sub>3</sub> the vaulting edge of Upper Oligocene surface erodes to the level of P<sub>2</sub> in the Pliocene, 1. the central part becomes vaulted, the surface is unchanged south off the result line or the surface sinks slightly, 2. tectonic emergence (the end of the Pliocene Pleistocene)

A 850-870 m-es egykori karszterózióbázis a legmagasabb hegység-rész körül kialakulási folyamatában és időben kérdéses, de jól felismerhető térbeli megjelenése. (TÓTH G. 1986.) A hegység részleges oligocén szárazulattá válása, abráziós szint vagy szintek képződése egy lehetőség a 850-870 m-es elegyengetett felszín kialakulására, de a szárazföldi planációval is számolhatunk a kiemelt terület peremén.

A mai fennsíktól északra már ekkor (oligocén vége-miocén eleje) végbemehetett a térszín felmagasodása, a tönkfelszín délies megbillenése, feltagolása és a 850-870 méteres peremterületek az egykori erózióbázis szint kialakulása. Mindez nyugaton és keleten megmaradt, délen agyagpalán teljesen lepusztult. Mészkövön azonosítható a Tar-kőtől keletre és a Három-kő nyugati e szinthez igazodó sziklafelszínein.



2. ábra: A Bükk 950 méteres tetőszintje

Jelmagyarázat: 1. 925 és a 950 méter fölötti területek, 2.  $P_1$  850-870 m-es planációs felszín, 3.  $P_2$  650-700 m-es planációs felszín, 4. inaktív pusztuló forrásbarlangok, 5. zombolyok, víznyelők, 6. jellegzetes töbrök, 7. 850 m-es szintvonal  $P_1$  felszín határa, 8. 700 m-es szintvonal  $P_2$  felszín határa, 9. 800 m-es szintvonal a Nagy-mező karsztpanációs felszínével, 10. Sziklafal

Megjegyzés: a 850-870 m-es ( $P_1$ ) planációs felszín Nagy-mező – Fekete-sár-réti és Sima-kői öblözeteti

Fig. 2: The 950 m summit level of the Bükk

Legend: 1. areas above 925 and 950 m, 2.  $P_1$  planation surface of 850-870 m, 3.  $P_2$  planation surface of 650-700 m, 4. inactive decaying spring caves, 5. avens, gullies, 6. characteristic sink holes, 7. 850 m level line  $P_1$  surface border, 8. 700 m level line  $P_2$  border, 9. 800 m level line with the karst planation surface of Nagy-mező, 10. rocky wall

Remark: a 950-870 ( $P_1$ ) planation surface Nagy-mező – Fekete-sár-rét and Sima-kői

A kibontódó karszt valószínűleg az oligocén-miocén-elejen létrejött 850-870 m-es denudációs felszínhez igazodó karszterózióbázisra szállította a karsztvizet ezzel a felső zóna rénszisztémát fejlesztette. A legmagasabb mészkőszáv másodszor a miocén takarók lepusztulása után, a pliocén végén fejlődhetett tovább.

Az oligocén alsó-miocén során kialakult karszterózióbázis így csak a pliocén második felében kapott lényeges szerepet az egész hegységet tartósan befedő középső miocén takarók részleges lepusztulása után.

Csupán egy mondat terjedelméig szólnék a legfelső karszt-zóna felszínén a pleisztocén kőzetaprozódásról és vályogfelhalmozódásról, ezen üledékek töbrökbe kerüléséről, a töbrökfeltöltések miocén takaró maradványairól

és ezek értékelési lehetőségeiről. A dolinák képződési ideje, sorokba rendezett töbrök korkülönbsége további felszínfejlődéssel összevethető kutatásra váró feladatok (*TÓTH G* 1982, *PELIKÁN P.* 1992, *VERESS M.* 1992.)

A szóbanforgó mintegy 100 méter vastagságú kasztpászta ma legalább három időben eltérő karsztfejlődési szakasz formái emlékeit őrzi egymás közelében. Legjellemzőbbek az idős oligocén-miocén, majd pliocén részben fedett és allogén környezeti feltételek hatására fejlődő karsztforma emlékek. Ezek eltömődésével újrabontódásával és a járatok erős megrövidülésével számolhatunk. Előfordulhatnak az előzőeknél korábbi karsztforma roncsok és ma is fejlődnek a tetőszint közelében recens karsztformák (Hármas-kúti-víznyelő, Diabáz-barlang). Az utóbbiak a hegység legnagyobb vertikális képződményei lehetnek helyzetük és a mai karszterózióbázis szintkülönbsége alapján.

### **3. A második karsztfejlődési övezet a Bükk 650-700 méteres elegyengetett felszínéig**

A 650-700 méteres mai tetőmagasságú egykori elegyengetett felszín középső részén az alapkőzeten középső miocén takarók találhatóak (*BALOGH K.* 1963). A legújabb kutatások (*SÁSDI L.* 1999.) felső oligocén tengerparti litorális felszínnek tartja a DNY-i és DK-i Bükköt. A 850-870 –es elegyengetett felszín ettől lehet valamivel idősebb, de fiatalabb is. A Bükk tömegének emelkedése, megsüllyedése és abrázációs igénybevétele következtében.

Ha a 650-700 m-es felszín a középső miocén takaró kőzetek előtt létezett (*SÁSDI L.* 1999.), a Bükk tetőszintje alatt már akkor karszterózióbázist képezhetett. Így erre a szintre nyíló forrásbarlangok kora a felső-oligocénre alsó-miocénre tevődne. Valószínűbb hogy fiatalabbak e szintre nyíló barlangok! Természetesen számolnunk kell az oligocén-miocén takarók részrendszer fejlődést akadályozó lehetőségével is. A hegység tetőrégióján és alacsonyabb elegyengetett felszínein vastag üledéktakaró megmaradhatott hosszú ideig.

Ez esetben azaz a takarók folytonos jelenléte a tetőszinti karsztosodást is hosszú ideig hátráltathatta. Megmagyarázhatatlan a Tar-kő, Pes-kő stb. magasan fekvő forrásbarlangjainak kialakulása előtér-felszín, karszterózióbázis nélkül. Ha a 650-700 méteres felszín az alsó miocénban a magasabb felszínek karszterózióbázis szintje akkor valószínűleg korábbra, a miocén legelejére- méginkább az oligocén végére tevődik a 850-870 m-es magasabb karszterózióbázis barlangjainak első kialakulási lehetősége. Mindezekből következik, hogy vagy elfogadjuk a bükki barlangok „megöregbítését” kora-miocén sőt oligocén erózióbázisok kialakulásához kötve (ez a felső zónánál inkább elfogadható). Vagy másik lehetőség a 650-700 m-es tetőmagas-



ságú mai felszín központi irányba eső részét a pliocén végéig emelkedő (harangalakú felboltozódás *MOLDVAY L.* 1969.) és ezért lepusztuló felszínnek valószínűsítjük. Ez utóbbi úgy lehetséges az idézett miocén takaró előfordulási adatok és következtetések elfogadása mellett, ha a Nagy-Ökrös-Nagy-Bodzás vonaltól a központi területek felé emelkedést, kifelé pedig stagnálást vagy a peremek felé enyhe süllyedést feltételezünk a miocén takarókkal együtt. Ez esetben egyetértve a 650-700 méteres felszínre vonatkozó (*SÁSDI L.* 1999) legújabb földtani bizonyítékaival és felszín meghatározásával a korábbi álláspontomon változtatva csak a 650-700 m-es felszín belső peremén számolok a központi erőteljesebb kiemelkedés következtében mintegy 2-4 km-es szélességben a pedimentációs folyamatokkal. Ennek megfelelője északon is végbemehetett a pliocénban 700-750 m-es felszín kiformálva, illetve továbbformálva.

A Délnyugati-és Délkeleti-Bükk feltehetően északon emelkedő ezzel lepusztuló, egyben megfiatalodó térszínéhez délen a pliocén végéig alacsony helyzetben középső-miocén üledékeket megőrző területek csatlakoztak. A Déli-Bükk 650-700 m-es völgyekkel tagolt egykori elegyengetett felszíne a központi oldal emelkedésének hatására genetikailag eltérő, de felszínformák és magasság alapján azonos megjelenésű területekből tevődik össze. A központi oldal emelkedése következtében az alapkőzetek 150-200 méteres lepusztulása a pliocén végére újabb karszterózióbázist eredményezhetett. Ezzel a fennsiki mészkő újabb, közel 200 méteres sávja táródott fel az agyagpalák körülgátolásából viszonylag gyors vertikális karsztos résrendszer fejlődést biztosítva. Másik megfontolandó lehetőség hogy a miocén takarókőzetek és nem az alapkőzetek lepusztulása ment végbe a központi tömeg körül.

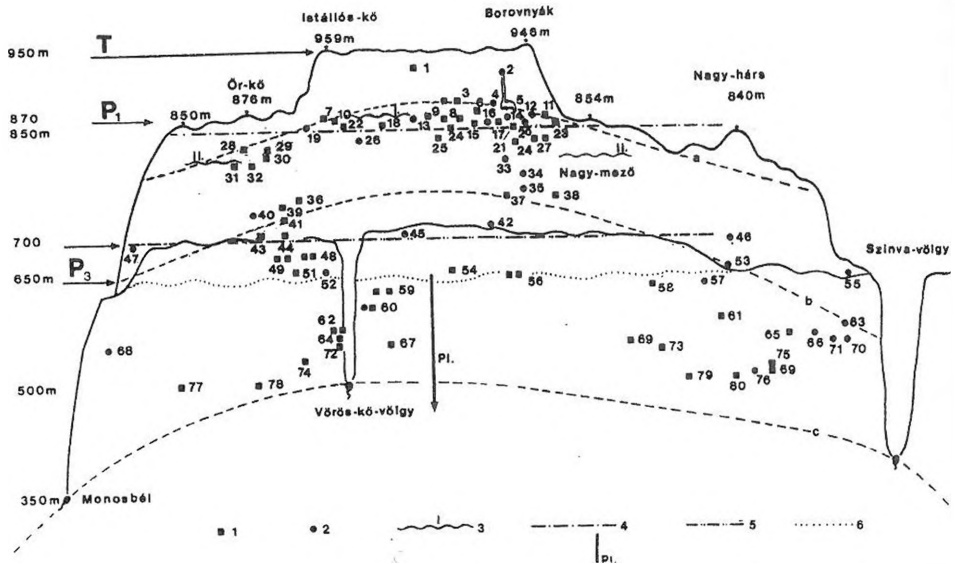
A Bükk központi tömege irányába ható kőzetlepusztulás az agyagpalán és mészkövön elegyengette a felszínét és helyenként a mészkőre is ráfutott az elegyengető folyamat pl. Vörös-kő, Farkas-kő enyhén lejtő lenyeesett felszínei példazzák mindezt. A mészkő és agyagpala magassága alig különbözik, mindez a közelmúlt egyszintre pusztító (pliocén) denudáció alapján értelmezhető, vagy pedig a korábbi felszín védő takaróknak tulajdonítható.

A 650-700 m-es felszín központi fennsík-felé eső belső részén a miocén takarók maradványai hiányoznak.

E felszín belső peremén az erózióbázistól legtávolabb inkább megmaradhattak volna takarófoszlányok, mint középen vagy a külső peremen. Ezek hiányában az alapkőzetek lepusztulása a pliocén végére inkább valószínűsíthető és így újabb karszterózióbázissá alakulása.

**4. A központi karszttömeg harmadik résfejlődési szakasza 650-700 métertől a mai helyi karszterózióbázisig 450-500 méterig.**

A Bükk-fennsík 950 m körüli tetőszintje alatt a völgyfőkben 450-500 méterre fakadnak a karsztforrások, ezzel a karsztos résrendszer aktív fejlődési sávja napjainkig összesen mintegy 500 méterre növekedett. A Tar-kő 950 méteres magasságától az Imó-kő forrásáig 450 méterig ezt a nagy szintkülönbséget áttekinthetünk a Lök-völgy oldalából.



3. ábra: Karszterózióbázisok és planációs felszínek a legnevezetesebb karsztformákkal (Ny-K-i metszet, Monosbél Szinva-forrás között)

Jelmagyarázat: 1. forrásbarlang (Körös-bérci barlang), 2. zomboly, viznyelő (2=Kis-kő-háti zomboly felső szakasza), 3. felső karsztfelüdési zóna egykori belső karszterózióbázisa: I, 4. felső karsztfelüdési zóna egykori peremi karszterózióbázisa: II, 5-6. középső karszterózióbázisokhoz valószínűsített karsztvízfelületek, pl. pleisztocén völgybevágódások

Megjegyzés: 1-80-ig forrásbarlangok zombolyok, viznyelők (a Bükk központi karszterületén a felső 500 méter fölötti sávban)

Fig. 3: Karst erosion bases planation surfaces with the best known karst forms

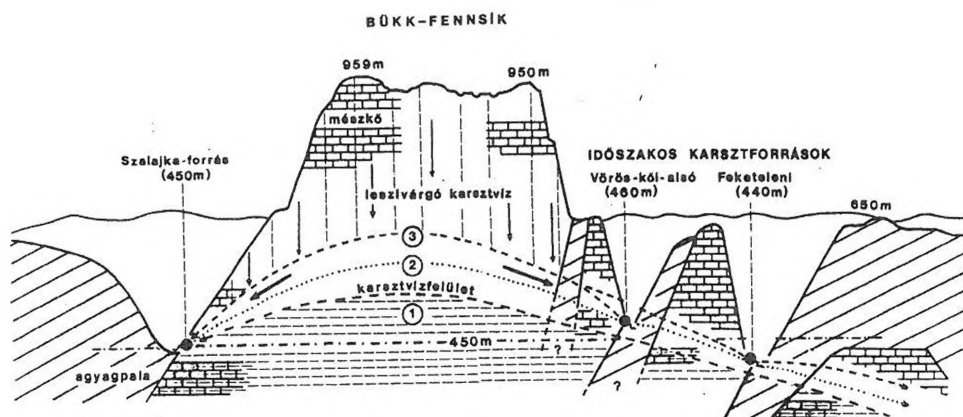
Legend: 1. spring cave (Körös-bérc cave), 2. aven, gully (2=the upper section of Kis-kő-hát aven), 3. the former inner karst erosion base of the upper karst formation zone: I, 4. the former inner karst erosion base of the upper karst formation zone: II, 5-6. middle karst erosion base, a-b-c. karst water surface rendered probable to karst erosion bases, pl. pleistocene valley gullies, 1-80 spring caves, avens, gullies (in the central karst surface of the Bükk in the upper zone above 500 m)

A pliocén végi –pleisztocén hegység-kiemelkedés a 650-700 méteres korábbi karszterózióbázist a mai állandó és időszakos karsztforrások szintjére helyezte át. Gyorsütemű völgybevágódások a völgyfőkben az agyagpalamész-kő határának feltárással biztosították a résrendszer továbbfejlődését.

Minden bizonnyal a fennsík magas tetőszintje alatt ez az utóbbi karsztvízfelület süllyedés volt a leggyorsabb. A függőleges irányú résfejlődés

és kevésbé fejlett járatok kialakulása a jellemző. Oka a rövid idő, gyors mélyítő erózió a felszínen, továbbá itt a legfiatalabb a karszt részrendszere.

Az előbbi megállapításokat az időszakos karsztforrások szakaszos vízszolgáltatása, valamint az állandó karsztforrások hidrográfiai jellemzői is alátámasztják (TÓTH G. 1983.) Az így kialakult karszterózióbázis fölött a karsztvízfelület jelentős és gyors vertikális emelkedő mozgást végez. Mintegy 60-80 méteres karsztvíz megemelkedést valószínűsíthetünk az átlagnál nagyobb tavaszi beszivárgások idején a karsztvízlencse tetején.



4. ábra: A bükk-i időszakos karsztforrások és a karsztvízfelület összefüggése (metszet a Szalajka-forrás-Vörös-kői-  
Alsó-forrásokon keresztül)

Jelmagyarázat: 1. átlagos karsztvízfelület, 2. megemelkedett karsztvízfelület, 3. tetőző karsztvízfelület

Fig. 4: Connection between the periodical Bükk karst springs and the karst water surface

Legend: 1. average karst water surface, 2. raised karst water surface, 3. culminating karst water surface

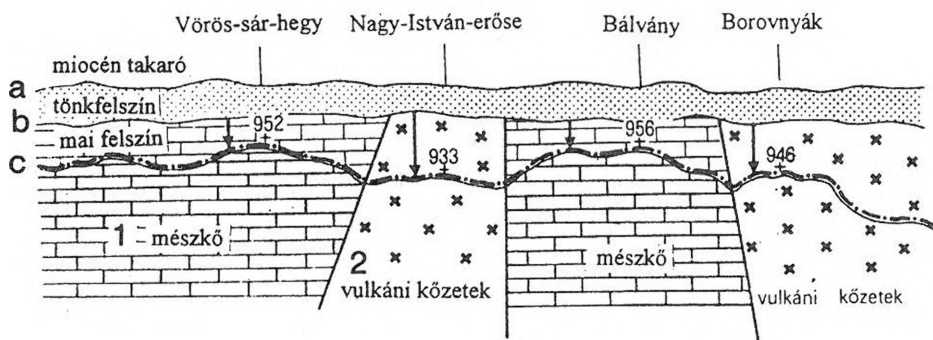
A térség részrendszere nem rendelkezik határozottan azonosítható víznyelő-forrás közötti átmenő-barlang járatokkal. Ennek oka a többfázisú kiemelkedés következtében létrejött, főleg vertikális jellegű részrendszer. A felső zónán áthaladó vizek az alsó két, viszonylag fejletlen részrendszerbe kerülve az állandó és időszakos karsztforrások vízkészletét biztosítják. A közös részrendszerből a részesedést az áramlási viszonyok, a karsztvízfelület magassága és É-D-i aszimmetriája határozza meg. Vízjelzéseim 20 majd 50 kg fluoreszcenciával, továbbá 3 tonna NaCl-al a közös részrendszert annak átjárhatóságát, nem utolsósorban a víz áramlási irányait mutatták ki (TÓTH G. 1976. 3, 4. ábra).

## 5. A korábbi magasabb északi környezet és a Bükk-fennsík tartós fedettségének bizonyítékai

A Bükk legmagasabb mészkő felszínei váltakozva vulkáni kőzetekkel csaknem azonos jelenlegi magasságú hegytetőket alkotnak, ez két szempontból is figyelemreméltó.

Egyrészt megerősíti azt a feltevést hogy az északi magasabb háttér hosszú ideig fennállott, másrészt az onnan korábban érkező, valamint a területet borító tengeri és szárazföldi eredetű üledékek a fennsík északi peremén legtovább borították az alapkőzeteket feltehetően a pleisztocén második feléig jelentős foltokban megmaradtak.

A Nagy István erőse--Bálvány--Borovnyák-tető eltérő kőzetű hegyei- nek csupán 20-25 méteres magasság különbsége hosszú takaróboritottságuk alapján értelmezhető (5. ábra, TÓTH G. 1983.).



5. ábra: A mészkő és vulkáni kőzetekből álló hegyek tetőmagassága a Bükkben. (metszet a Vörös-sár-hegy-Borovnyák tetején keresztül)

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. vulkáni kőzetek, a. miocén takaró kőzetek, b. tönkfelszín, c. mai felszín

Fig. 5: The peak height of the mountains made up of limestone and volcanic rock

Legend: 1. limestone, 2. volcanic rocks, a. miocene overlying rocks, b. block surface, c. present surface

Az eltérő lepusztulású kőzetek (agyagpala és mészkő) szerény magasságkülönbsége a 650-700 méteres felszínen a fiatal elegyengetést inkább, mint a miocén takarók tartós megmaradását bizonyítják.

A fennsík északi peremén és közvetlen környezetében a fedő kőzetek foltszerű maradványai ma is fellelhetők. Kvarckavics, homok, homokkő található a Bálvány, Küllő-hegy, Almád tőbor Ny-i oldala területeken. Az Istállóskő északi részén (Mészkő bánya) valószínűleg középső-pleisztocén kialakulású völgyének alján homok és homokkő található amely a fennsík irányából időszakos vízfolyásokkal érkezett.

## 6. Értékelés, következtetések

A Bükk 950 métert megközelítő tetőmagasságú átformált trópusi tönkfelszínmaradványán a tetőszint közelében idős pusztuló víznyelők és forrásbarlangok találhatóak, melyek korábbi karsztfejlődés emlékei.

Ezek kialakulása csak úgy értelmezhető ha a maitól lényegesen eltérő ősföldrajzi felszínállapotokat feltételezünk kialakulásuk idejére. Az idős karsztformák térbeli elhelyezkedése, járataik iránya ad segítséget a korábbi karsztfejlődés ősföldrajzi körülményeinek értelmezésére.

A tetőszint forrásbarlangjainak többsége D-DDK-i irányba nyílik a fennsík déli peremén, másrészt a Nagy-mező irányába keletre tekintenek. Járataik többségében az É-D-i irányt közelítik meg, vagy a környező 850-870 m-es magasságú egykori karszterózióbázisra nyílnak.

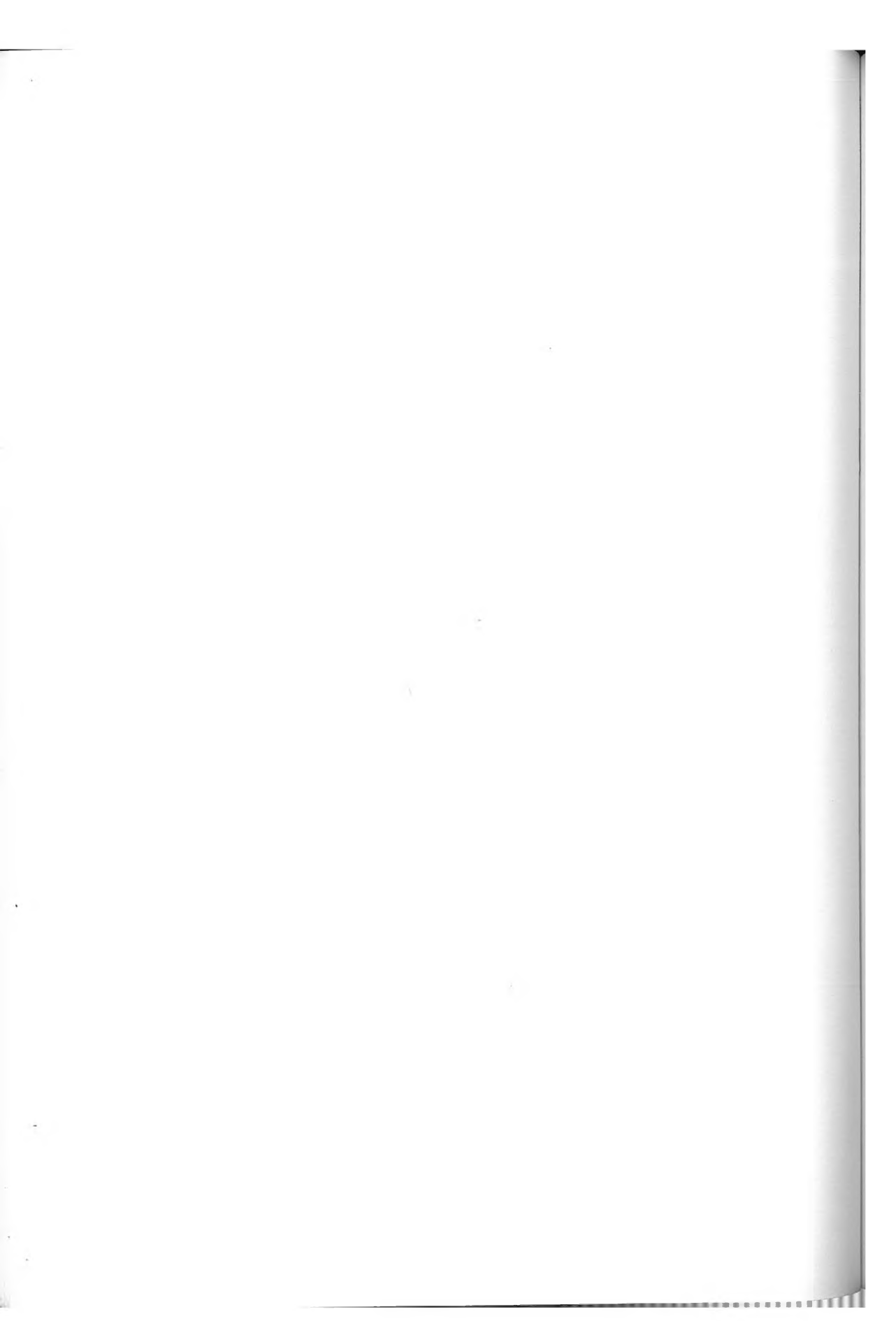
A fennsíkon átfutó epigenetikus völgyek (lápák) többsége szintén DDK-felé fejlődtek ki (eredeti lefutási irányok) mindenbizonnyal a felszín és takaróik egykori dőlését követve. A tetőszinti karsztformák kialakulásával a fennsík tartós miocén fedettsége miatt valószínűleg csak a miocén elején és a pliocén végétől számolhatunk. Az idősebb karsztforma-maradványok és a ma is fejlődő fiatal karsztformák (víznyelők) azonos magasságban egymás közelében fordulnak elő.

A fennsík északi folytatásának késői (pliocén-pleisztocén) lealacsonyodása a fedőkőzetek maradványainak lehordását ezzel az északra irányuló mély völgyek kialakulását eredményezte.

A takaró kőzetek maradványainak előfordulása a fennsíkon és környezetében, továbbá az eltérő denudációjú kőzetek alig eltérő tetőmagassága a pleisztocénig tartó kibontódást bizonyítja.

A résrendszer felső, középső és alsó övezetei eltérő környezeti feltételek mellett fejlődtek. Az alsó két részfejlődési zóna jellemzői meghatározzák a karsztvízlencse térbeli helyzetét, függőleges mozgását.

Összességében a Bükk-fennsík alatt a bükki résrendszer fejlődésében döntő tényezők a nemkarsztosodó képződmények egykori ősföldrajzi helyzete, azok kiterjedése, a karszt tartós fedettsége. Továbbá a karsztos résrendszer fejlődését mindenkor meghatározó vízzáró kőzetek mészkővel határos alsó érintkezési vonala, azok lepusztulási üteme. A karsztperemi vízzáró kőzetek gyors lepusztulása a karszterózióbázisok lealacsonyodásához és főleg függőleges üregképződéshez vezetett a Bükkben.



## A DÉLKELETI BÜKK DÉLKELETI RÉSZÉNEK PEREMKARSZTJA

### ZÁHORSZKI ADÉL

Miskolci Egyetem, Természetföldrajz-Környezettan Tanszék, 3515 Miskolc,  
Egyetemváros ecozadel@gold.uni-miskolc.hu

*Abstract: This study brings out the karst forms of Nagy-Száraz valley in the SE-Bükk.*

#### Bevezetés

Az általam vizsgált terület Miskolc-Tapolca Ny-i határában fekszik és a Délkeleti-Bükk DK-i szegélyének jellegzetes „peremkarszt”-jához tartozik (1. ábra). Korábbi vizsgálatainkat (Nagy-Száraz-völgy) terjesztettük ki D-DNy-i irányban. A terület határai: É-on a Bán-les (281 m), a Galya (282 m), a Galya-tető (421 m) és a Vásár-hely (463 m) mészkörögei emelkednek ki sásbércszerűen, Ny-on a Nagy-Som-hegy (710 m) alól induló völgyfők, D-en a Csókás-völgy, K-en pedig a Nagy-Kömázsai-kőfejtő és a Juhdöglő-völgy.

A Délkeleti-Bükk egyik nagy, összefüggő karsztvidéke, a Kisgyőr-Tapolcai-mészkőhátság (HEVESI A. 1986a, 1986b) itt 250-220-m tszf-i magasságig ereszkedve, többnyire vetők mentén érintkezik a Bükkalja ÉK-i részét alkotó ottngangi-kárpáti (középső miocén vége) tengeri üledékkel és tufákkal.

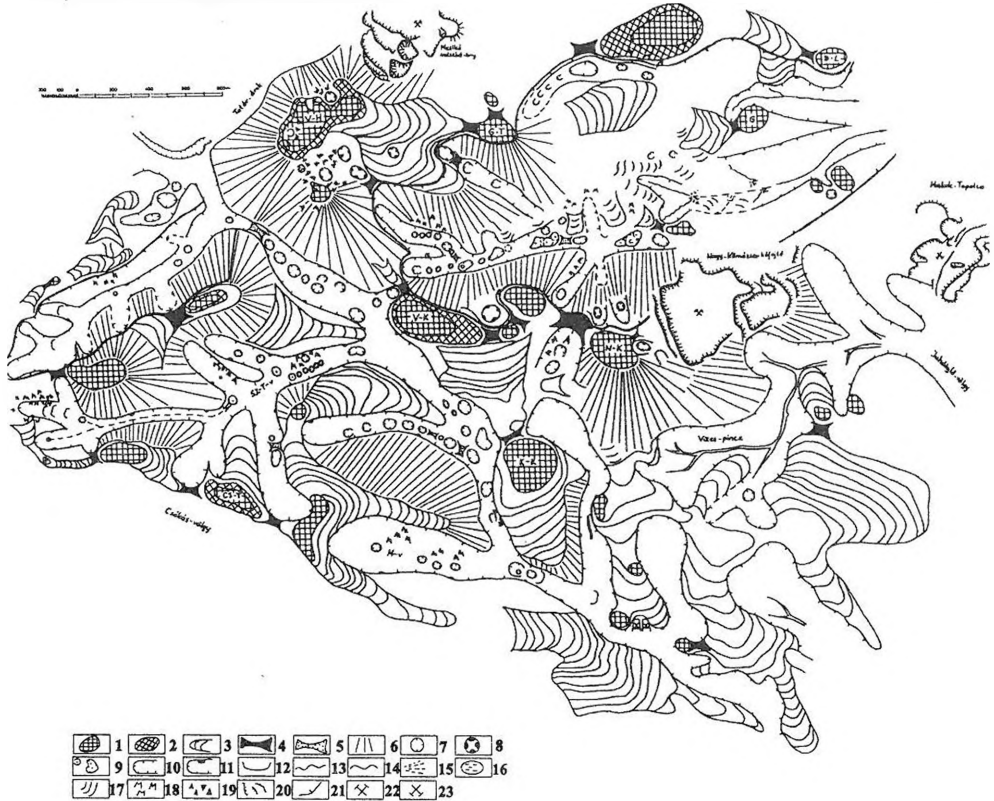
E peremkarszt sáv sajátos felszínformái azok a völgyek, amelyek 350-710 m tszf-i magasságú mészkövetők és hátaik oldalairól indulnak és alsó felük, harmaduk az említett fiatalabb, nemkarsztos kőzeteken folytatódik, mint pl. a Nagy-Száraz-völgy.

Ilyen völgyek igazából az Észak-magyarországi-középhegységben (Mátra erdőben) máshol nem figyelhetők meg. Ez volt területválasztásom egyik oka, a másik pedig, hogy itt, a Nagy-Kömázsa egyik tetőközeli töbrében talált Vitális György - saját véleménye szerint - eredeti településű pannon agyagot (VITÁLIS GY. 1970, LÁNG S. – MIHÁLTZ I.-NÉ – VITÁLIS GY. 1970). A töbröt azóta sikerült megtalálni és azonosítani.

#### A terület fejlődéstörténetének főbb lépései

- Tény, hogy a késő oligocén és a kora miocén évszázadeideiben a felszíni és a felszínalatti karsztosodásnak a Bükkben megvoltak a feltételei (HEVESI A. 1986, 1990).

- A miocén ottngai-kárpáti korszakában a mai Bükk teljes területe főleg vulkáni szórástermékek, kisebb mértékben tengeri előtét üledék-lerakódása által befedődött. Korábbi karsztjai tehát „fedett karsztta” alakultak (HEVESI A. 1986, 1990), amelynek kihantolódása a szarmatában megkezdődött.
- A késő oligocén-kora miocén során kialakult felszíni karsztformák egy része tehát kihantolódhatott már a késő szarmata-kora pannonban. E folyamat a Pannon-tenger előrenyomulásaikor (középső-késő pannon) meglassulhatott, helyenként megszakadhatott.



1. ábra: A Nagy-Kömázsa környékének felszínalaktani térképvázlata (HEVESI A.-ZÁHORSZKI A.)  
 Jelmagyarázat: 1. bérc, völgyközi hát tetője, 2. völgyközi hát, 3. pihenő, 4. tetőközeli nyereg, 5. völgyi nyereg, 6. völgyoldal lejtője, 7. víznyelőtöbör, 8. függőtöbör, 9. víznyelőtöbör, 10. ikertöbör csapadékos időszakban „nyitott” nyelvél, 11. folyóvíz vágta völgy, 12. eróziós és deráziós völgy, 13. völgyi lépcső, 14. vízfolyás, 15. időszakos vízfolyás, 16. hordalékkúp, 17. tó, 18. málladécsuszamlás nyelv „lejtőhulláma”, 19. ördögbarázdás (karros) lejtő, 20. sziklaomlás, 21. köfeyjtő belső, meddőhányó pereme, 22. fővölgy határa, 23. működő köfeyjtő, 24. felhagyott köfeyjtő, S-B Sűrű-bérc, CS-T Csókás-tető, V-H Vásár-hely, V-K Kis Kömázsa, G-T Gyalya-tető, G Galya, B-L Bán-les, SZ-T v Szárazító-völgy, M-v Mocsolyás-völgy

Fig. 1: Morphological sketch map environs of the Nagy-Kömázsa (A. HEVESI-A. ZÁHORSZKI)  
 Legend: 1. apical of the interfluve, 2. interfluve, 3. reposing, 4. pass which is in the near of the apical, 5. pass in the valley, 6. slope of the valley, 7. dolina which is developed from sinkhole, 8. hanging dolina, 9. dolina with burrow, 10. twin dolina with burrow, 11. valley, which is developed by erosion and derasion, 13. step in the valley, 14. stream, 15. creek, 16. alluvial cone, 17. lake, 18. lobe, 19. karrenification slope, 20. rockfall, 21. inside margin of the delph, exterior margin of the dump, 22. head-valley of the boundary, 23. active delph, 24. non-active delph



## A terepbejárások eddigi, valamint újabb eredményei

1. A Nagy-Száraz-völgy 350-450 m tszf-i magasságból induló, mintegy 300-400 m hosszú völgyfői szakaszai nagyeesésűek, és 350-450 m tszf-i magasságból 310-320 m-ig futnak le. A völgy ezen szakaszán – a 10 000-es méretarányú térképeken - nem jelölt töbrök közül több található azoknak völgyfő közeli szakaszán, mint alsóbb részükön. Ezek kisebb hányada a völgyek esése irányába nyitott fél- vagy háromnegyed töbör, vagy csak 0,5-1 m-es peremmel záródik. Ezek a völgyek esését lépcsőzetessé alakítják, ami sajnos a 10.000-es térképeken csak alig, vagy még úgy sem látszik. E nagyeesésű völgyfőközeli szakaszok talpán a völgy lejtőiről származó vörös, vöröses barna agyagos lejtőhordalék kis vastagságú (max. 50-70 cm), néhol hiányzik.

2. A meredek völgyfői szakasz után a völgy esésgörbéje hirtelen ellaposodik. Mintegy 1-1,5 km hosszan, - a töbröktől eltekintve - az esés 100 méterenként alig, vagy egyáltalán nem haladja meg az 1 m-t, pl. a Nagy-Száraz-völgy esetében. Ezeknek a szakaszoknak az arculata első pillanatra a Bükk-fennsík töbörös völgyeire emlékeztet. Lényeges különbség azonban, hogy e kisesésű szakaszokon a völgyoldalak magassága (vagyis a völgyszakasz mélysége) lényegesen nagyobb, mint a Bükk-fennsíkon, általában meghaladja a 100-150 m-t is. E viszonylag jelentős völgymélységhez szokatlanul széles és lapos völgyfenék társul (Nagy-Száraz-völgy, Mocsolyás-völgygel szemközti völgy). A Mocsolyás-völgygel szemközti völgyben szintén erős a völgytalp-feltöltődés, de abban különbözik a Nagy-Száraz-völgytől, hogy esésgörbéje egyenletesebb. Az említett völgyszakaszokon a csaknem sík völgytalp szélessége igen jelentős, 50-80 m, sőt helyenként a 100 m-t is meghaladja.

A völgyszakaszok arculata az igen erős völgytalp feltöltődés következménye, ami két tényezőre vezethető vissza.

a. A viszonylag meredek völgyoldalokról származó, főleg talajfolyások révén ideszállított lejtőhordalék tömegére. A lejtők tövében és a völgytalpakon mindenütt gyakori egyirányba görbült fatörzsek azt bizonyítják, hogy a feltöltődés javát okozó lejtőmozgások nemcsak a jégkorszakok idején voltak jelentősek, hanem a jelenlegi éghajlati körülmények között is igen hatékonyak. Ezek eredményeként a meredek és közepesen meredek völgyoldalokról az alaphegységi mészkövet fedő középső- és felső miocén riolittufán- és tufiton, ill. a jégkori vályogokon (KEREKES J. 1936, 1938, JÁMBOR Á. 1959, BALOGH K. 1964, HEVESI A. 1986, 1990) kialakult vörösayagos málladéktakaró számos helyen annyira lehordódott, hogy a jól karsztosodó triász mészkő rétegefeivel felszínre bukkan, néhol jelentős karrosodással. A lehordódott málladéktakaró vastagsága a völgytalpakon jelenleg csaknem

mindenütt eléri a 1,5-2 m-t, a völgytalpat tagoló töbrökben a 3-4 m-t is! Csúpan néhány völgytalpi töbröt elválasztó nyergen vékonyodik 30-40 cm-re.

b. A talaj- és málladékfolyások mellett a völgytalpak sikká történt feltöltésében természetesen a völgyeket létrehozó, ma többnyire időszakos és kisesésű vízfolyások is részt vettek, ill. részt vesznek.

3. A pleisztocén(?) vörösagyag a terület nagy részén megtalálható, viszont D felé haladva a Mocsolyás-völgy É-i szomszédságában eltűnik, annak ellenére, hogy a tszf-i magasság D felé csökken. Ennek magyarázatát egyelőre nem találtuk meg.

4. Amint erre néhány korábbi munka is utal (HEVESI A. 1986, 1990), a feltöltött völgyszakaszokon olyan, lejtőhordalékon át mészkőig mélyülő töbrök is sorakoznak, melyeknek nyelői csak a csapadékos években működnek szemmel láthatóan, s olyankor valósággal kinyílnak. A következő szárazabb években - főleg agyagos lejtőhordalékkal - hamar betömődnek és feltöltődnek olyannyira, hogy újabb csapadékos években a víz nem mindenütt képes korábbi útját kitakarítani, hanem a töbrökben, esetleg a töbrökközi nyergeken új járatot alakít ki (Nagy-Száraz- és a Száraztó-völgy).

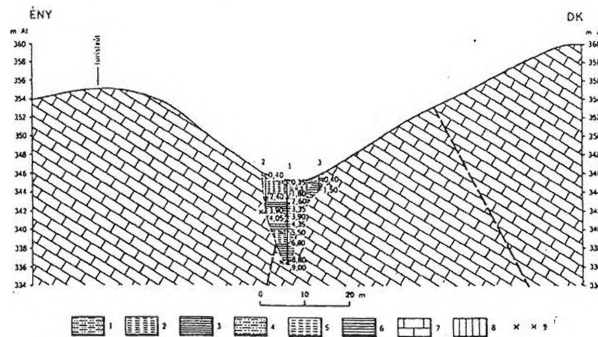
5. A Száraztó-völgy egyik baloldali mellékvölgyének talpán áttelepített helyzetű kavicskövet (konglomerátumot) találtunk. A limonitos, kvarcos kötőanyag meszet nem tartalmaz, benne viszonylag szögletes - néhány mm-2 cm átmérőjű - kvarc szemcse található legnagyobb mennyiségben. A kavicsok csak kis mértékben lekerekítettek és 1-2 mm-es biotit szemcséket látunk benne. Mivel tufaszerű, lilás szürke szemcsék 0,5-1 cm átmérővel is jelen vannak a kőzetben, bizonyos, hogy az a kora-középső miocén riolittufánál nem idősebb. A kőzet részletes ásványtani anyagvizsgálata még hátra van.

6. A Kis-Kömázstól DK-re két felhagyott riolittufabánya található, melyek a DK-ről benyúló miocén Gyulakeszi Riolittufa összletben nyílnak.

7. A Nagy-Kömázsa-tetőn a köfejtő határában sikerült megtalálni és azonosítani azt a tetőközeli töbröt, melyből Vitális György 1970-ben - a szerinte autochton (helyben képződött) - pannon agyagot leírta. A töbrökben mélyített fúrás (LÁNG S. - MIHÁLTZ I. - NÉ - VITÁLIS GY. 1970) 9 m-t ért el és a felső 1,5-4 m vastagságú pleisztocén agyagos réteg alatt, 5,6 m vastag alsó-pannon üledéket harántolt, ami ásvány-kőzettani, és pollen vizsgálatok alapján hasonló a Miskolc-Görömböly határában lévő csoznyatetői-agyagbánya rétegeihez: szürkés sárga iszapos kőzetliszt, kőzetlisztes iszap, ill. kőzetlisztes agyagos iszap (2. ábra).

8. A Nagy-Kömázsa kőbányában megfigyelhetjük, hogy az erősen karsztosodott világosszürke ladini mészkő hasadékait pleisztocén vörösagyag, ill. idősebb, (VITÁLIS GY. 1970, LÁNG S. - MIHÁLTZ I. - NÉ - VITÁLIS GY.

1970) harmadidőszaki lilászvörös trópusi-szubtrópusi mállási maradék tölti ki. Feltehetően a pleisztocénban lejátszódó hévforrás-tevékenységek következményei a bánya falain látható, akár több méter vastag kalcittelérek, ill. a hévizes eredetű barlangjáratok gömbfülkéi, melyek a fejtés során kerültek napvilágra. Itt a Délkeleti-Bükk DK-i peremén a pleisztocénban történt kiemelkedéssel ért véget a hévforrás-tevékenység, ekkor emelkedett mai tszf-i magasságába a Nagy-Kőmázsa (378 m), s kerültek mai helyükre a tapolcai hőforrások.



2. ábra: A nagykömázsi 1. sz. dolina földtani szelvénye (Láng S.-Miháltz I.-né-Vitális Gy. 1970 nyomán)  
Jelmagyarázat: 1. iszapos kőzetliszt, 2. kőzetlisztes iszap, 3. kőzetlisztes agyagos iszap (holocén-pleisztocén), 4. iszapos kőzetliszt, 5. kőzetlisztes iszap, 6. kőzetlisztes agyagos iszap (pannóniai), 7. mészkő (ladini), 8. humuszos réteg, 9. kőzettörmelék réteg

Fig 2: Geological section of the doline number 1. Nagykömázsa  
Legend: 1. muddy meal, 2. mealy mud, 3. mealy clayey mud (holocene-pleistocene), 4. muddy meal, 5. mealy mud, 6. mealy clayey mud (pannonien), 7. limestone (ladinien), 8. humic layer, 9. detrital layer

9. A Tatár-árki („Mexikói”) mészkőfejtőben a vörösayag-bemosódás az erősen összetöredezett kőzetekben a nagyobb kőzetrepedésekben, járatokban, üregekben (egykori barlangjáratok), ill. a vetők mentén jól láthatóak. E vörösayag ásványtani vizsgálatát a Miskolci Egyetem Ásvány-Kőzettani Tanszékén Máдай Ferenc és Namesánszky Károly végezte el. A minták összetételéről az alábbiakat állapították meg.

- **Lilászvörös, sötétebb színű:** 30% agyagásvány (illit), 10-20% kvarc, 50-60% karbonát és apró, átlátszatlan ércszemcsék (pirit, TiFe).
- **Vörösesbarna, világosabb színű:** 5% agyagásvány, (ez meglepően kevés), 10-20% kvarc, 75-85% karbonát és teljesen átlátszó kalciumszemcsék, melyek hidrotermális tevékenységre utalnak, tehát ezek alapján egy alulról fölfelé történő üregképződés játszódhatott le.

A kőbánya területén több nagyméretű cseppkötőmb található, amelyek egyértelműen bizonyítják, hogy itt nagyobb barlang is létezett.

## Eredmények

Ha a Nagy-Kőmázsa Vitális György vizsgálta tetőközeli töbrének alját valóban eredeti rétegzettségű pannon tengeri üledék tölti ki, (*VITÁLIS GY.* 1970, *LÁNG S. – MIHÁLTZ I.-NÉ – VITÁLIS GY.* 1970) akkor ennek a töbrének a Pannon-tenger első előrenyomulásakor már léteznie kellett, tehát a függő töbrök eddig késő pliocénra tett kialakulási kora legalább a szarmatára tehető.

Amennyiben középső és késő miocén tufa-tufit burkolatából a Bükk mészkőtérszíneinek egy része a késő miocénban és a pliocénban kihantolódott, akkor az általunk most vizsgált mészkőtérszinek fedettsége csak nagyon erős jégkorszakok idején történt porhullással, - a Bükk esetében inkább vályog, mint löszképződéssel - magyarázható.

Reméljük, hogy a Nagy-Kőmázsa töbréből sikerül fúrásmintát venni és ennek részletes vizsgálata után - ha annak valóban eredeti településéről van szó -, akkor bizonyítottá válhat a Bükk tetőközeli töbreinek, zombolyainak pannon előtti kialakulása. Mindez természetesen a fiatalabb barlang- és töbrőnemzedék öregítését vonná maga után.

## IRODALOM

- BALOGH K.* (1964): A Bükk hegység földtani képződményei. - MÁFI Évkönyve XLVIII. p. 7-19.
- HEVESI A.* (1986a): A Bükk felszínfejlődése és karsztja. - Kandidátusi értekezés, Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézete, Kézirat
- HEVESI A.* (1986b): A Délkeleti Bükk karsztja. - Karszt és a Barlang, 1986.I. p. 3-14.
- HEVESI A.* (1990): A Bükk felszínfejlődése, különös tekintettel a karsztosodásra. - Magyar Földrajzi Társaság, Budapest
- JÁMBOR Á.* (1959): A Bükk-fennsík pleisztocén „vályog” képződményei. - Földtani Közlöny, 89. p. 125-132.
- KEREKES J.* (1936): A Tárkányi-öböl morfológiája. - Földrajzi Közlemények LXIV. 6-7. p. 80-97.
- KEREKES J.* (1938): Az Eger környéki barlangvidék kialakulása. - Barlangkutatás, XVI.1. p. 90-139.
- LÁNG S.- MIHÁLTZ I.-NÉ - VITÁLIS GY.* (1970): A miskolctapolcai Nagy-kőmázsa dolináinak morfológiai és földtani vizsgálata. - Földrajzi Értesítő XIX.1. p. 77-85.
- VITÁLIS GY.* (1970): Földtani és vízföldtani megfigyelések a miskolctapolcai Nagy-kőmázsan. - Hidrológiai Közlöny 50.2. p. 49-55.

## A GELLÉRT-HEGY KARSZTJA ÉS BARLANGJAI

DÉNES GYÖRGY

1132 Budapest, Borbély u. 5.

*Abstract: At the foot of the dolomite horst of the Gellért Hill, rising on the right side of the Danube, Budapest, several warm karst springs emerge. In the Eocene basal breccia overlying the Triassic dolomite, there is a cavern – known for ages – some 20 m above the Danube, which opens with a huge entrance but is 12 m long, 11 m wide and 13 m high only; it houses a rock-chapel now. Some metres above and below this cavern, two smaller cavities were discovered by drillings in the same cherty dolomite breccia. The more than 1 km long gallery, driven into the dolomite mass 5 m above the Danube level, has not intersected any caves. The thermal waters of the karst springs, upwelling at the foot of the hill and feeding three of the famous Buda baths, rise to the surface in each cases through fissures. From among the several narrow fissures, only two ones are penetrable by man in a length of 6 and, respectively, 27 m. In the dolomite bedrock and the overlying cherty basal breccia of the Gellért Hill, researches have revealed not a single cave that exceeds a length of 30 m – in contrary to the area fo the spring group upwelling in the hills northward from here; where thermal waters of the karst springs are (and were) rising from Triassic limestone and the overlying Eocene nummulitic limestone, and created in these limestones ramifying mazes of spacious caves that have been explored by speleologists in five localities localities in a total length of about 30 km.*

### Bevezetés — A Gellért-hegy és karsztosodása

A Budapest központjában, a Duna jobb partján emelkedő és a folyó fölé meredek sziklafallal föltornyosuló Gellért-hegy karsztos üregeinek létrejötte összefügg a Duna mai, dunakanyari nyomvonalának a negyedidőszakban történt kialakulásával és a Gellért-hegy közettömegének fokozatos kiemelkedésével. A Duna partja lett a Dunántúli-középhegység északkeleti részének helyi erózióbázisa. Itt fakadtak ez után a karsztforrások, ez szabta meg a Duna partján emelkedő karbonátos kőzetekben a karsztvízszintet. Ennek mentén, a leszálló karsztvizek vadózus zónájának és a karsztvízszint alatt elhelyezkedő telített, freatikus zónának határán elhelyezkedő keveredési sávban működő keveredési korrózió hatására tektonikusan preformált üregképződésekre került sor.

Az üregképződés mértéke és a kialakuló karsztos üregek morfológiája geokémiai okoknál fogva eltérő volt a budai Duna-part mentén kiemelkedő karbonátos közettömegeknek mészkőből, illetve dolomitból álló rögeiben. A Rózsadomb és Szépvölgyi út térségének mészköveiben és budai márgában a mélykarsztból feláramló csapadékeredetű meleg karsztvizek és a felszínről beszivárgó és leszálló hideg karsztvizek keveredési zónájában több kilométeres, tágas barlanglabirintusok tektonikusan preformált, háromdimenziós hálózata alakult ki. A Gellért-hegy dolomitekarsztjában viszont szerényebb méretű

és eltérő morfológiájú üregképződést figyelhetünk meg (DÉNES GY. – DE-ÁK J. 1981).

A Gellért-hegy alapközete triász dolomit, amelyre utóbb eocén báziskonglomerátum, szarukőtörmelékes dolomitreccsa, a fölé pedig budai márga települt és eocén nummuliteszes mészkő nyomaival is találkozunk; a hegy legfiatalabb üledékes kőzete a negyedidőszaki édesvízi mészkő, amely a mélyből feltörő meleg karsztforrások vizéből rakódott le (KORPÁS L. et al. 2001).

A hegy csúcsától a lábáig lépésről lépésre lehet követni a hévforrások nyomait, amelyekről Papp Ferenc számol be részletesen. A hegy tetejének délnyugati oldalában, 220 m tszf. magasságban 1250 m<sup>2</sup>-re becsült területen, ahol most játszótér van, valaha édesvízi mészkövet fejtettek, amely azt a kort idézi, amikor a mai hegytető még alig emelkedett a Duna-part fölé és itt fakadtak akkor a forrásmészkövet lerakó meleg karsztvizek. A hegy déli oldalán 205 m magasságban az egyik dolomitsziklán 1–2 mm világossárga barit, alatta kalcedon figyelhető meg, 197 m magasságban egy dolomitszikla repedéseiben víztiszta kvarc, a limonitos foltok közt 1 mm-es pirit, utána limonit hexaéderek figyelhetők meg. A hegylábánál, az Erzsébet híd lánckamrájának robbantásakor a kőtömbök között 10–12 mm nagyságú pirit kristályok kerültek elő, valamint 2–3 mm-es víztiszta, illetve sárgás, valamint ibolyás árnyalatú fluorit kockák is láthatók voltak. Mindezek az ásványok a Gellért, illetve a Rudas fürdők ősi forrásaival kapcsolatban keletkezettek. A kiválás sorrendje: pirit, fluorit, kalcedon, barit, kvarc lehetett. A hegy északkeleti oldalán kevésbé szembetűnőek a forrásnyomok, de 200 m-es szintben porló dolomit, 175 m magasságban édesvízi mészkő darabok találhatóak, alább limonitos hidrokvarcit, majd ismét porló dolomit sziklák fordulnak elő (PAPP F. 1942).

Tekintsük át a Gellért-hegy csúcsától a lábáig eddig megismert üreget, barlangokat, amelyeknek kialakulásában döntő szerepük volt a mélykarsztból feltörő termális vizeknek.

### A hegytető üregei

1854-ben Szabó Józsefnek a munkálatokat vezető pallér a hegy tető-szintjében nyíló két barlang feltárásáról számolt be. Elmondta, hogy midőn a Citadella alapozásához a tető délnyugati részén löporral követ fejtettek (ez tehát 1851–53 közt lehetett), két ízben is barlangba szakadtak. Az egyik üreg a ciszterna közepétől kissé északra nyílt fel, szélessége 11 bécsi láb lehetett (kb. 3,5 m), mélysége több ölnyire nyúlt le (1 bécsi öl = 1,89 m, a "több öl" talán 2-3 öl, azaz mintegy 4–8 m volt). Az üreg fenekére ezek szerint nem

mentek le, így aljának kitöltésére sincs adat. A másik barlang a ciszterna közepétől délre nyílt fel, mélysége vagy 10 láb lehetett (tehát mintegy 3 m), benne állati csontokat találtak, vereses, porhanyó agyagba temetve. A csontok közül egy *ursus spaeleus* koponya a múzeumba került, egy *bos priscus* phalanx Szabó birtokába jutott. Ez az üreg tehát a jégkorszakban nyitott barlang volt. Mindkét üreg falain mészbekérgeződés vagy lelógó cseppkövek voltak. Szabó 1854-ben, amikor tudomást szerzett róluk, már egyik barlangot sem találta meg, föltehetőleg lefejtették vagy betemették azokat (SZABÓ J. 1858). Hogy a szakemberek által sohasem látott két barlangot milyen közetben találták, erre vonatkozóan nem maradt fenn adat, a helyszín leírása alapján talán édesvízi mészkőben alakulhattak ki.

### A hegy keleti és déli oldalának üregei

Papp Ferenc leírása szerint a hegy keleti oldalában 190–220 m tszf. magasságban több sziklafülke található, részben dolomitban, részben szaruköves breccsában. A déli oldalon 200 m tszf. magasságban ugyancsak vannak sziklafülkék, közöttük olyanok is, ahol mesterséges beavatkozások, vésések nyomai ismerhetők fel. Ezzel összhangban áll a Barlangtani Intézet nyilvántartása, miszerint a Budapesti Egyetemi Turista Egyesület barlangkutatói a 1931–1936 közt a Gellért-hegyen bejárásaik során húsz sziklafülkét, javarészt mesterséges, kisebb üreget találtak, ezek pontos helymegjelölése azonban nem maradt fenn. A barlangok, fülkék nagy részét a sziklabiztosítások során befalazták (PAPP F. 1964).

*Gellért-hegyi-sziklaüreg* néven eocén alapbreccsában kialakult kis barlangot tart számon a Barlangtani Intézet nyilvántartása. Az üreg a hegy déli peremén, a Szabadság szobortól kb. 100 m-re délnyugatra, a perem alatt, a legfelső sétaúttól kb. 15 m-nyire felfelé nyílik. Bejáratának szélessége 0,8 m, magassága 1,1 m, hossza 4,5 m, vertikális kiterjedése 3,8 m. A befelé lejtő üreg alját feltöltés borítja. A nyilvántartás szerint a kis barlang tektonikus hasadék mentén melegvizek által kialakított üreg, amelyből két gömbfülke nyílik, egyiknek átmérője 0,8 m, a másiké 1,5 m. A barlangtól keletre 8 m-re és tovább keletre 30 m-re, valamint fölötte 8 m-nyire oldott üregmaradványok figyelhetők meg.

### A hegy délkeleti nyúlványának barlangjai

A hegy délkeleti nyúlványában, a Duna-part közelében, kb. 120 m tszf. magasságban, az eocén báziskonglomerátumban, laza, meszes kötőanyagú, szarukötörmelékés dolomit breccsában nyílik a hegy ősidők óta is-

mert, messziről látszó, tátongó nyílású ürege, a Gellért-hegyi-barlang, más néven Iván-barlang vagy Sziklakápolna (DÉNES GY. 1980, 2000). Ennek a természetes üregnek a méreteit Kadić Ottokár 1913. évi fölmérése őrizte meg. E szerint a barlang nyílása 12 m széles és 6 m magas volt. A barlangszáj tágas csarnokba vezet, amely 12 m hosszú, 11 m széles, elől 8 m magas, mennyezete fokozatosan emelkedve közel 13 m magas, kupolaszerű boltózatot alkot. A csarnokhoz egy északi oldalsó és egy északnyugati hátsó fülke kapcsolódik. Az oldalsó fülke 5 m hosszú és a közepén 3 m széles üreg, a csarnok hátsó végéhez 3 m-rel magasabban csatlakozó 9 m hosszú fülke elő részében 3,5 m széles, 2,5 m magas, de a közepe táján 5,5 m-nyire kiszélesedik (KADIĆ O. 1920, 1943).

Ez a barlang ősidők óta nyitott volt, és bizonyosra vehető, hogy már az őskor embere is ismerte, de az alját borító vastag kitöltésben nagyobb szabású ásatásra eddig sohasem került sor. 1913-ban az üreg felmérése idején Kadić egy 2 m széles, 4 m hosszú árkot 2 m-re mélyített a barlangcsarnok bejárati részének talpába, majd az egyik oldalon, 2x2 m-es területen további 2 m-rel, tehát 4 m mélységig mélyítette az árkot. A próbagödör talajából csak recens állati csontok, háziállatok csonttöredékei és a történeti időkből eredő modern cserépedénytöredékek kerültek a felszínre (KADIĆ O. 1914, 1943). Ez nem meglepő, hisz a tágas barlangban a 18-19. sz.-ban, de még a 20. sz. elején is lakóházak, illetve kunyhók álltak. A hegy egyéb helyein folytatott ásatások gazdag régészeti leletanyaga valószínűsíti, hogy a Gellért-hegyi-barlangban egy alapos régészeti ásatás minden bizonnyal őskori és ókori leletanyagot is feltárna (DÉNES GY. 2000).

A legrégebbi írott adat a barlangról a Gellért-hegy kora középkori *Pest-hegy* neve, amelynek *pest* előtagja arra utal, hogy a 9. sz.-ban a Dunakanyarba telepített bolgár jellegű szláv nyelvet beszélő délszláv népelemek már számon tartották a hegy tágas üregét és azt a maguk nyelvén, a '*barlang*' jelentésű bolgár-szláv *pest* szóval nevezték meg. Ezt a nevet a honfoglaló magyarok is átvették tőlük, a hegyet *Pest-hegy*-nek, azaz '*barlangos hegy*'-nek nevezték és az végső soron fővárosunknak névadója is lett (DÉNES GY. 1980, 1983, 2000). Utal a barlangra Georgius Wernher is, aki Magyarország vizeiről 1549-ben megjelent könyvében a budai hévizekről írva említést tesz azokról a meleg forrásokról, amelyek "*excavata rupe*", magyarul a '*kiüregesedett sziklánál*', a '*lyukas v. odvas kőnél*', mai szóhasználattal a '*barlangos hegynél*' fákadnak, ahol a forrás felett "*a szikla természetes kapuövet alkot*" (WERNHER G. 1549). Említi a tágas üreget Bél Mátyás is 1738-ban, amikor leírja "*a sokak által Pest-hegynek nevezett Szent Gellért-hegy barlangját*", amelynek "*nyílása 30 lábnyi tágasságú*" (BÉL M. 1738). Felmérést, mint már említettem, először Kadić Ottokár készített róla 1913-ban. A barlang termé-



szetes csarnoka északi falának aljából kiindulva 1925-26-ban nagyobb befogadóképességű sziklatemplom kialakítása érdekében a hegy belseje felé, robotantással további mesterséges termeket alakítottak ki, ahol az 1962-1979 évek közötti időszakban a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, a VITUKI karszthidrológiai észlelő állomást működtetett.

A barlang ősidők óta ismert és hosszú időn át lakott természetes sziklaürege a 20. sz.-ra már szenilis állapotú volt, így formakincse az üreg genezisére kevés támpontot adhatott. Pusztulásának előrehaladott állapotára jellemző, hogy midőn 1925. év őszén hozzáláttak a sziklatemplom kialakításához "*előbb a barlang mennyezetéről szedték le a lazán lógó sziklatömböket*". Ezt a természetes üreget Horusitzky Henrik az eróziós barlangok csoportjába sorolta, amelynek kialakításában a korrózióknak is szerepe volt. Szerinte azonban ezt az üreget nagyobb részben a tenger hullámai, majd folyóvizek mosták ki s ezért ezt már az eróziós barlangokhoz kell sorolni, s keletkezését tekintve ő abráziós-korráziós köfülkének ítélte (HORUSITZKY H. 1939).

1962-ben a sziklatemplom mesterséges üregében működő karszthidrológiai észlelő állomás talpán, 119,42 m tszf. magasságban a karsztvízszint ingadozásának észlelésére a VITUKI két 30 m-es fúrást mélyített, amelyek 6 m mélységben üregeken haladtak át. 1963-ban a fúrások mellett aknát mélyítettek, amely meszes kötőanyagú szaruköves breccsában kialakult és hidrotermális ásványokkal – Kessler Hubert szerint aragonit és gipsz kristályokkal – gazdagon bekérgezett, 80 m<sup>2</sup> alapterületű, természetes üreget tárt fel (KESSLER H. 1963, 1965).

Az így megismert *Aragonit-barlang* feltárásakor nagyjából 10 m hosszú, 8 m széles és 1–1,5 m magas volt. Az üreget 1969-ben a Gellért térről indított 37 m hosszú táróval is megközelíthetővé tették. (ORAVECZ J. 1970; DÉNES GY. 2000; SZABLYÁR P. 2000). Oravec János leírja, hogy a barlang ürege a dolomit és a szaruköbreccsa határán kialakult durva rétegsor mentén jött létre. Hévízes eredetére utaló, szélesleg legömbölyített oldásformái a barlang feltárt falán jól láthatók. Az üregbe utóbb a felszínről finom sárga dolomitpor, majd szaruköves üledék iszapolódott be. Később ezek részben kimosódtak, ám újabb feltöltési szakaszok következtek, s ezek során jellegzetes, barna limonitos agyag is lerakódott benne, ami már az üreg korábban a felszínre nyíló hasadékának az elzáródását jelzi. Később az üreget víz töltötte ki, amelyből az aljzat limonitos agyagára, meg a barlang falaira és mennyezetére kalcit kristálykéreg vált ki. Az üreg aljzatának kalcitkéregét és az alatta lévő üledékeket az 1960-as évek végén, bányászati módszerekkel eltávolították, hogy az üreg mennyezetének látványos szépségű kristálybevonatát bemutathatóvá tegyék. (ORAVECZ J. 1970; SZABLYÁR P. 2000). A

barlang idegenforgalmi célú kiépítésére utóbb mégsem került sor. A benne főlhalmozódott üledékek részbeni eltávolítása viszont lehetővé tette a barlang kialakulásakor volt természetes méreteinek megközelítő becslését, eszerint hossza 12–15, szélessége 10–12, magassága 8–10 m lehetett.

A Gellért-hegyi barlang alatt 1963-ban feltárt barlang jellegzetes oldott formáinak és hidrotermális ásványi bekérgezésének megismerése óta senki sem vitatja a hévizeknek, a mai Sziklakápolna bejárati terme kialakulásában játszott jelentős szerepét (KESSLER H. 1963, 1965; ORAVECZ J. 1970; DÉNES GY. 1980, 2000; SZABLYÁR P. 2000). Ennek sziklakápolna falain ásványi kiválásokat ugyan nem ismerünk, de ha voltak valaha, ami valószínű, ezek a tágas szájú és csekély mélységű barlangban évszázadek alatt klimatikus és antropogén hatásokra, meg a napjainkig tartó, felfelé harapódzó omlások következményeként elpusztultak. Hogy a Gellért-hegyi barlang ásványos kitöltése milyen lehetett, arra az Aragonit-barlang kristályokkal borított falú nagyobb és a sziklakápolna csarnokának kupolája fölött 1991-ben feltárt kisebb üreg képződményei adhatnak tájékoztatást.

A *Gellért-hegyi-barlang*, a Sziklakápolna bejárati csarnokának boltozata azonban továbbra sem volt stabil és az 1970-es évek második felében egy éjszaka újabb kőtömbök szakadtak le a mennyezetről, amit követően a VITUKI vezetése biztonsági okokból megszüntette ott az észlelőállomást és lezáratta az üreget.

A barlangban 1989-ben megkezdődött a templom újbóli berendezése. Ennek megvalósítása kapcsán azonban szükséges volt a természetes üreg nagy csarnokának omlásveszélyes boltozatán a biztosítási munkákat elvégezni. Ennek során, 1991-ben a sziklakápolna természetes ürege boltozatszerű legmagasabb pontja fölött 50 cm-rel egy fúrás a *Kis-barlang* természetes üregét tárta fel. Az üreg hossza 4,6 m, szélessége 2,6 m, magassága kb. 3 m volt. Az üreg a sziklakápolna fölött lévő teraszra felnyílt. A munkát végző Horváth János geológus leírása szerint az üreg falait feltárásakor kalcitos vagy aragonitos cseppkőkéreg borította, alján régi, leomlott törmelék volt található. Az omlásveszély elhárítása érdekében az üreg falát lőtt beton kéreggel biztosították és az üreg alatt, a sziklakápolna boltozatát is beton kéreggel zárták le. A *Kis-barlang* felszakadt felső nyílását a felszínen (a sziklakápolna fölötti, Dunára néző, korláttal körülvett teraszon) beton fedlappal zárták le (HORVÁTH J. 1991).

### A hegylábi források hasadéköregei

A Gellért-hegy lábánál kiépült három gyógyfürdőt tápláló meleg vizű forráscsoportok 100–104 m tszf. magasságban sziklahasadékokból fakadnak,

amelyek némelyikét a kiömlő vizek hasadék jellegű forrásbarlangokká tagították

A Gellért fürdőt tápláló források a mai Gellért tér felszíne alatt mintegy 12 m-rel a dolomit és a szaruköves breccsa rétegek közül törnek elő. A Szabadság híd budai hídfője helyén, a Gellért-hegy lábánál volt régen a Sáros fürdő forrásmedencéje, amelynek alját dolomitlisztből álló iszap töltötte ki, ezt nevezték a régiak sár-nak. (PAPP F. 1942). E forrásgödör helyén a híd építéskor alakították ki a Gellért fürdő gyűjtőmedencéjét, amely fölé 9,5 m magasban beton boltozatot építettek. E gyűjtőmedencében jelenleg nyolc helyen 17 forrás vize tör elő, legbővebben az 1. sz. forráshasadékból. E forrásnyílás délnyugati végén jól látni, hogy a víz a karni dolomit és a rátelepült eocén szaruköves breccsa határán lép ki (PAPP F. 1942). A 3. sz. forrás járataiban 1–2 mm nagyságú víztiszta baritkristályok figyelhetők meg, de ezek kiválása a Gellért-hegy lábánál fakadó több más forrás medencéiben is tapasztalható (PAPP F. 1964).

A Rudas fürdőt számos forrás látja el vizével, valamennyien a Gellért-hegy dolomit sziklái közül törnek elő (PAPP F. 1942). A Mátyás-forrásbarlang 105,87 m tszf. magasságban kelet–nyugati irányú, 6 m hosszan bejárható dolomit hasadék, szélessége a kiömlésnél 1,99 m, 3,5 m-nél 0,85 m. magassága 3,2 m. Egyik oldalhasadéka 1,5 m, a másik 1,2 m hosszú. A forrásmedence alján dolomit iszap található. A forrásbarlang hasadékának oldalfalain 3 ősi vízszint nyoma, travertínó bekéregződés látható a dolomit falon, a jelenlegi vízszint felett 0,9 m, 1,75 m illetve 1,93 m magasságban (PAPP F. 1942). A Beatrix-forrás vize a Gellért-hegy felől 8 dolomit hasadékból fakad, a forrásmedencébe dolomit iszap települt. A Kinizsi-forrás gőzölgő vize is dolomit sziklahasadékból tör elő, a hasadék hossza a hegy belseje felé 5 m-ig követhető (PAPP F. 1942). A többi források is dolomit hasadékokból lépnek ki, többségük forrásüregét mesterségesen bővítették. A forrásmedencékben többnyire dolomit iszap található.

A Rác fürdőt tápláló hévíz is a Gellért-hegy dolomitjából ered, de a budai márga hasadékain lép felszínre. A fürdőt eredetileg csak egyetlen barlangforrás vize táplálta, a Mátyás-forrásé vagy Kis-forrásé. A márgában kialakult barlang hossza 21–27 m, hasadékának bejárati szélessége 1 m, a barlang átlagos szélessége 1,5 m, a legszélesebb helyen 2,25 m, a legkeskenyebb helyen 0,70 m, magassága a középső szakaszon 3 m, a végponton 0,65 m, itt karvastagságban tör elő a 43°C-os meleg víz. A barlangi mederben sűrű iszap, az elbontott márga anyaga észlelhető (PAPP F. 1942, 1964). Ma a fürdő vízszükségletének nagyobb részét az 1870-ben a márgába mesterségesen bevált hasadékon át a dolomittörmeléből fakadó Nagy-forrás szolgáltatja (PAPP F. 1942).

Közvetlenül a Duna-parti meleg vizű karsztforrások fakadási szintje fölött, 104 m tszf. magasságban 1 km-nyi hosszúságú tárót hajtottak ki a hegy sziklatömegén át a Gellért fürdő és Rác fürdő között, és ez a táró egyetlen barlangot, tágas karsztos járatot sem tárt fel, de lehetővé tette a korábban a Duna fenekén fakadó szökevényforrások vizének fúrások által történő kiemelését.

## Összegzés

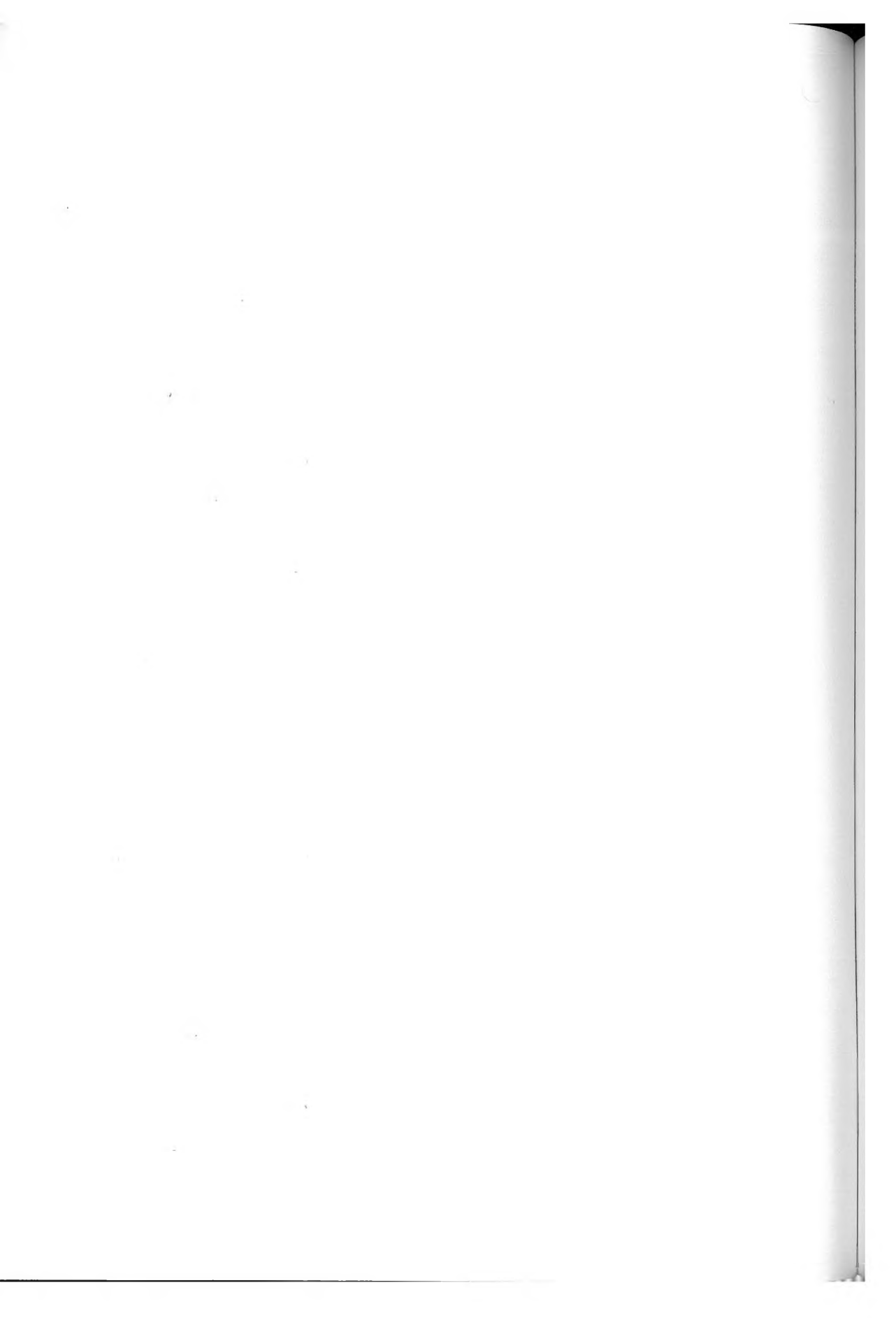
Áttekintve a Gellért-hegy barlangjainak és kisebb-nagyobb természetes üregeinek befoglaló kőzeteit és a barlangok méreteit, megállapíthatjuk, hogy a *Gellért-hegyi-barlang*, a *Sziklakápolna* természetes ürege, valamint a fölötté feltárt Kis-barlang és az alatta föltárt *Aragonit-barlang*, meg a hegy déli oldalában nyíló *Gellért-hegyi-sziklaürege* is a meszes kötőanyagú eocén alapkonglomerátumban, szarukötörmelékes dolomitbreccsában alakultak ki és még a két nagyobbak mérete sem éri el a 20 m-t. Kisebb, barlangnak nem tekinthető sziklafülkék, szűk hasadéköregek előfordulnak dolomitban és szaruköves breccsában is, ezek hossza a 2 m-t sem éri el. A hegy tetején Szabó József által említett két barlang befoglaló kőzete valószínűleg édesvízi mészkő lehetett, de egyikük hossza vagy mélysége sem érte el a 10 m-t. A hegylábánál fakadó és a dolomitekarszt által táplált aktív hévforrások természetes üregei — vizük akár közvetlenül dolomitból fakad, mint pl. a Rudas fürdő forráscsoportjáé, akár az eocén breccsa és a dolomit határán, mint a Gellért fürdő forrásainak némelyike, akár a budai márga és dolomit határán, mint a Rác fürdő forrásai — kivétel nélkül hasadékok, még ha némelyüket a forrás vize néhány méter hosszán behatolható méretűvé tágította is, de még a leg-hosszabb *Gellért-hegyi forrás(hasadék)barlang* hossza sem éri el a 30 m-t.

A Gellért-hegy kőzettömegében 30 m-t elérő vagy annál nagyobb kiterjedésű barlang sem természetes felnyílás, sem pedig emberi beavatkozás nyomán eddig nem vált ismertté, — szemben a Rózsadomb–Szépvölgy térsége mészköveiben kialakult több km-es (*Pálvölgyi-barlang* ismert hossza ma 13,3 km!) barlangrendszerekkel, amelyekből eddig öt helyen összesen több mint 30 km-nyit tártak fel a kutatók.

## IRODALOM

- BÉL, M. (1738): Notitia Hungariae novae historico geographica. III. - Viennae
- DÉNES GY. (1980): Pest névadója – a Gellérthegy barlangja. - Élet és Tudomány, 1980. 6. p. 171–173.

- DÉNES, G.* (1983): Wörter bulgarisch-slavischen Ursprungs für „Höhle“ in der ungarischen Sprache. - European Regional Conference on Speleology Sofia 1980. Sofia. p. 204–205.
- DÉNES GY.* (2000): Gellért-hegyi-barlang. In: Budapest, a barlangok fővárosa. - Millenniumi Barlangnap. Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat. Budapest. p. 45–49.
- DÉNES GY.– DEÁK J.* (1981): Felszín alatti vizek környezeti izotóp vizsgálata. - VITUKI. Budapest
- HORUSITZKY H.* (1939): Budapest Dunajobbparti részének (Budának) hidrogeológiája. - Budapest
- HORVÁTH J.* (1991): A Gellért-hegyi sziklakápolna fölötti kis barlang vázolata 1:50; A Szent Gellért-hegyi sziklakápolna metszete. 1:100. — Két kézirat vázlat a Barlangtani Intézet adattárában.
- KADIĆ O.* (1914): Jelentés a Barlangkutató Szakosztály 1913. évi működéséről. - Barlangkutatás. II. köt.
- KADIĆ O.* (1920): A gellérthegyi Szentiván-barlang. - Uránia, 21. p. 29–32.
- KADIĆ O.* (1943): A gellérthegyi Szent-Iván barlang. - Országjárás, 2.
- KESSLER H.* (1963): Karszthidrologiai észlelőállomás a Gellért-hegyi Iván-barlangban. - Karszt és Barlang, p. 91–92.
- KESSLER H.* (1965): A Gellérthegyi Karszthidrologiai Észlelőállomás. - Karszt és Barlang, p. 1–6.
- KORPÁS L. – FODOR L. – DÉNES GY. – ORAVECZ J. – MAGYARI Á. – KISS A.* (2001): A Gellért-hegy természetes és mesterséges üregrendszerének célvizsgálata. - Kutatási jelentés. Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat. Budapest
- ORAVECZ J.* (1970): A Gellért-hegyi Aragonit-barlang. - Földtani szakvélemény. ELTE Földtani Tanszék. Budapest
- PAPP F.* (1942): Budapest meleg gyógyforrásai. - A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülöhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet. Budapest
- PAPP F.* (1964): A Gellérthegy. - In: *SCHAFARZIK F. – VENDL A. – PAPP F.*: Geológiai kirándulások Budapest környékén. - 3. átdolgozott és bővített kiadás. Műszaki Könyvkiadó. Budapest. p. 118–125.
- SZABLYÁR P.* (2000): A gellérthegyi Aragonit-barlang. - Élet és Tudomány LV. p. 1576–1579.
- SZABÓ J.* (1858): Pest-Buda környékének földtani leírása. - Magyar Tudományos Akadémia. Természettudományi pályamunkák. Negyedik kötet. Pest
- WERNHER, G.* (1549): De admirandis Hungariae aquis. - Basel



## A SZERKEZET ÉS KÖZETFELÉPÍTÉS SZEREPE A SZILICEI-FENNSIK KARSZTOS FELSZÍNFORMÁINAK KIALAKÍTÁSÁBAN

MÓGA JÁNOS

Eötvös Loránd Tudományegyetem Tanárképző Főiskolai Kar Földrajz  
Tanszék, H-1055 Budapest, Markó u.29-31. jmoga@freemail.hu

*Abstract: In my paper I study the part played by the structure and rock construction in the development of landforms on the plateau belonging to the Southern part of the Szilice-plateau; the Bikk, the Lednice-bérc, the Kecső-, and Haragistya-plateau. On the territory under research I point at some basic connections between the landforms developed on rocks of different solubility surfacing on folded structures and the particularities of water network.*

### Bevezetés

A Gömör–Tornai-karszt központi helyzetű, legnagyobb kiterjedésű karsztfennsíkja a Szilicei-fennsík, amely a Rozsnyói-medence, a Sajó-völgy, az Aggtelek – Hosszúsó (Dhlá Ves) – Pelsőc (Plešivec) között húzódó törésvonal menti karsztperemi medencék, a Kecső-, Jósva-, Ménes-völgy, valamint a Torna-patak völgyfője és a Szoroskő-hágó által határolt területen helyezkedik el. Tágabb értelemben hozzákapcsolható a Sajó-völgy és a Pelsőc–Hosszúsó közti törésvonal közti dombvidék is, amely fedett karsztként hidrogeológiai egységet alkot a Szilicei-fennsík D-i részével.

A Szilicei-fennsíkot a Szilicei-takaró kőzetei építik fel, amelyek szinklinálisokban és antiklinálisokban váltakozva jelennek meg. A karsztosodás szempontjából kiemelkedően fontos középső- és felsőtriász mészkövek a tulajdonképpeni karsztfennsíkok területén a szinklinálisokban őrződtek meg. E fennsíkrészleteket alsótriász korú, antiklinálisokba gyűrt palák, homokkővek és márgák választják el egymástól. A fennsík felépítésében szerepet játszó jól karsztosodó mészkövek, gyengébben karsztosodó dolomitok és nemkarsztosodó egyéb kőzetek változatos megjelenése lehetőséget nyújt a szerkezet és kőzETFELÉPÍTÉS karsztos felszínformák kialakításában játszott szerepének tanulmányozására, és az általuk meghatározott vízhálózat sajátosságainak vizsgálatára. Tanulmányomban a Szilicei-fennsík D-i részének (Bikk, Lednice-bérc, Kecői-, Haragistya-fennsík) felszínalaktani és hidrogeográfiai viszonyait tekintem át a szerkezet és a kőzETFELÉPÍTÉS függvényében. Nem térek ki e munka keretében a Szilicei-fennsík D-i részéhez tartozó, Magyarország területén emelkedő Nagy-oldal, Szinpetri- és Jósmafői-fennsík vizsgálatára. A Szilicei-fennsík egyéb tájainak szerkezeti morfológiai vizsgálata meghaladná e tanulmány szűkre szabott kereteit.

## A szerkezetalakulás három fő szakasza

A Szilicei-takaró közei a Tethys-óceán tágabb medencéjén belül a Mellétei-óceán európai selfjén a középső- és felsőtriász idején (205–225 millió éve) keletkeztek. A Mellétei-óceán nem volt hosszú életű, bezáródása már a jura közepén elkezdődött az óceáni kéreg D-ről É felé történő szubdukciójával. Az óceán bezáródásakor a Mellétei-óceántól É felé eső Gömöri-aljzatról leszakadt annak mezozoós burka, és az aljzat D-i lejtését követve az alatta elhelyezkedő Perkupai Evaporit Formáció képlékeny anyagán csúsza került át az ütközési zónától D-re eső jelenlegi helyére, betakarva az óceáni medencében és az aljzatában kialakult képződményeket (takarókat). A területet ért első jelentős térrövidülés és tektonikai hatás alakította ki a Gömör–Tornai-karszt elsődleges takarós szerkezetét.

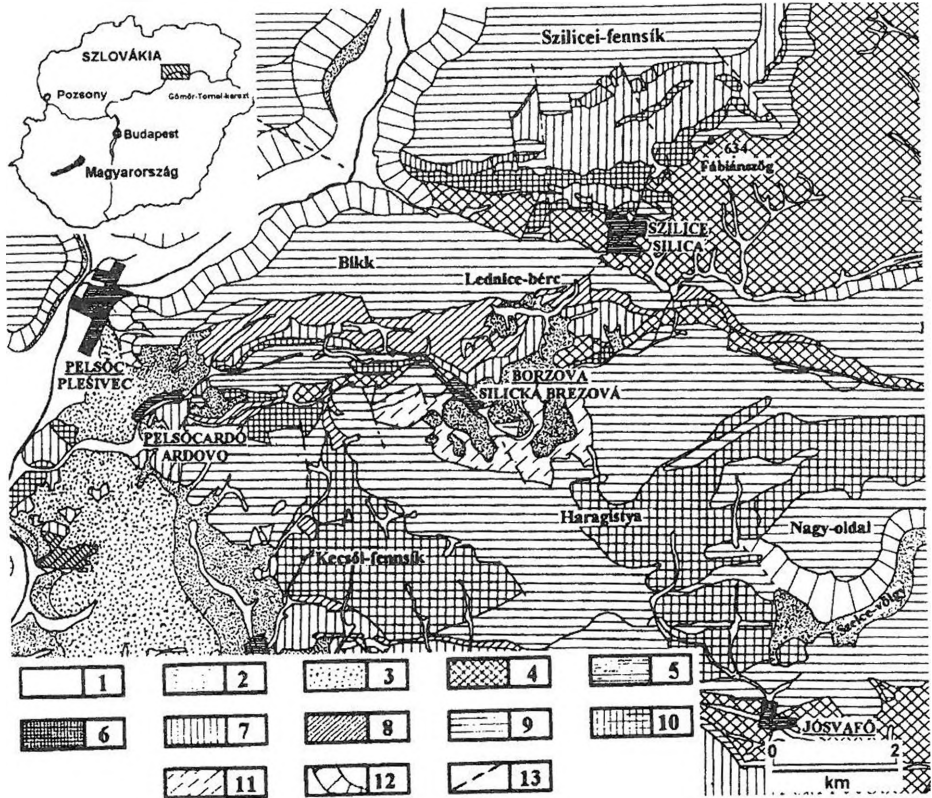
Ezt az elsődleges takarós szerkezetet a krétában egy második deformációs hatás érte, amelyet É–D-i irányú kompresszió váltott ki. Ez a kompresszió hozta létre a Szilicei-takaró redőit. A kréta térrövidüléssel létrejött – K–Ny-i tengelyű – antiklinálisok és szinklinálisok a Rozsnyói-szutúrától egészen az Aggteleki-karszt D-i pereméig szabályos sorokba rendeződtek. Később az erősödő kompresszió miatt összetorlódtak a redők és D-i irányú feltolódásokkal egymásra csúsztak. Egész szinklinális magok és szárnyak szakadtak le és csúsztak bele az antiklinális tengelyek mentén kialakult depressziókba, amelyeket a felszínre kerülő Permi Evaporit Formáció gyors lepusztulása hozott létre. Az elmozduló szinklinális magok és szárnyak másodlagos takarós helyzetbe kerültek. Az elsődleges takaróktól való megkülönböztetés miatt ezeket újabban „*klippeknak*” (takarópikkely) nevezik (LESS GY. 1998).

Az egész Gömör–Tornai-karszt lényegében K–Ny-i irányú (néhol erősen deformált) antiklinálisok (antiklinális völgyek) és szinklinálisokban (szinklinórium) megőrződött mészkősávok, ill. az antiklinálisokra rátolt szinklinális magok és szárnyak (másodlagos takarók, vagy klippek) váltakozásából áll.

A Gömör–Tornai-karszt végleges szerkezetét a felsőoligocén és a középsőmiocén között a karsztvidék déli peremén, a Darnó-zóna mentén lejátszódó horizontális elmozdulások alakították ki. A mai Szlovénia és Horvátország területéről kipréselődő kéregdarabok (a Bükk és a Szendrői-hegység tömege) újból mozgásba hozták a Gömör–Tornai-karszt D-i peremén elhelyezkedő képződményeket. Az ideérkező lemeztöredékek ütközése kisebb-nagyobb tömböket leszakítva, és azokat ÉK felé elmozdítva létrehozta a Rudabányai-hegységet.



A Szilicei-fennsík két vízzáró kőzetből álló K-Ny-i irányú sáv húzódik végig, mégpedig a Torna-völgyi antiklinális, amely a Torna völgyéből Szilicén át Gombaszög felé tart, valamint a Ménes-völgyi erősen deformált antiklinális (Derenk-Bódvaszilasi tektonikus öv), amely Borzován (Silická Brezová) át Pelsőcardó (Ardovo) felé követhető. A fennsík D-i határát az ugyancsak alsótriász időszaki vízzáró kőzetekből álló Jósva-völgyi antiklinális jelöli ki (1. ábra).



1. ábra: A Szilicei-fennsík D-i részének földtani felépítése (MELLO, J. 1997 és LESS, Gy. et al. 1988 nyomán).  
Jelkulcs: 1. alluvium, 2. negyedidőszaki eluvium és proluvium, 3. pliocén kavics és homok (Borsodi Kavics F.), 4. alsótriász palák és homokkővek, 5. gutensteini mészkő, 6. gutensteini dolomit, 7. steinalmi mészkő, 8. reiflingi mészkő, 9. wettersteini mészkő, 10. wettersteini dolomit, 11. tiszolci mészkő, 12. a karsztfennsík pereme, 13. törésvonalak.

Figure 1: Geology of the Southern part of the Szilice plateau (after MELLO, J. 1997 and LESS, Gy. et al. 1988).  
Legend: 1. aluvium, 2. Quaternary eluviums and proluviums, 3. Pliocene gravels and sands (Borsodi Pebbles F.), 4. Lower Triassic shales and sandstone, 5. Gutenstein limestone, 6. Gutenstein dolomit, 7. Steinalm limestone, 8. Reifling limestones, 9. Wetterstein limestones, 10. Wetterstein dolomit, 11. Tisovec limestones, 12. The edge of the plateau, heavy slope, 13. Tectonic lines.

A két nem karsztosodó kőzetekből álló sáv három egymástól morfológiailag és hidrogeológiaiailag is elkülönülő mészkősávot választ el egymás-

tól. Különösen szembetűnő a Gombaszög–Szilice–Torna-völgyi antiklinális választó szerepe, amely a Szilicei-fennsíkot nagyjából két egyforma részre osztja. Tanulmányomban csak a Gombaszög–Szilice–Torna-völgyi antiklinális vonalától D-re eső területtel, a Szilicei-fennsík D-i részével foglalkozom.

### **A Szilicei-fennsík déli része**

A Szilicei-fennsík három, nagyjából K–Ny-i irányba húzódó mészkősávjából kettő a fennsík D-i részén figyelhető meg, amelyeket a Ménes-völgyi - erősen deformált - antiklinális (Ménes-völgy – Borzova – Ardó közti szakasza) vízzáró palái és homokkövei választanak el egymástól. A Szilicei-fennsík középső, kisebb méretű mészkősávja Pelsőcnél kezdődik, a Bikk planinájában orsószerűen kiszélesedik, a Lednice-bérc területén folytatódik és az Ardó-hegy, ill. a Mész-hegy (az Alsó-hegy Ny-i pereme) közti nyeregben végződik.

A Szilicei-fennsík középső – úgyszólván tisztán wettersteini mészkőből álló – mészkősávján kialakult karsztfennsík élesen elhatárolódik tágabb környékétől. É-i peremét Szilice és Gombaszög között egy közzethatárhoz kapcsolódó víznyelősor hangsúlyozza, amely a Gombaszögi-závoznál<sup>1</sup> ér véget. A gombaszögi fennsíki feljáró és Pelsőc közt a plató rendkívül meredek – helyenként sziklás (pl. Vaskapu) – lejtővel szakad le a Sajó szurdok-völgye felé. A lejtő meredeksége csak Pelsőc közelében mérséklődik, ahol a fennsík elkeskenyedő pereme nagy lépcsőkben ereszkedik le a Sajó völgyébe. A magasabban fekvő lépcsőket vörösagyag fedi be, az alacsonyabbakat pedig elborítja az ún. poltári kavics.

A középső mészkősávban kialakult karsztfennsík D-i pereme is markánsan kirajzolódik. A szerkezeti-kőzettani viszonyok által kijelölt Királykút-völgy, a Borzovai-polje és az Ezsdán-völgy (egyes térképeken Roskó-völgy) választják el a szomszédos karsztfennsíkoktól.

### **A Bikk és a Lednice-bérc**

A Szilicei-fennsík középső mészkősávján két, egymástól csak alig elhatárolódó fennsíkrészlet alakult ki. A Ny-i, Bikknek nevezett magasabb fennsík tetői átlagosan 500-580 m magasba emelkednek. A Bikk erdővel borított felszínébe számos töbör mélyül, amelyek lehetnek magányosak, legtöbbször azonban csoportosan fordulnak elő, uvalává olvadnak össze, vagy szabályos (főleg ÉNy–DK-i) sorokba rendeződnek. A tetőkön lévő töbrök

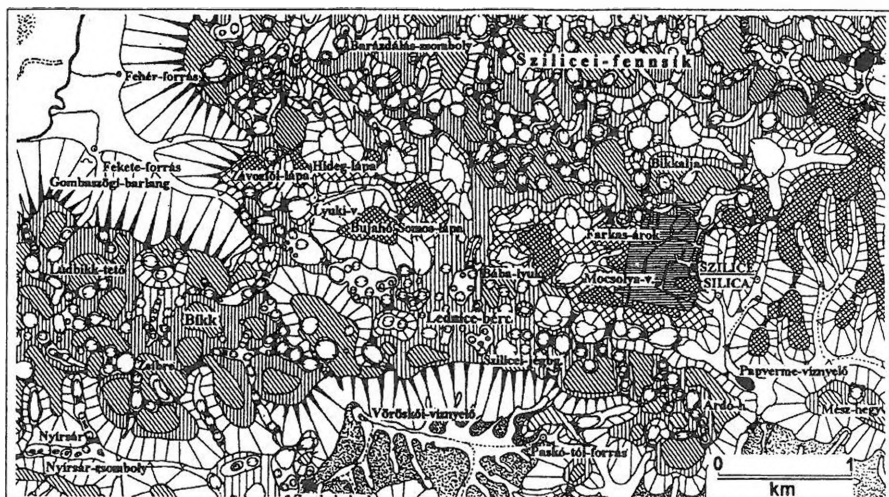
<sup>1</sup> A nehezen megközelíthető karsztfennsíkokra vezető természetes úton létrejött fennsíki feljárókat závoznak nevezik.

általában nagyobb méretűek, szabályos tálformájúak, víznyelőt csak elvétele találunk az aljukon. A töbörök főleg a fennsík pereménél elvégződő völgyfők vonalában sorakoznak. Többnyire törésvonalakat követnek, vagy régi völgyek talpán alakultak ki. Ilyet láthatunk a Pisik-völgy feletti tetőn (Város-völgy), és ilyen töbör sor választja el a Bikk planináját a kissé alacsonyabb K-i fennsíktól (Lednice-bérc), ahol a Szilicei-jégbarlang nagy szakadéka található. Töbörök nem csak a tetőkön, hanem a fennsík meredek lejtőin is kialakultak, mint pl. a Liszunya-tető oldalában, a Nyírsár és a Vas-völgy felé ereszkedő lejtőkön. A fenti töbrök két generációt képviselnek. A tetők nagyobb méretű töbrei idősebbek, mint a völgyi töbörök sorba rendeződött kisebb méretű töbrei. Az idősebbek kialakulásának korát a pannorra, a fiatalabbakét a rodáni fázis idejére *J. JAKÁL (1975)* teszi.

A Gombaszögi-závoz és az Ardó-hegy közti alacsonyabb tetőkön alakultak ki a Szilicei-fennsík legérettebb, legfejlettebb karsztjelenségei, amelyek a fennsík alatt húzódó bűvópatakrendszerhez kapcsolódnak. A bűvópatakrendszer legfejlettebb víznyelői a karsztfennsík É-i és D-i peremén alakultak ki. A Torna-völgyi antiklinális Szilice és Gombaszög közé eső szakasza kissé magasabbra emelkedik környékénél, alacsony hátakként szeli át a karsztfennsíkot. E vízzáró palákból álló tetőkről rövid vízmosások vezetnek a szomszédos mészkőszávon felé, amelyek a közethatárnál víznyelőben végződnek. Az egész karsztfennsík egyik legszebb közethatáron kifejlődött víznyelő-sora alakult itt ki (2. ábra).

A sor a fennsík peremén a Závozfői-lápával kezdődik. A sorban következő tekintélyes méretű vízgyűjtő területtel rendelkező Lyuki-völgy alján egy kis vízfolyás is kialakult, melynek forrásait részben a szomszédos palasáv felől szivárgó víz, részben talajvíz táplálja. A kis ér vize a völgy zsombékos aljára érve gyorsan elszivárog. A Somos-lápa alján, a Bába-lyuk völgyében és a Mocsolya-völgyben csak időszakos vízfolyások alakulnak ki hóolvadáskor, záporok idején. A sort bezáró Papverme-víznyelőnek van a legnagyobb vízgyűjtő területe. A Szilicétől ÉK-re fakadó források egy elég bővizű patakot táplálnak, amely az itt már kiszélesedő palasávon át éri el a mészkő határát.

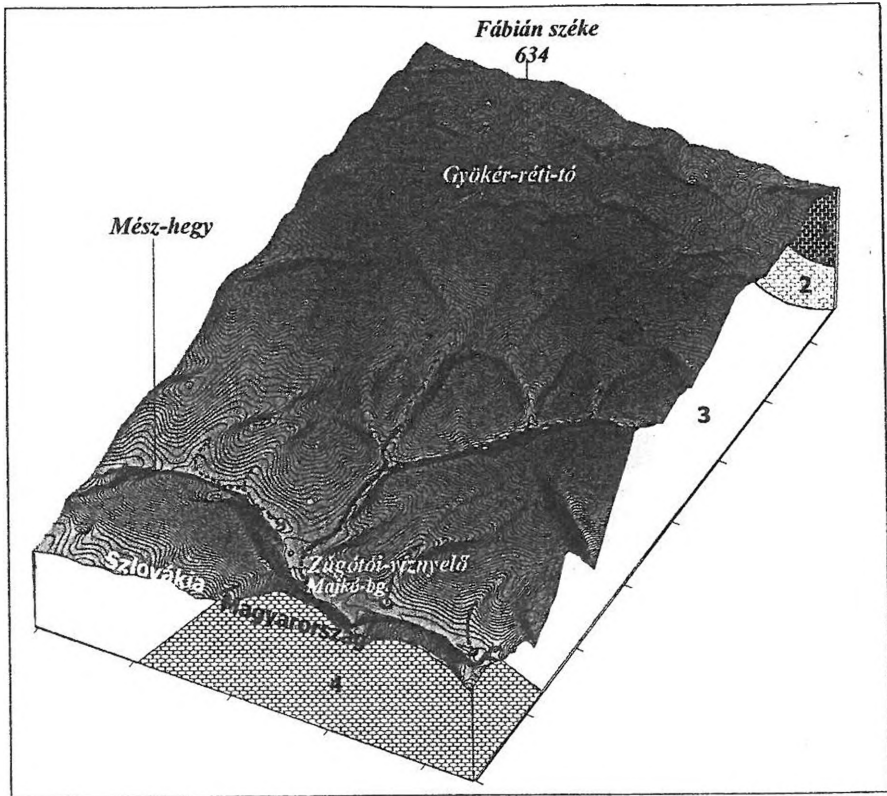
Szilice község, a Fábianszög (634 m) és a Mész-hegy (az Alsó-hegy Ny-i elvégződése) között egy felszín alatti megcsapolású medence alakult ki, amelyet a Fábianszög és a Szombat-hegy közti vízválasztóból kiágazó oldalgerinc (Nagy- és Kis-Méla-tető, 610, ill. 606 m) határol el a Torna völgyétől. Az antiklinális hátról az általános lejtést követve hosszú völgyek futnak le a Mész-hegy lába felé, ahol e völgyek vízfolyásai víznyelőkben tűnnek el, és részben a Sajó-völgy felé, részben a Torna-völgy felé irányulnak (*ORVAN, J. 1995*).



2. ábra: A Bikk és a Lednice-bérc felszínalaktani térképe (jelkulcs az 5. ábrán látható).  
 Figure 2: Geomorphological map of the plateaus Bikk and Lednice-bérc (legend can be seen on Fig. 5)

A pár évtizede elzáródott Papverme-víznyelő mélyedésében összegyűlt vizek hozták létre a Szilicei-fennsík legnagyobb méretű karsztos tavát, amelyet a helybeliek Papverme néven tartanak számon. A Papverme elfolyó vizét 1960-ban fluoreszcenncel megfestették, és az a korábbi feltételezéseknek megfelelően a gombaszögi Fekete-forrásban jelent meg. A Papverme-víznyelő és a gombaszögi Fekete-forrás között húzódik a fennsík alatt a Gömör–Tornai-karszt egyik legkülönlegesebb – még csak részleteiben ismert – barlangrendszere. A bűvópatak több kilométeres földalatti útján érinti a régészeti leleteiről nevezetes Hráskői-zsombolyt, végigfolyik a Szilicei-jégbarlang alsó járatain, és végül megjelenik a Gombaszögi-barlangban is, mielőtt befejezné földalatti útját.

Az előző felszín alatti hidrológiai rendszerhez további víznyelők kapcsolódnak a mészkősáv D-i pereménél. A legnagyobb vízgyűjtőterülettel a Borzovai-polje É-i medencéjében nyíló Vöröskői-víznyelő rendelkezik, amely feltehetően oldalágként kapcsolódik a Fekete-forrás rendszeréhez (ORVAN, J. 1995). Ugyancsak e rendszerhez tartozik a Nyírsár nyelősora a Bikk fennsíkjától D-re, amely a szomszédos nem karsztos kőzetek (triász tufa, argilit) felszínéről lefutó vizeket vezeti a mélybe. Itt, e víznyelők egyikeben nyílik a Szilicei-fennsík D-i részének legmélyebb zsombolya (Nyírsár-zsomboly), amelynek aknája a meredeken dőlő argilit- és mészkőrétegek dőlését követve 135 m mélységbe vezetnek (STIBRÁNYI G. – GAÁL L. 1984).



3. ábra: A Szilicei-fennsík és az Alsó-hegy határa.

Jelkulcs: 1. gutensteini dolomit, 2. gutensteini mészkő, 3. alsótriász homokkő és pala, 4. wettersteini mészkő.

Figure 3: Boundary of the Szilice and Alsó-hegy plateaus.

Legend: 1. Gutenstein dolomite, 2. Gutenstein limestone, 3. Lower Triassic shales and sandstone, 4. Wetterstein limestone.

A Fekete-patak barlangrendszere fölötti keskeny plató nagyméretű, mély, tál alakú töbrei közt két szép szakadéktöbör figyelhető meg, amelyek a mélybeli üregrendszer mennyezetének felszakadásával keletkeztek. A Szilicéhez közelebb eső kissé ovális, amfiteátrumszerű mélyedésnek a helybeliek külön nevet is adtak, Horpotának nevezik. A Horpota csaknem függőleges sziklafalakkal határolt, átlagosan 15-20 m mély szakadéknak aljára csak a hossz tengely két vége felőli oldalon lehet beereszkesdni, ahol a meredek letörést sziklagörgeteges lejtő váltja fel. A másik – ismertebb – szakadéktöbör a Szilicei-jégbarlangot rejtje magában. A nagyméretű, 31 m magas, áthajló sziklafalak által határolt szakadékdolina alján nyílik a mérsékelt éghajlati öv legkisebb tszf. magasságban (503 m) kialakult jégbarlangja.

A Szilicei-fennsík középső mészkővonulatának D-i határát kijelölő Ménes-völgyi antiklinális vízzáró kőzetei kissé mélyebben helyezkednek el, mint a szomszédos mészkőfennsíkok. Így nem annyira vízvázasztó, mint inkább vízgyűjtő jellegű. A vízgyűjtő idomok létrejöttét nagymértékben elősegítette a pala- és homokkőszárvval szomszédos terület felépítése, szerkezete. A Bikk és a Lednice-bérc fennsíkjától D-re átlagosan 2-2,5 km széles sávban hirtelen megnő a kőzettani változatosság. Különböző oldékonyságú középső- és felsőtriász mészkövek és dolomitok (reiflingi mészkő, steinalmi mészkő, gutensteini mészkő és dolomit, tiszolci mészkő, halstatti mészkő) kapcsolódnak a vízzáró kőzetekhez ebben a tektonikailag is mozgalmasságban. Ráadásul kisebb foltokban még agyagos, vályogos, kavicsos rétegek is betakarják a karbonátos kőzeteket, amelyek elősegítették az időszakos és állandó vizű felszíni vízfolyások kialakulását.

A Ménes-völgy völgyfője és a hosszúsói peremi polje közti K-Ny-i irányba húzódó völgyek (Király-kút-völgy, Nyírsár, Ezsdán-, Pisik-, Lyukostya-völgy) jelzik a völgyképződés számára kedvező feltételeket nyújtó sáv irányát, központi kiszélesedő részét pedig egy karsztos medence, a Borzovai-polje foglalja el (CSÜLLÖG G. - MÓGA J. 1997, MÓGA J. 1999b).

## A Kecői-fennsík<sup>2</sup>

A Ménes-völgyi deformált antiklinális (Derenk-Bódvaszilasi tektonikus öv) és a Kecő-, ill. Jósua-völgy között húzódik a Szilicei-fennsík D-i mészkőszárvja. Szerkezete, földtani felépítése az előzőhöz képest meglehetősen egyszerű. Két vízzáró sáv közti szinklinálisban jelennek meg a karsztosodó kőzetek, jelen esetben a wettersteini mészkő és a wettersteini dolomit egymástól jól elhatárolódó foltjai. (Az egyéb középső- és felsőtriász karbonátos kőzetek itt alárendelt szerepet játszanak). Az egész D-i mészkőszáv morfológiáját és hidrológiáját a mészkő- és dolomitfoltok egymáshoz való viszonya, sajátos elrendeződése határozza meg. A fenti szinklinálisban megőrzött mészkő- és dolomitfelszínen öt jól elhatárolódó karsztfennsík (Kecői-, Haragistya-fennsík, Nagy-oldal, Szinpetri-, Jósua-fői-fennsík) alakult ki, amelyek a hosszúsói peremi polje (MÓGA J. 1999a., 1999b.) és a Ménes-patak szögletes áttörése közt sorakoznak.

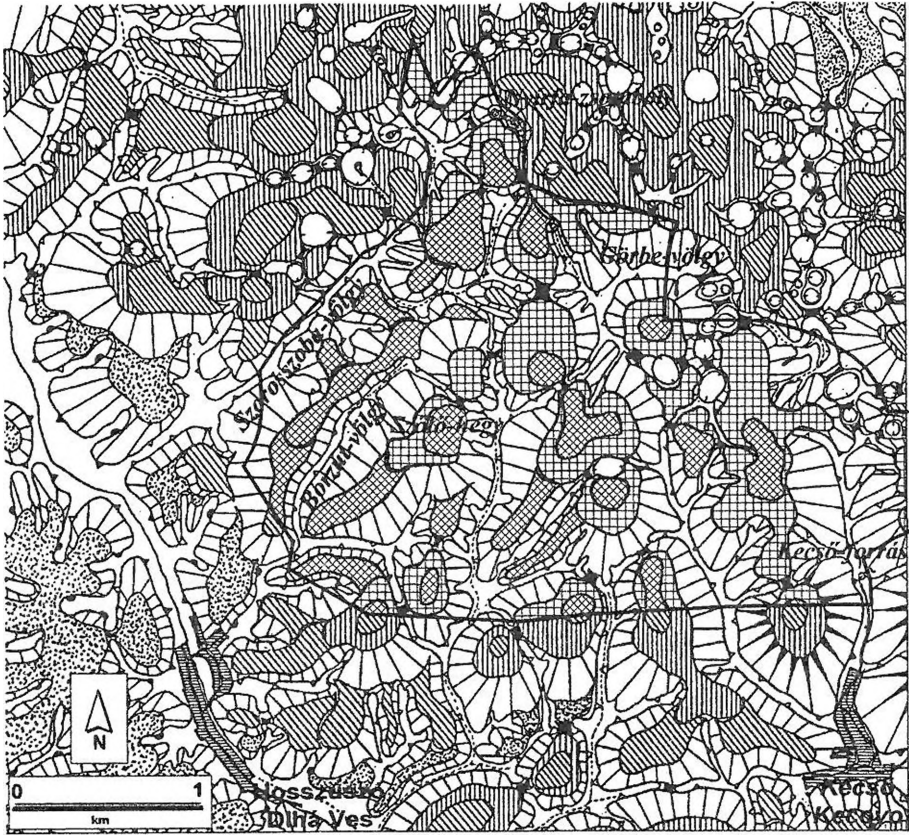
Az egymástól völgyekkel, medencékkel, töbörökkel elválasztott karsztfennsíkok közül a Kecői-fennsík esik legnyugatabbra. Lefolyástalan belső területei alig érik el az 500 m-es magasságot, magasabb tetők csak D-

<sup>2</sup> A szóbanforgó karsztfennsíknek nincs régóta használt, a helybeliek által is ismert neve, mint a szomszédos Haragistya-fennsík. A Szinpetri-fennsík és a Jósua-fői-fennsík mintájára — jobb híján — Kecői-fennsíknek nevezem.

en, a Kecső-völgy felől hátravágódó völgyfők közti gerinceken (Kövesbatka, 507 m, Szőlő-hegy, 516 m), és É-on a Lyukostya- és Ezsdán-völgy völgyfőjénél (Dét hegye, 560 m) található. A fennsík átlagmagassága fölé emelkedő, mészkőből és homokkőből felépülő Dét hegye fontos vízválasztó csomópont a Szilicei-fennsík D-i részén. A hegy ÉK-i lejtőiről indul az a kis vízmosás, amely a Borzovai-poljén keresztül a Milada-barlang víznyelőjében tűnik el. ÉNy-i lejtőibe az Ezsdán- és Lyukostya-völgy vágódott be, és ugyancsak a fenti homokkőszávból fakad az a kis forrás, amelynek a vizét egy gémeskút (a Lyukostya-kút) gyűjti össze. A gémeskút túlfolyó vizét a mészkőszáv peremén kialakult víznyelők vezetik a mélybe. Három jól fejlett nyelő alakult ki a kőzethatáron amelyek több egymás után lejátszódó mélységi lefejezésre (batükaptúra) utalnak. A fenti nyelőkben elszivárgó, elnyelődő víz megjelenési helye ismeretlen. Mindenképpen csak távolabbi források jöhetnek számításba. Legvalószínűbbnek az látszik, hogy a Kecői-fennsík Ny-i peremén sorakozó szárazvölgyekben elszivárgó vizekkel együtt valahol a Sajó-völgyében, a Csoltó (Čoltovo) és Lekenye (Bohúňovo) környéki forrásokban lát napvilágot.

A Kecői-fennsík központi részét elfoglaló nagy méretű dolomitfolt karsztosodása másfajta formakincs kialakulásának kedvezett, mint amilyeneket a szomszédos mészkőterületeken láthatunk. A dolomit nem oldódik olyan jól, mint a mészkő, nem is mállik, felszínét mégis málladék borítja (a fedőüledékekből kialakult málladék lejtőn való mozgásának főleg a jégkorszakok periglaciális felszínformálása kedvezett), de a víz ugyanúgy elszivárog a kőzet repedéshálózatában, mint a mészkőében. A mintegy 7 km<sup>2</sup> kiterjedésű dolomitfennsíkről szinte teljesen hiányoznak a töbrök, e nagy területen mindössze 12-t sikerült megszámolni, de azok is főleg a kőzethatáron fordulnak elő. Több négyzetkilométeres folton egyáltalán nincsenek. Nagyobb számban a Kecő-réten jelennek meg, de azok sem típusosak, völgyszerűen megnyúltak, lejtőjüket málladéktakaró és talaj borítja (4. ábra).

Megfigyeltem, hogy a dolomitfennsíkon a töbröket többnyire száraz vakvölgyek, aszóvölgyek helyettesítik. A földtani és morfológiai térképen is jól látható, hogy ezek a vakvölgyek körbeölelik a deltaformájú dolomitfoltot, és a hóolvadások, nagyobb esőzések idején összefolyó vizeket a szomszédos mészkőterületek felé vezetik. Az aszóvölgyek a kőzethatáron gyakran víznyelőben végződnek. Ezen a kőzethatáron alakult ki a Nyírfá-zsomboly, amely egy víznyelősor már nem aktív tagja. Ny felé a közelében (a Szorosszoba-völgy völgyfőjében) egy másik vakvölgy is kialakult, ennek azonban nincs víznyelője. Az aszóvölgy a szomszédos mészkőfolt területén többsorban folytatódik.



4. ábra: A Kecsői-fennsík felszínalaktani térképe (a körülhatárolt terület a dolomitfoltot jelöli, jelkulcs az 5. ábrán látható).

Figure 4: Geomorphological map of the Kecsői plain (the enclosed area marks the dolomite patch, legend can be seen on Fig. 5).

Valamennyi vakvölgy közül a Görbe-völgy a legnagyobb és legérdekesebb. Kb. 1 km hosszú, vízfolyás nélküli, meredek lejtőkkel határolt, lapos fenekű kanyargós völgy, amelynek alját alluvium tölti ki. Jelenlegi vízfolyásra utaló nyomokat azonban csak a Rakattya-kút felől belétorkolló mellék-völgy alján figyeltem meg. A Rakattya-kutat a málladékrétegben összegyűlt víz táplálja. Csapadékos időszakban a gémeskút felől kis vízfolyás vezet az említett völgy felé, de a fővölgyet sohasem éri el. A fővölgy alluviális talpán vízvezető ároknak nyoma sincs. A Görbe-völgy, a többi szárazvölgyhöz hasonlóan, a mészkő határán vakon végződik. E vakvölgy végében azonban nem alakult ki víznyelő, vagy ha kialakult, idővel eltömődött. A völgy fejlődése megállt, vagy legalábbis lelassult, csak a mainál csapadékosabb idő-



szakban, talán a jégkor valamelyik interglaciálisában, vagy esetleg a holocén atlanti és szubboreális fázisában volt benne vízfolyás.

A korábbi csapadékosabb időszakban volt aktív vízvezető járat a mintegy 1 km hosszúságban ismert Kecői-rétek barlangja (jaskyna na Kečovských lúkach), amely két, többszerűvé átalakult korábbi vakvölgy közti karros nyeregben zsombolyszerűen nyílik. Szárazon maradt folyosója a Kecői-barlangrendszer felé vezet. Májig nyitott kérdés, hogy a barlang oldalágként kapcsolódik-e a Kecői-barlangrendszerhez, vagy utóbbit mélyebb szintű folyosóval „keresztelve” átvezet a Haragistya-fennsík alá (STIBRÁNYI G. – PETRIK E. 1989).

A Kecői-fennsík D-i, DNy-i, dolomitból felépülő peremvidékét mélyen bevágódott völgyek (Szorosszoba-, Borzút-völgy, Kecő környéki völgyek) szabdalják fel. Az állandó vízfolyás nélküli korróziós-eróziós úton kialakult völgyek a Kecő-völgy felé, az Ördöglyuk-víznyelő (a Domicá-bg. víznyelője) felé és a hosszúsói peremi polje felé ereszkednek le. Igazi aszóvölgyek, amelyekben csak kivételesen és csak egyes szakaszokon folyik víz, az is gyorsan elszivárog. Az itt beszivárgó víz nem közvetlenül a fennsík lábánál lát napvilágot, hanem bejut a fedett karszt alatti tározó térbe, és nagy valószínűséggel a Sajó-völgy innen K felé fakadó forrásaiban jelenik meg.

Megfigyelhető, hogy a legmagasabb tetők (Nyisztron-bérc 493 m, Szőlő-hegy 508 m, Kövesbatka 514 m) nem a fennsík területén fordulnak elő, hanem a mélyre vágódott szárazvölgyek közti völgyközi hátakból emelkednek ki. Átlagosan 20-30 méterrel magasabbra emelkednek a karsztfennsík belső tetőinél és még jelentősebb a szintkülönbség a vakvölgyek talpához képest.

### **A Haragistya-fennsík**

A Király-kút völgye, a Borzovai-polje, a Kecő-völgy és a Lófej-völgy által határolt területen emelkedik az átlagosan ötszáz méter magas Haragistya-fennsík. A Haragistya mészkőből, dolomitos mészkőből és dolomitból felépülő, meglehetősen egyenletes karsztos felszínéből alig emelkednek ki legmagasabb tetői (Lófej-tető 567 m, Káposztás-bérc 539 m, Ocsisnya-tető 535 m, Gyakor-hegy 513 m stb.), ellenben mélyen bevágódtak völgyei. Utóbbiak főleg a dolomitból álló területeken alakultak ki, amelyek sokkal tagoltabbak a mészkőfelszínéknél. Az aszóvölgyek átéréselték a dolomitfoltok közé ékelődő keskeny mészkősávokat is, ezáltal mélyebben behatoltak a karsztfennsík területére (Hosszú-, Lófej-völgy). A nagyobb dolomitfoltok területén a peremektől távolabb a Kecői-fennsík dolomiton kialakult

aszóvölgyeihez hasonló vakvölgyek jelennek meg, amelyek pár száz méter után felszíni lefolyás nélküli mélyedésben, többnyire uvalában végződnek.

A váltakozva dolomitból, dolomitos mészkőből és mészkőből felépülő karsztfennsíkron a töbrök, töbrösorok, uvalák és aszóvölgyek kőzetfelszínek szerinti elkülönülése azonban koránt sem olyan szembetűnő, mint a Kecői-fennsíkron. Néhány magányos – méreténél fogva is figyelemre méltó – tetőhelyzetű óriástöbör kivételével a felsorolt felszínformák szabályos sorokba rendeződve, hálószerűen jelennek meg, ami tektonikus preformációra utal. A lazábban, vagy szorosabban egymáshoz kapcsolódó töbrök, uvalák és szárazvölgyek főleg ÉNy–DK-i és rájuk merőleges ÉK–DNy-i törésvonalak mentén sorakoznak, rácsszerűen tagolják a Haragistya karsztfennsíkját.

Az itt előforduló töbrök átmérője 50-200 m, mélysége 20-50 m. Meredek, sziklás lejtőjükön a karrok gyakran a sekély vastagságú vörös agyagos rendzina takaró fölé emelkednek. E töbrök valószínűleg hosszú ideje tartó nyílt karsztosodás eredményeként alakultak ki (JAKUCS L. 1964.). A fenti méreteket meghaladó töbör a Haragistyán kivételesnek tekinthető. Ilyen nagy magányos tetőközeli töbör többek között a Juh-lápa, mely közel 250 m átmérőjű, de csak 15 m mélységű. Az ennél is nagyobb, megnyúlt alakú mélyedések (uvalák) két, vagy több dolina összeolvadásával keletkeztek. Az uvalákban a szomszédos töbrök közti gerinc már lealacsonyodott, ellaposodott, de még megfigyelhető (Kék-kő-, Pásztor-völgy).

Az összeolvadás végbemehet úgy is, hogy a kialakult töbör kisméretű aszimmetriája jelzi csak az összeolvadás folyamatát. ZÁMBÓ L. (1970) a dolinák kitöltésének vizsgálata során figyelt fel arra, hogy az aszimmetrikus dolinák terra rossa, vagy rendzinás vörösföld kitöltése alatt dolinák közti választógerincek rejtőzködnek. Ez csak a dolinák összeolvadásával magyarázható. Zámbo L. ezt a folyamatot a következőképpen írja le. A töbrök alját gyakran humuszban gazdag rendzinás terra rossa töltheti fel, amely elzárja a leszivárgó víz útját. Ettől kezdve a víz laterális elszivárgással jut a karszt belsejébe, s a töbrök pereménél a vékonyabb talajrétegen átszivárgó víz CO<sub>2</sub>-t vesz fel, telítődik és intenzív korróziós hatást gyakorol a dolina üledékkel kitöltött kerülete mentén. Ezt a folyamatot nevezzük tálasodásnak, aminek következtében a kezdetben még meredek falú, tölcsér alakú töbör tálszerűvé szélesedik. E folyamat felgyorsulhat a litoklázisok mentén, megnyúlik a töbör, és az ugyanazon törésvonal mentén tálasodás útján fejlődő töbrök közelednek egymáshoz, a köztük lévő gerinc lealacsonyodik, sőt a töbrök oldaláról behordódó üledékek el is fedhetik a korábbi választógerincet. Ezzel látványosan teljesen összeolvad a két szomszédos töbör, jöllehet a kitöltése alatt még sokáig megmarad küszöbként a hajdani töbrök közti nyereg.

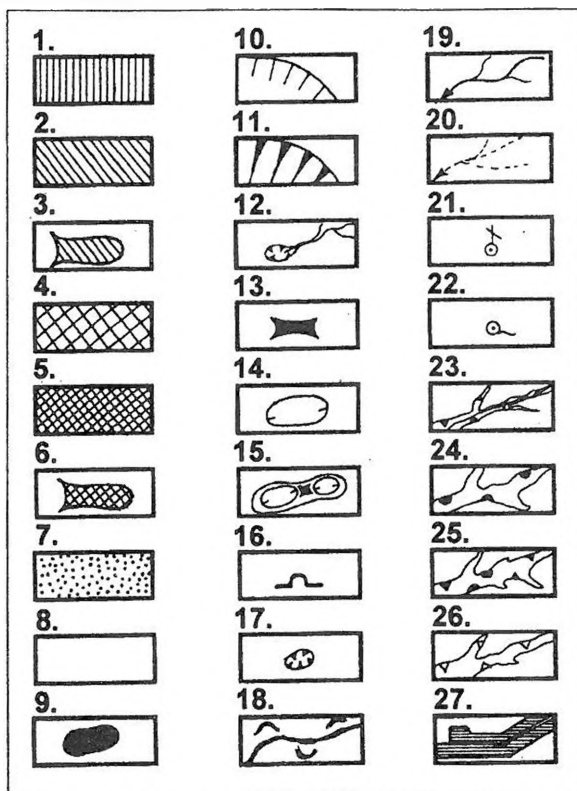
A haragistyai töbrök főleg korróziós úton alakultak ki, és bennük a tálasodás nyomait úgyszólván mindenhol jól megfigyelhetjük. Azt is észre lehet azonban venni, hogy a legtöbb töbör nem szimmetrikus. A töbrök deformációja különbözőképpen történhet, végbemehet a korábban ismertetett módon, de a töbör belsejében végbemenő térben változó nagyságrendű karsztkorrózió is aszimmetrikus dolinák kialakulásához vezet. *BARÁNY I. – JAKUCS L.* (1984) mutattak rá először, hogy a dolina oldalak mikrotérsegeinek eltérő mikroklímája, eltérő növénytársulása és a talajéletbeli különbségek a dolinák lejtőinek eltérő mértékű korrózióját eredményezik, amely idővel a dolina deformációjához, azaz aszimmetrikus töbör kialakulásához vezet.

A Haragistya-fennsíkot a jósvafői Tohonya-forrástól a Borzovai-poljéig húzódó ÉNy–DK-i irányú töbör sor két eltérő méretű fennsíkrészletre osztja. A szorosan egymáshoz kötődő, viszonylag kisméretű töbröket magába foglaló töbör sor a Szilicei-fennsík D-i részének egyik markáns szerkezeti vonalához kapcsolódik, amely a Sajó völgyétől Jósvafőig követhető. E törésvonal mentén a fenti töbör soron kívül egy vakvölgy (a Muhinka-völgy) és néhány víznyelő is kialakult, köztük a Milada-barlang nyelője, amely a legfejlettebb és a legismertebb a vizsgált területen.

A Borzovai-polje D-i végében nyíló víznyelőben eltűnő patak vizét már többször megfestették, a megjelölt víz minden alkalommal a Kecső-forrásban jelent meg (*MÁNDY T.* 1960, *MAUCHA L.* 1976), egyszer azonban kimutatták a jelzőanyagot (sózási kísérlet után a kloridion megnövekedését) a Tohonya-forrás vizében is (*SÁRVÁRY I.* 1964). A víznyelő Tohonya-forrással való összefüggését a későbbi vízjelzések nem erősítették meg, de valószínűleg létezik ez a hidrogeológiai kapcsolat. A szerkezeti, közettani, morfológiai viszonyok azt valószínűsítik, hogy a Haragistya-fennsík alatt nagyon bonyolult vízvezető rendszer alakult ki, melynek legfejlettebb víznyelői a szlovákiai Borzovától D-re nyílnak (Milada-barlang víznyelője, Bűdös-tó-víznyelő, Matilda-barlang víznyelője), míg a rendszer fő megcsapolója a Szlovákiában fakadó Kecső-forrás, de a karsztvíz kivételesen magas vízállása idején megcsapolhatja a jósvafői Tohonya-forrás is. *MAUCHA L.* (1976) ezt „*időszakos bifurkációs kapcsolat*”-nak nevezi.

A Haragistya-fennsíkot átszelő tektonikai vonalat követő töbör sorhoz hasonló völgyi töbör sor húzódik a fennsík Ny-i határán is, amely egyben választóvonalat képez a Kecői-fennsík felé. Érdekes összehasonlítani e két töbör sort egymással, mivel a látszólagos hasonlóság jelentős morfológiai különbségeket takar, amelynek genetikai okai vannak. A Haragistyát átlósan átszelő töbör sor apró töbreihez relatíve magas nyergek kapcsolódnak, amelyek nem térnek el jelentősen a környező tetők magasságától. A nyeregpon-

tok magassága a fennsík peremétől a fennsík belseje felé emelkedik, mintegy jelképes vízválasztót formálva. Ezzel szemben a Borzovai-polje és a Kecső-völgy közti töbör sor nagyméretű töbrei egy mélyre vágódott völgy talpán sorakoznak, amelyet meredek lejtők választanak el a szomszédos tetőktől. Az egyes töbröket elválasztó nyergek D felé, az egykori esés irányába 446 m-ről 427 m-re alacsonvodnak.



5. ábra: Jelkulcs a felszínalaktani ábrákhoz. 1. a karszfennsíkok pannon elegyengetett felszíne, ill. karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi hát, 2. karszfennsík magasabb tetője, ill. karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi hát tetője, 3. völgyközi hát pihenője (karsztosodó kőzeten), 4. nem karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi hát, 5. völgyközi hát tetője (nem karsztosodó kőzeten), 6. völgyközi hát pihenője (nem karsztosodó kőzeten), 7. pannon-pontuszi üledékek, 8 alluvium, 9. tó, 10. lejtő, 11. meredek lejtő, fennsíkperem, 12. viznyelő, 13. nyereg, 14. töbör, 15. iker töbör, uvala, 16. barlang, 17. zomboly, 18. folyó, 19. állandó vízfolyás, 20. időszakos vízfolyás, 21. kút, gémeskút, 22. karsztforrás, 23. eróziós völgy, 24. deráziós völgy, 25. eróziós-deráziós völgy, 26. aszóvölgy, 27. település.

Figure 5: Legend to the geomorphological figures. 1. carstic plateau or intervalley back developed on carstic rocks, 2. the higher back of the carstic plateau or the summit of the intervalley back (on carstic rocks), 3. the resting point of the intervalley back (on carstic rocks), 4. intervalley back developed on non-carstic rocks, 5. the summit of the intervalley back developed in non-carstic environment, 6. the resting point of the intervalley back on non-carstic rocks, 7. pannonian-pontian sediments, 8. alluvium, 9. Lake, 10. slope, 11. the edge of the plateau, heavy slope, 12. ponor, swallow hole, 13. saddle, 14. dolina, 15. twin dolinas, uvala, 16. cave, 17. shaft, 18. river, 19. permanent waterflow, 20. periodical waterflow, 21. well, 22. karstspring, 23. erosion valley, 24. derosion valley, 25. erosion and derosion valley, 26. dry valley, 27. village.

E többsor helyén tehát egy vízvezető völgy húzódott, amely a Borzovai-katlan vizeit vezette D felé, amíg a mészkő és dolomit fedőrétegei elég vastagok voltak ahhoz, hogy rajta felszíni vízfolyások alakuljanak ki. A fedőrétegek elvékonyodásával megindult a vizek mélybe szivárgása, amit mélybe-fejeződés (batükaptúra) követett. Ettől kezdve a fenti víznyelőkben eltűnő vizek búvópatakként áramlanak a Kecő-forrás felé. Időközben az elhagyott szárazvölgy alján korróziós töbrök fejlődtek. A kialakult völgyi többsor függővölgygé vált, talpa - amely leginkább a töbrök közti nyergekben őrződött meg - magasabban van, mint az aktív vízvezető völgyszakaszok a Borzovai-polje alján (416 m) a víznyelő közelében és a Kecő-forrás közelében (342 m).

A többsoros völgy alatt húzódó búvópatak vízvezető járatrendszeréből még csak kisebb szakaszokat ismerünk. A víznyelők felőli oldalon a legnagyobb hosszúságban a Milada-barlangot ismerték meg, mintegy 800 m hosszan követhető a patak a földalatti folyosókon és termeken át, ahol szifontóban ér véget. A búvópatakkal a Matilda-barlangban is lehet találkozni, ám itt is szifon zárja el az utat. Nemsokára újból megjelenik a Haragistya-fennsík legmélyebb szakadékaiban, az ún. Feneketlen-Lednice alján. A Feneketlen-Lednice tág, sziklás szádájú szakadéka alján, 68 m-es mélységben láthatóvá válik a búvópatak, de azután egy újabb szifonnál végképp eltűnik, és csak a Kecő-forrásbarlangban találkozhatunk vele ismét.

A Haragistya-fennsík magyarországi részének fő forrása a korábban már említett Tohonya-forrás Jósavfő közelében, melynek sokak által feltételezett földalatti járatrendszeréből a forrás közelében kb. egy kilométeres szakaszt ismerünk, a Vass Imre-barlangot. A barlang fölötti fennsíkon (a Haragistya magyarországi részén) jelentősebb víznyelő nem található. A Tohonya-forrásban megjelenő víz mennyisége viszont nagyobb annál, mint amennyi a fenti területen általában elszivárog. A forrás melletti Vass Imre kutatóállomáson több évtizede végzett hidrológiai, vízkémiai vizsgálatok (főleg az áradásokhoz kapcsolódó vízlágyulás ténye) arra utalnak, hogy a Tohonya-forrásnak közvetlen kapcsolatban kell állnia legalább egy víznyelővel (MAUCHA L. 1960), amely minden valószínűség szerint Szlovákiában lehet. A magyarországi víznyelők – az eddigi ismereteink szerint – vagy csak rányelők a rendszerre (Vízfakadás-, Haragistya-víznyelő), vagy már eltömődött inaktív nyelők (Musztáng-barlang). Ismerünk e területen néhány idős barlangroncsot is, pl. a Szarvasól-barlangot (FEJÉRDY I.–HOLLY I. 1960), amelyek a karsztosodás korábbi fázisában (feltehetően a pleisztocén elején) alakultak ki.

## IRODALOM

- BÁRÁNY I.–JAKUCS L.* (1984): Szempontok a karsztok felszínformáinak rendszerezéséhez, különös tekintettel a dolinák típusaira. - Földr. Ért. 33. p. 259–265.
- CSÜLLÖG G.–MÓGA J.* (1997): Geomorphology and drainage of the S-Gömör-Torna karst region in view of an environmental hazard. - Zeitschrift Geomorph. Suppl. Bd. 110. p. 255–261.
- FEJÉRDY I. – HOLLY L.* (1960): Adatok az É-Borsodi Karszt morfológiájához. - Karszt- és barlangkutató Tájékoztató p. 488–492.
- GRILL, J.* (1989): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység szerkezetfejlődése. - MÁFI évi jel. 1987-ről, p. 411–431.
- HEVESI A.* (1986): Hidegvizek létrehozta karsztok osztályozása. - Földr. Ért. 35. p. 231–254.
- JAKÁL, J.* (1975): Kras Silickej Planiny. - Vyd. Osveta.
- JAKUCS L.* (1964): Geomorfológiai problémák az Észak–Borsodi-karsztvidéken. - Borsodi Földrajzi Évkönyv 5. p. 12–23.
- LESS, GY.* (1998): Földtani felépítés. In: Az Aggteleki N. P. Mezőgazda, Budapest, p. 26–66.
- LESS, GY.* et al. (1988): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. - MÁFI, Budapest
- MÁNDY T.* (1960): A szadvárborsai Milada-barlangban. - Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató, p. 236–240.
- MAUCHA L.* (1976): Jelentés a Papp Ferenc Barlangkutató Csoport 1975. évi tevékenységéről. - MKBT Beszámoló p. 134–140.
- 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.
- MÓGA J.* (1999a): 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, 1999. p. 159–174.
- MÓGA J.* (1999b): Vannak-e poljék a Gömör-Tornai-karszton? - Karsztfelődés III. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 125–138.
- ORVAN, J.* (1995): Podzemné vody. - In: Slovenský kras, Osveta, Banská Bystrica, p. 225–237.
- SÁRVÁRY I.* (1964): Sikeres kísérlet a Vass Imre-barlangnál. - Karszt és Barlang 2. p. 64.
- STIBRÁNYI G. – PETRIK E.* (1989): Jaskyňa na Kečovských Lúkach. - Slovenský kras 27. p. 17–28.

*STIBRÁNYI G.– GAÁL L.* (1984): Ponorná Priepast' v Slovenskom Krase. - Slovenský kras 22. p. 157–167.

*ZÁMBÓ L.* (1970): A vöröstasyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt délnyugati részén. - Földr. Közl. 18. p. 281–293.

*ZÁMBÓ L.* (1998): Felszínalaktani jellemzés. - In: Az Aggteleki N. P. Mezőgazda, Budapest, p. 70–96.

*ZÁMBÓ L.* (1998): Talajtakaró. - In: Az Aggteleki N. P. Mezőgazda, Budapest, p. 97–117.





ADALÉKOK KARRFORMÁK KIALAKULÁSI KORÁHOZ ÉS  
FEJLŐDÉSI SEBESSÉGÉHEZ A HALLSTATT-GLECCSÉR  
JÉGMENTES VÖLGYTALPÁN<sup>1</sup>

VERESS MÁRTON<sup>2</sup>-TÓTH GÁBOR<sup>2</sup>-PÉNTEK KÁLMÁN<sup>3</sup>

<sup>2</sup>Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely,  
Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@fs2.bdtf.hu, tothgr@fs2.bdtf.hu

<sup>3</sup>Berzsenyi Dániel Főiskola, Matematika Tanszék, 9700 Szombathely,  
Károlyi Gáspár tér 4. pentekk@fs2.bdtf.hu

*Abstract: We examined the karrenification of the bottom of the Hallstatt-glacier which became ice-free. We determined the age of the karren forms and the speed of the widening of the forms. We measured the overall width of the different karren forms, which belong to a 1 m distance. Knowing the age when the karren forms started to develop what we calculated from the age when the glacier went back we could calculate the speed of the development of a karren form and the overall speed of widening of all karren forms for a 1 m distance, could be given as well. The Rillens (or Rinnens) developed during one year. The primitive kamenitzas develop during 7 years, the primitive trittkarrens develop during 23 years, whereas the development of the mature trittkarren takes 33 years. On these places the overall speed of the widening of all karren forms for a 1 m distance changes between 4,12-0,23 cm/year. Using the dates of the different places, we can made a function. We can read the overall speed of the widening at any place from the function.*

## 1. Bevezetés

Különböző módszerekkel vizsgálható a karrosodást kísérő leoldódási sebesség, valamint az egyes, karros formák növekedési sebessége

A felszín lepusztulásának sebessége megadható a morfológia segítségével, így a karrasztalok (BÓGLI, A. 1961), valamint a karros sziget- és tanúhegyek magasságának (VERESS M.-NACSA T. 1998) és a karrosodás korának ismeretében.

CUCCHI, F.-FORT, F.-MARINETTI, E. (1996) a lepusztulást a kőzetbe beépített fémcsapok magasságának újramérésével adta meg. Nem mészkövön a kőzet helyi lepusztulásának a sebességére SELLIER, D. (1997) következtetett a gránit megalitokon kialakult oldódásos eredetű formák nagyságából, miután a megalitok 5000 éve kerültek jelenlegi helyükre és helyzetükbe. Igen elterjedt az ún. Tablettás módszer, amikor adott tömegű mészkőanyagú kockát helyeznek a talajba és adott időszak eltelté után a tablettá tö-

<sup>1</sup> Készült a T24162 sz. OTKA támogatásával

megének újramérésével megadható a tömeg csökkenése (TRUDGILL, S. T. 1975, 1985, KASHIMA, N.-URUSHIBARA-YOSHINO, K. 1996). A kőzet oldódására következtetni lehet a karszt vizeinek oldott anyag tartalmának a meghatározásával, (THOMAS, T. M. 1970, NEWSON, M. D. 1970) valamint a jégelborítás megszűnési idejének ismeretében, ha a karrforma kialakulása ezt követően gyorsan kifejlődött (SWEETING, M. M. 1966). A fentiek mellett – amelyekkel a lepusztulást közvetlenül lehet számítani – ismeretesek olyan módszerek is, amelyekkel a lepusztulás közvetve adható meg. ZÁMBÓ L. (1986), valamint ZÁMBÓ L.-FELVIN L. (2000) a talaj-hatás mérésével, IZÁPY G.-MAUCHA L. (2000) a forrásokban meghatározott oldott anyag-tartalom figyelembevételével számította a forrásokhoz tartozó vízgyűjtőterületeken a lepusztulási sebességet. DELANNOY, J. J. (1986) megadta a vercorsi-karszton a felszín fajlagos lepusztulását %-ban és ezzel együtt ábrázolta a lepusztulás (elszállítás) sebességét mm/1000 évben.

Fedetlen mészköveken a leoldódás 0,04-0,0004 mm/év 1500-2500 mm évi csapadék mellett (SWEETING, M. M. 1966, THOMAS, T. M. 1970, NEWSON, M. D. 1970, HIGH, C. J.-HANNA, K. K. 1970), tőzeg alatt 5,0-8,2 mm/év sebességűnek adódott (SWEETING, M. M. 1966). Talajjal kitöltött runneleknél tőzeges, nehéz fémeket tartalmazó talaj alatt 0,43-0,50 mm/év (NEWSON, M. D. 1970) míg az olyan runneleknél, amelyek vizüket nehéz fémeket tartalmazó talajból kapták 0,010-0,015, amelyek tőzegből kapták 6,3-11,5 mm/év (SWEETING, M. M. 1966). Madáritatóknál 0,02 mm/év, hasadéknál 0,1-0,2 mm/év (TRUDGILL, S. T. 1985) növekedési sebességeket kaptak, Magyarországon a hasadékok mélyülésére fedetlen karroknál 1,3 mm/1000 év, fedettkarrok mélyülésére 40 mm/1000 év mélyülési sebességek adódtak (ZÁMBÓ L.-TELBISZ T. 2000).

Alább a Hallstatt-gleccser völgytalpán a karros formák korának és növekedési sebességének a meghatározására teszünk kísérletet felhasználva azt, hogy a völgytalp adott helyén a jégmentessé válás kora ismert.

A dachsteini Hallstatt-gleccser a múlt század közepe óta hátrál. Ez a folyamat nem egyenletes, hanem gyorsulónak tűnik. Erre példaként említjük, hogy 1999. augusztus és 2000. augusztus között a gleccser több mint 20 m-t hátrált, míg a korábbi évtizedekben egyes években ennek mértéke csak néhány m. volt.

A glaciológusok több évtizede dokumentálják a folyamatot oly módon, hogy a mindenkori jég elvégződésnél az aljzatra piros sávot festenek és mellette feltüntetik az időpontot (évet) is. Sajnos a jelenlegi gleccserelvégződéstől távolodva a völgytalpon egyre nehezebb megtalálni a gleccser hajdani elvégződését jelző piros vonalat és évszámot, miután a talpon egyre több a kőzettörmelék. A legkorábbi felfestés ami fellelhető, a mellé írt évszám sze-

rint 1971. Innen tovább haladva a törmelék olyan mennyiségben jelenik meg a völgytalpon, hogy még az esetleg létrejött karros formákat is elfedi. Ezért a völgytalp legtávolabbi pontja, ahol még a karrosodást vizsgálhattuk a gleccsertől legtávolabb elhelyezkedő tó melletti bárányszikla tetőszintje (D-12/2000 szelvény). Ezen hely jégmentessé válásának kora számítással (miután itt már jelet és évszámot nem találtunk) kb. 60 évvel ezelőtti, tehát 1940 körül következhetett be.

## 2. Módszer és adatfeldolgozás

A szabaddá vált völgytalpon 2000. augusztusában, amikor a felmérés történt hét helyen találtunk karros formákat. Hangsúlyozni kell, hogy csak a völgytalpat vizsgálhattuk, ugyanis a hajdani jelenlegi jégelborítás szintje feletti kőzetfelszíneken is megfigyelhető a karrosodás. Miután a völgyoldalban a jégelborítás szintjének kijelölése bizonytalan, továbbá a jég visszahúzódása miatt e szint is folyamatosan alacsonyabbra került (a süllyedés sebessége nem ismert), így nem adható meg a völgyoldalakon a jégmentessé válás kora és így a karrosodás kora sem. A völgytalpon viszont egyetlen hely kivételével (ld. alább) az összes karros formát felmértük. Sajnos a karrosodási helyek nem mindig estek különböző időpontokra megadott gleccser elvégződés helyeihez. Ilyen esetekben megmértük a karrosodási hely, majd e feletti (gleccser felé eső) és az ez alatti (gleccserrel ellentétes irányban) ismert korú gleccser elvégződési helyek koordinátáit GPS felhasználásával. A koordináták és a magassági adatok ismeretében két szomszédos pont közötti legrövidebb ferde távolságokat számítottuk a szférikus trigonometria felhasználásával. Két szomszédos ismert gleccser elvégződési hely távolságának és a karrosodási hely távolságának ismeretében, egyenletes jégvisszahúzódást feltételezve számítható a karrosodó hely jégmentessé válásának időpontja. A karros formák felmérése egy már korábban kifejlesztett módszerrel (*VERESS M.-TÓTH G.-ZENTAI Z. KOVÁCS GY.* 2000) történt. E módszerrel a karros formákat hordozó szelvény mentén az alábbi jellemzőket mértük ill. minősítettük:

- a hordozó térszín lejtőszögét, lejtésirányát és magasságát,
- a hordozó térszín kőzetanyagának töréssűrűségét, a törések irányát,
- a karrformák típusát,
- a karrforma irányát, szélességét és mélységét.

A felmérés a már említett hét helyen történt. E helyeken a karrosodásnak az alábbi jellemzőit adhattuk meg:

- a karrformák korát,

I. táblázat  
Table 1.

Fajlagos kioldási értékek és a karrformák sűrűsége  
a különböző időpontokban jégmentesség való felszínen a Hallstati-gleccser előterében  
Specific solutional amount and the density of the karren forms on the ice-free surface of the bottom of the valley of the Hallstati glacier

szelvény szám	tenger- szint feletti magasság (m)	szelvény- hossz (m)	hordozó térköz lejtőszöge	a hordozó térköz jégmentesség- gének ideje	karrforma darabazáma	vályu		saroknyom		madráritató		kürtő		hasadék		összes		összes fajlagos kioldási sebesség (cm/m/év)	
						f.sz. (cm/m)	s. (db/m)	f.sz. (cm/m)	s. (db/m)	f.sz. (cm/m)	s. (db/m)	f.sz. (cm/m)	s. (db/m)	f.sz. (cm/m)	s. (db/m)	f.sz. (cm/m)	s. (db/m)		f.sz. (cm/m)
D-7/2000	2129	6,0	38°	1999	11	2,62	1,67	-	-	1,5	0,17	-	-	4,12	1,83	-	-	4,12	
D-8/2000	2132	6,55	11°	1992,8*	9	12,06	0,91	-	-	8,09	0,46	-	-	20,15	1,37	-	-	2,80	
D-9/2000	2110	5,0	35°	1986,3**	7	7,07	1,4	-	-	-	-	-	-	7,07	1,4	-	-	0,52	
D-2/272000	2109	11,0	32°	1977***	14	17,91	1,09	-	-	-	-	-	-	1,64	0,18	19,55	1,27	0,85	
D-10/2000	2079	11,5	60°	1971	18	13,35	1,56	-	-	-	-	-	-	-	-	13,35	1,56	0,46	
D-11/2000	2068	5,5	15°	1967****	16	5,45	0,73	45,63	2,18	-	-	-	-	-	-	-	-	51,09	2,91
D-12/2000	2063	8,5	10	1940*****	11	5,76	1,42	-	-	-	-	8,11	0,59	-	-	-	-	13,88	1,29

Feimérés ideje: 2000. augusztus 22.  
The time of the measuring 22.08.2000

- \* számított (az 1994. évtől a szelvény 28 m-es távolsága helyezkedik el)
- \*\* számított (az 1988. évtől a szelvény 3 m-es távolságra helyezkedik el)
- \*\*\* számított (az 1988. évtől)
- \*\*\*\* számított (az 1988. évtől)
- \*\*\*\*\* számított (az 1988. évtől)
- \* calculated (from the year of 1994 the line is employmented in 28 m distance)
- \*\* calculated (from the year of 1988 the line is employmented in 3 m distance)
- \*\*\* calculated (from the 1988 years)
- \*\*\*\* calculated (from the 1988 years)
- \*\*\*\*\* calculated (from the 1988 years)

- az 1 m-re vonatkoztatott fajlagos kioldottságot, amit úgy állítottunk elő, hogy a karrformák összelességét elosztottuk a szelvény hosszával (*I. táblázat*),

- a karrformák sűrűségét, amit úgy képeztünk, hogy a karrformák számát osztottuk a szelvény hosszával.

Az összes karrosodási helyet a már korábban leírt szelvényezési módszerrel felmértük (kivételt csak a saroknyomokat tartalmazó zóna jelentett, amelynek három sávjából csak egynek a felmérése történt meg). Az adatokból a különböző szelvényeknél számítottuk a fajlagos kioldódást és a fajlagos sűrűséget, továbbá a karros formáknak az 1 m-re jutó összszélesedési sebességét (fajlagos kioldódási sebesség). Utóbbit adott szelvényhelynél úgy határoztuk meg, hogy az itt mért fajlagos kioldódást és e hely jégmentessé válási korának a hányadosát képeztük.

### 3. A völgytalp karrosodásának néhány sajátossága

A gleccsertalp közeteinek karrosodási korát a jégmentesség korától számítjuk. A karrosodást a jégmentessé vált felszínen lezajló folyamatnak tartjuk az alábbiak miatt.

- A jég előrenyomulás előtti karros formáknak, ha ilyenek kialakultak, el kellett pusztulniuk.

- A vizsgált karros formák a jég alatt nem alakulhattak ki, miután a gleccserpatak vize, de a jégből kiolvadó víz is egyaránt semlegesnek (a *II. táblázat*) bizonyult (a vizek 7 pH értékűek voltak).

*II. táblázat*  
Table II.

*Az olvadék vizének néhány jellemzője*  
*Some characteristics of the melting water of the glacier*

hely	PH	vezetőképesség (mV)	hőmérséklet (C°)
a gleccserből kilépő egyik vízfolyásból	7,84 7,32	-36	5,7
gleccser kapunál a patakából	7,43	-14	5,0
jégből csepegő víz	7,88	-38	5,9
1978-ban jégmentessé vált helynél a patakából	7,74	-30	6,0
hóolvadék	7,78	-31	2,6

mérés ideje: 2000.09.12.

the time of the investigation: 09.12.2000.

- Ha a jég alatt karrosodás történt volna, akkor a karros formák a völgytalpon a jelenlegihez képest sokkal nagyobb elterjedésben fordulnának elő.

- Két karrosodási hely is (D-7/2000. ill. a D-10/2000 is) a bárányszikláknak a gleccserrel szembe forduló oldalán található. Nem valószínű, hogy a jéggel fedett bárányszikla oldalán a gleccser mozgásával ellentétes irányban a jég alatt számottevő vízfolyás alakulhatott ki, ami a karrosodás előfeltétele.

A jégmentes völgytalpon a lecsiszolt kőzetfelületeken elkenve, de helyenként a karros mélyedésekben is üdén fehér kiválásfoltok figyelhetők meg. Ezek a karros mélyedéseket részlegesen töltik ki néha folytonos, gyakrabban foltos kifejlődésben. Néha úgy tűnik mintha a karros forma ebben az anyagban alakult volna ki, gyakrabban viszont a már kialakult karrformából mint kitöltő anyag oldódott ki különböző mértékben. Leggyakrabban vályúkban, de néha saroknyomokban is (inkább azok talpi részén) fordulnak elő. A saroknyomok talpi részének ezen bevonata is karrosodhat. A bevonatot rillek tagolhatják. Ezen bevonatok gyakorisága a gleccser jelenlegi elvégződésétől távolodva rohamosan csökken és a Simonyi-ház alatt már csak elvétve fordulnak elő.

Kétségtelennek tűnik, hogy e fehér színű bevonatok fiatalok, amelyek gyorsan vissza is oldódnak. Az idősebb mészkőfelszínek ugyanis sötétebb színűek.

A fehéres bevonatok valószínűleg igen változatos körülmények között alakulhattak ki. Néhányat a lehetséges kialakulási módokból az alábbiakban említünk meg.

- A jéggel borított területre a gleccservölgy oldallejtőjéről tútelített víz érkezik, amelynek anyaga a jég alatt kicsapódik. A kicsapódott még puha anyagot a jég rákeni az aljzatra. A karros formák egy része az ily módon képződött kiválásokon alakul ki.

- A kialakuló karros formákba tútelített olvadékvizek kerülnek és a kicsapódó anyag részben e formákat kitölti, majd a kivált anyag visszaoldódik. Végeredményben a karros forma újrakarrosodik.

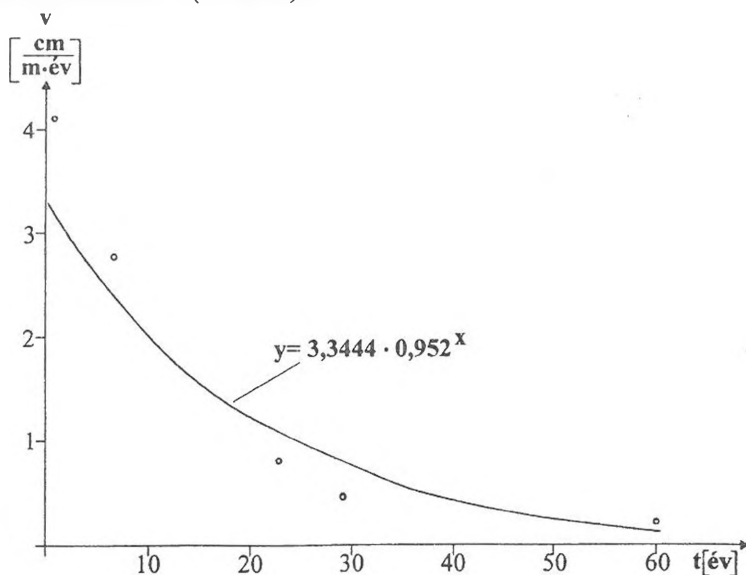
#### 4. Az eredmények kiértékelése

Ha a völgytalpon szigetszerűen előforduló különböző karros formák kialakulási korát tekintjük, akkor azt tapasztaljuk, hogy a vályúk (rillek) 1 év alatt kifejlődnek (*I. táblázat*). A primitív madáritatók kifejlődési kora mintegy 7 év. Ugyancsak korai kifejlődésűek a rinnek (kialakulásuk kora mintegy 14 év) a saroknyomok (néhány saroknyom kezdemény nem nagy számban a D-22/2000 szelvény közelében is megfigyelhető, tehát koruk mintegy 23 év). Kifejlett saroknyomok egy bárányszikla mögött a völgytalpon több sávban,

nagy gyakorisággal fordulnak elő, ezek kora mintegy 33 év. A fenti kialakulási korok alapján bár a karrosodás igen meghökkentően intenzív, mégis hihetőnek kell tartani. Ugyanis más kutatók is mértek hasonló kialakulási korokat. Így *SWEETING, M. M.* (1966) szerint 3-5 cm-es madáritatók már 10 év alatt kialakulnak. A fajlagos kioldódási értékek, ill. az ezen értékekből kapott fajlagos kioldódási sebességek a gleccser jelenlegi elvégződésétől távolodva – bár az értékek jelentős szóródást mutatnak – csökkennek. Ez lényegében azt jelenti, hogy azon a helyen, ahol korábban kezdődött a karrosodás a karros formák szélesedésének sebessége jelenleg kisebb, mint ott, ahol a karrosodás fiatalabb.

A fajlagos kioldódási sebességeket a különböző karrosodási helyeken számos tényező befolyásolja. Példaként a saroknyomokat tartalmazó zónát (D-11/2000 szelvény) említjük, ahol a saroknyomok a völgytalp lejtésére merőlegesen sorakoznak és így a völgytalpon lefolyó olvadékvizek igen jelentős intenzitású karrosodást gerjeszhetnek. Ezzel szemben a báránysziklák oldallejtőjén, vagy a réteglapokon a karros formák oldódásában csak a bárányszikla, illetve a réteglap lejtőjén lefolyó vizek játszanak szerepet.

A fajlagos kioldódási sebességeket az idő függvényében az alábbi függvényalak írja le ha D-9/2000 és a D-11/2000 szelvényekhez tartozó sebességektől eltekintünk (1. ábra):



**v = fajlagos kioldottság sebessége**  
**t = a gleccservölgy talpának jégmentessé**  
**válása óta eltelt idő**

1. ábra: A számított összélesedési sebességek függvénye  
 Figure 1: The function of the calculated speed of the overall widening

A függvény segítségével – bár pontosításához még további gleccser-völgy talpakon szükséges a fajlagos kioldódás mérése – egy-egy karrosodási helyen a fajlagos kioldódás sebessége és így a karrosodás kora is megadható ott is, ahol nem ismert a jégmentessé válás ideje és így a karrosodás kezdete.

## 5. Következtetések

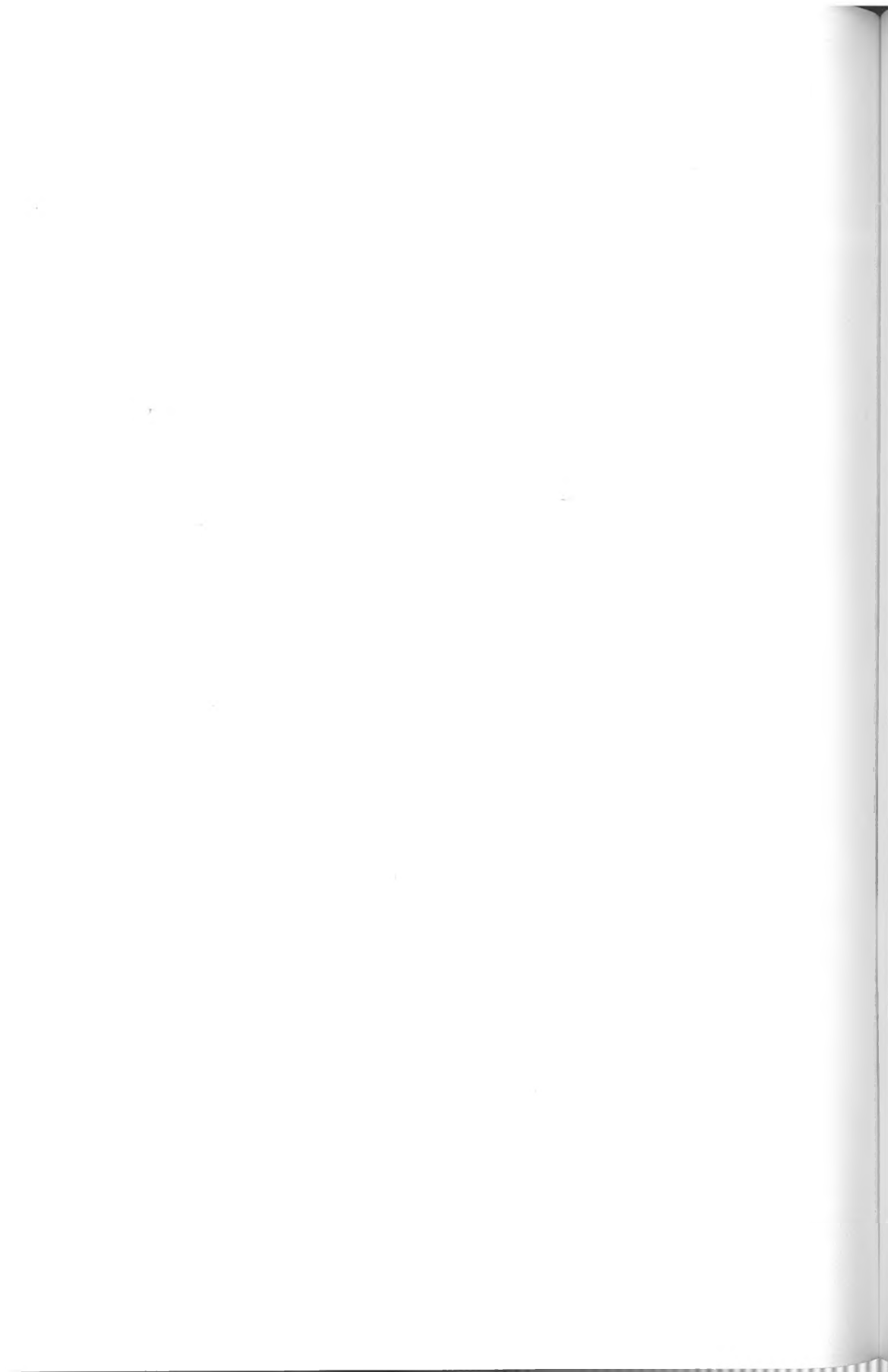
A Hallstatt-gleccser völgytalpán a karrosodás kezdeti és talajelborítottág nélküli típusát tanulmányozhatjuk. Megállapítható, hogy leggyorsabban a rillek (ill. rinnek) fejlődnek ki, majd ezt követi a saroknyomok kialakulása. Az 1 m-re jutó össznövekedési sebesség – bár a helyi viszonyok ezen értékeket helyileg módosíthatják - úgy tűnik a karrosodás korának növekedésével csökken és 4,12-0,23 cm/év között szóródik. A megadott függvénnyel ill. annak pontosításával megadható a karrosodás és így a jégmentessé válás ideje.

## IRODALOM

- BÖGLI, A. (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie - Z. f. Geomorp. 5. p. 185-193.
- CUCCHI, F.-FORTI, F.-MARINETTI, E. (1996): Surface degradation of carbonate rocks in the karst of Trieste (Classical Karst, Italy). - In: FORNÓS, I. J. - GINÉS A. (szerk.): Karren Landforms, p. 41-51, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- DELANNOY, J. (1986): Carte Géomorphologique du Massif du Vercors, (Alpes, France) - Institut de Géographie Alpine, Grenoble
- HIGH, C. J. - HANNA, K. J. (1970): A method for the direct measurement of erosion on rock surfaces - British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin 5.
- IZÁPY G.-MAUCHA L. (2000): A magyarországi karsztos denudáció sebességének becslése - Karsztfelődés V. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 7-20.
- KASHIMA, N.-URUSHIBARA (1996): Karren development. Solutional erosion measurements by the limestone-tablet method in Shikoku Island, Southwest Japan - In: FORNÓS, I. J.-GINÉS, A. (szerk.), Karren Landforms, p. 65-73. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- NEWSON, M. D. (1970): Studies in chemical and mechanical erosion by streams in limestone terrains - PhD thesis, University of Bristol



- SELLIER, D.* (1997): Utilisation des mégalithes comme marqueurs de la vitesse de l'érosion des granites en milieu tempéré: enseignements apportés par les alignements de Carnac (Morbihan) - *Z. Geomorph.*, 41. 3. p. 319-356.
- SWEETING, M. M.* (1966): The Weathering of limestone. Ch. 6. - In: *DURY, G. H.* (szerk.): *Essays in Geomorphology*, Heineman, London
- THOMAS, T. M.* (1970): The limestone pavements of the North Crop of the South Wales coalfield with special reference to solution rates and processes - *Transactions, Institute of British Geographers*, 50. p. 87-105.
- TRUDGILL, S. T.* (1975): Measurement of erosional weight-loss of rock talbes - *British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin*, 17. p. 13-19.
- TRUDGILL, S. T.* (1985): *Limestone geomorphology* - Longman, New York
- VERESS M.-NACSA T.* (1998): Karr tanú- és szigethegyek - *Karsztfelődés II. BDTF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely*, p. 99-123.
- ZÁMBÓ L.* (1986): A talaj-hatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében - *Kandidátusi disszertáció, MTA Könyvtár, Kézirat.*
- ZÁMBÓ L.-FELVIN T.* (2000): Relationship of soil effect in karst corrosion and karren development - *Annales Szegediensis* (megj. alatt).
- VERESS M.-TÓTH G.-ZENTAI Z.-KOVÁCS GY.* (2000): A magashegységi karrosodás mértékének és minőségének alakulása a különböző növényövekben - *Karszt és Barlang* (megj. alatt)



## KARRLEJTŐK ÖSSZEHASONLÍTÓ MORFOMETRIAI VIZSGÁLATA A DACHSTEIN-FENNSIKON

SZABÓ LEVENTE

Berzsényi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely,  
Károlyi Gáspár tér 4. szlevent@fs2.bdtf.hu

*Abstract: The combination of karren forms varies depending their location. We examined how this variousness is depended on angle and length and covering with vegetation of slopes. More than 300 karren forms' main morphometric parameters and topographic location were measured and this dataset was estimated in spatial statistic method. The main results are. The angle of slopes affects density and combination of karren forms and also affects morphometric parameters of each form and variousness of these parameters. More steep slope were examined more uniform mikromorphology, more density and summarized coverage of karren forms were detected. In other hand, the average coverage of each one of karren forms shows an opposite tendency. The summarized cubic of karren forms depends on density of vertical forms (pipes and pits) but it does not depend on the angle of the slopes. The vegetation of slopes affects firstly the depth and width of rinnens (their average length is similar to the results in non-covered areas). Other karren forms don't have such importance from this point of view.*

### 1. Bevezetés

A Dachstein jégformálta mészkőfennsíkján – az Alpok más mészkő-vonulataihoz hasonlóan – a karrosodás szempontjából változatos feltételeket kínáló térszínrészek alakultak ki. A karrosodást befolyásoló számos tényező közül csak a legfontosabbakat említve (lejtőszög, lejtőkitettség, kőzetminőség, növényzet- és talajborítottság, az adott felszínre érkező oldószert mennyisége, minősége, áramlási viszonyai, valamint a vizsgált formakincs karros előtörténete) is belátható hogy az egyes karros térszínrészek formakincse helyről-helyre egyéni sajátosságokat mutat.

Jelen munka néhány markáns és jól vizsgálható tényező, a lejtőszög és a lejtőhossz, valamint a növényzet különbözőségeinek hatását vizsgálja az egyes karrformákra és formaegyüttesekre, s kísérletet tesz a térség eltérő lejtőszögű felszínein kialakuló tipikus térszínrészek elhatárolására.

### 2. Kutatási előzmények

Karreljtők morfológiájával számos szerző foglalkozott. Az alábbi áttekintés (nem említve az egyes formákkal foglalkozó bőseges irodalmat) *VE-RESS M* (2001) nyomán készült: A környezet és a kőzettani viszonyoknak illetve a talajnak a karrosodásra gyakorolt hatásairól közöl adatokat többek között *TRUDGILL, S.T., WILLIAMS P.V., CURTIS, L.F., ZÁMBÓ L., ZSENI*

A.-KEVEINÉ BÁRÁNYI, FOLK, R.L., FORD, D.C., MOTTERSHEAD, D.N., SMART, P.L.-WHITAKER, F.F. A karrformák morfometriai vizsgálatával foglalkozott MOSES, J.-WHILES, H., CROWTHER, J., GINÉS, A., HUTCHINSON, D.V. Karros térszín, térszínrészletek tipizálását végezte BÖGLI, A., JAKUCS L., MONROE, W.- WATSON, H., BALÁZS D., FORD, D.C.-WILLIAM, P.W.

Az alábbiakban a Berzsényi Dániel Főiskola Természetföldrajz Tanszékén működő kutatócsoport utóbbi években végzett rendszeres vizsgálatásainak a témához kapcsolódó eredményeit tekintjük át.

SZABÓ L. (1995) totes-gebirgei vizsgálatok alapján a karros réteglapfelszíneket három zónára osztja. A felső (réteglejtő-kibúváshoz közeli) zónában a karrosodás kezdeti, embrionális stádiuma mutatkozik: kicsi, lapos mélyedések között széles háta, réteglapfelszínek, rajtuk mikrokarros formaegyüttesek tanulmányozhatók. A középső övben a kifejlett karrvályúk dominálnak, míg a lejtő alsó részén többnyire mélységi lefejeződések történnek. A vályúk különböző típusú kürtökbe, aknába, hasadékokba torkollnak. Összességében a réteglapon lefelé haladva az eredeti felszín egyre jobban feltagolódik oldásos formákkal.

ZENTAI Z. – HORVÁTH E.T. (1995) karrvályúk sűrűségét, szélességi és mélységi adatait tanulmányozták 34°-os, 48°-os valamint 50°-os dőlésszögű lejtők alsó- középső- és felső zónáiban. Megállapításuk szerint az egyes lejtőkön felülről lefelé haladva a kezdetben nagyszámú vályú mélység- és szélesség értékei egyre egységesebbé válva növekednek, miközben a vályúsűrűség (elsősorban a vályúk összekapcsolódása, egymásba futása következtében) csökken. Ez a tendencia a meredekebb lejtőkön átlagosan kisebb, de egységesebb méretű vályúk, valamint nagyobb vályúsűrűség mellett jelentkezik.

VERESS M. – LAKOTÁR K. (1995) valamint BALOGH Z. (1998) saroknyomok morfológiáját vizsgálva a lejtő egyes zónáihoz illetve különböző lejtőszögekhez kapcsolható sajátosságokat írtak le. 10°-nál kisebb illetve 70°-nál nagyobb dőlésű lejtőkről hiányoznak a saroknyomok. A két érték közötti tartományban minél meredekebb a saroknyomokat hordozó lejtő, annál magasabb sarok (egységnyi sarokhátrálás a meredekségtől függően növeli a sarokmagasságot), keskenyebb talp (a sarokhátrálás lassú), rövidebb ívhossz (a saroknyom belseje és pereme között még nincs lényeges különbség az oldódási dinamika tekintetében) jellemzi a saroknyomokat. Kislejtésű térszíneken a talpszélesség-, hosszúság és a sarokmagasság sokkal változatosabb értékek között ingadozik, mint a meredekebb lejtőkön. Különösen a kevésbé meredek lejtők – a saroknyomok alapján is – zónákra oszthatók. Megállapítható, hogy a felső zónában kevésbé fejlett, lejtőtalpú, keskenytalpú, kis sarokma-

gasságú, rövid ívhosszú formák jelentkeznek. Lefelé nő az oldószert mennyisége és sebessége, így a saroknyom-fejlődés is intenzívebb. Széles, íves-, a hordozó lejtőtől markánsan eltérő lejtésben kifejlődött talpú, nagy sarokmagasságú képződmények jellemzők. Az azonos típusú saroknyomok többnyire olyan egybefüggő területeket (öveket) képeznek, melyeknek alakja elsősorban a lejtő csapásirányába megnyúlt.

Fentiek summázataként az alábbiak fogalmazhatók meg.

- A karrformák, - formaegyüttesek a hordozó kőzetfelszín rétegtani helyzete alapján - két jól elkülönülő csoportra oszthatók. Réteglapokon kifejlődőkre (itt többnyire kisebb lejtésű, de hosszabb lejtőkön ún. lejtőkarok alakulnak ki), valamint a rétegfejekben mutatkozó formaegyüttesekre (ezek a felszínnek többnyire nagyobb meredekségűek, ezért a formákat gyakran falikarrként említik). Utóbbi esetben a lejtőhossz változatos lehet attól függően hogy a formák egy vagy több rétegfejet harántolnak-e.
- A lejtőkön felülről lefelé haladva a vezérformának számító saroknyomok illetve vályúk sarokmagasság-, vályúmélység- valamint a formák szélesség értékei egyre egységesebbé válva növekednek. A tendencia a meredekebb lejtőkön átlagosan kisebb, de egységesebb méretű saroknyomok és vályúk, valamint nagyobb formásűrűség mellett jelentkezik, vagyis kislejtésű térszíneken az említett morfológiai paraméterek sokkal változatosabb értékek között ingadoznak, mint a meredekebb lejtőkön.
- A lejtők (különösen kis lejtés és nagy lejtőhossz esetén) többnyire három zónára oszthatók: a felső (rétegfejet a réteglaptól elválasztó élhez közeli) zónában a karrosodás kezdeti, embrionális stádiuma mutatkozik: kisszámú, kicsi, lapos, változatos morfológiai paramétereket mutató mikrokaros formaegyüttesek tanulmányozhatók. A középső övben az egységesebb méretet mutató kifejlett formák dominálnak, míg a lejtő alsó részén többnyire mélységi lefejeződések történnek. Itt különböző típusú kürtők, aknák, hasadékok vezetnek el az oldószert. Összességében a lejtőkön lefelé haladva az eredeti felszín egyre jobban feltagolódik oldásos formákkal (az oldásból eredő anyagihiány nő, továbbá a felszínen áramló folyadék nem egységes areális leoldást eredményez, hanem az áramlási sajátosságokból következően lokális és lineáris negatív formák, közöttük pedig maradványtérzsinék alakulnak ki).
- Fenti megállapítások megerősítéséhez, számszerűsítéséhez célszerű statisztikus morfológiai vizsgálatokat végezni, azaz statisztikus mennyiségű forma jellegzetes paramétereit mérni és a kapott adatokat térbeli eloszlásuknak megfelelően értelmezni.

### 3. Vizsgálati módszerek

A karrosodás mennyiségi leírására *VERESS M. et al* (1999), *VERESS M. et al* (2000) alkalmazott felmérési módszert. Egy-egy sáv mentén mérték a különböző karros formák szélességét és mélységét. Ezáltal megadható karrformánként (de az összes karrformára is) a fajlagos kioldottság is (ez az 1 méterre jutó karros forma összessége). Ennek ismeretében a különböző karros térszínek karrosodottsága összehasonlítható. Mi a karros kioldottság megadásához a karros formák méretét nem sáv, hanem mintaterületen mértük fel.

A lejtőszög illetve a növényzet karrosodásra gyakorolt hatását vizsgáltuk hasonló közettani – geomorfológiai adottságú mintaterületeken, a Hoher Krippensteintől (2109 m) délkeletre található Däomet Seelein feletti platón, kb. 1800-1900 m tengerszint feletti magasságok között. Így a lejtőszög vizsgálatokor a mintaterületek a legfontosabb karrosodást befolyásoló paraméterekben (kőzetminőség, növényzet- és talajborítottság, tengerszintfeletti magasság) – a lejtőszög kivételével – lényegében nem különböztek. A méréseket 4, 9, 18, 25, 65 fokos lejtőkön, 3-6 – szor 1m<sup>2</sup>-es felületeken (mintanégyzetekben) végeztük. Az egymás mellett álló mintanégyzetek téglalapokat alkottak, egyes nagyobb kiterjedésű lejtőkön több ilyen téglalap alakú felszín-részletet is felmértünk. Elkülönítettük a saroknyomokat, kamenyicákat, kürtöket és a vályúkat s mértük fő morfológiai jellemzőiket. Összesen mintegy 200 formát, azoknak 3-3 paraméterét mértük fel és értékeltük. Minden mintanégyzet illetve mintaterület adatait átlagoltuk, végül egy reprezentatív mintanégyzetre vetítve hasonlítottuk össze az eltérő meredekségű lejtők karros formakincsét: az egyes formák átlagos darabszámát, átlagos morfológiai paramétereit, a formák 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos összfelületét és átlagos összterfogatát.

A növényzet karrosodást befolyásoló szerepét fentiekhez hasonlóan vizsgáltuk, 65- illetve 18 fokos lejtőpárok összehasonlításával, összesen kb. 130 forma felmérése alapján, ahol páronként az egyik karrfelszínre kopár, a másikra benövényesült területről érkezik a vízutánpótlás.

### 4. Eredmények

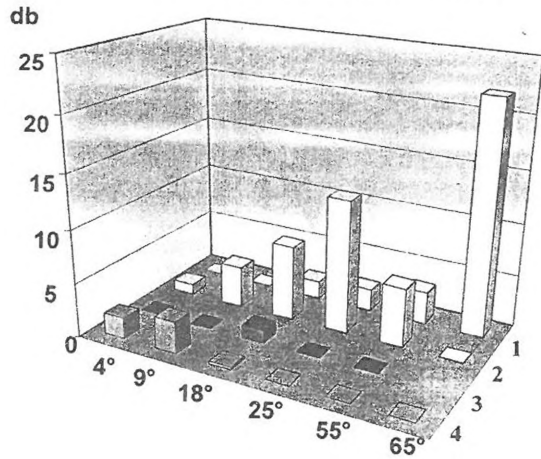
#### 1. A lejtőszög szerepe a karrosodásban:

- Formaösszetétel (1. ábra)
  - A lejtőszög növekedésével arányosan nő az összforma-szám/m<sup>2</sup>érték, azonban a forma-összetétel az alábbiak szerint változik.

0-10°: madáritatók > saroknyomok  
 10°: madáritatók = saroknyomok  
 10-20°: madáritatók < saroknyomok  
 20-55°: saroknyomok > vályúk  
 55°: saroknyomok = vályúk  
 55-60°: saroknyomok < vályúk  
 60-90°: vályúk

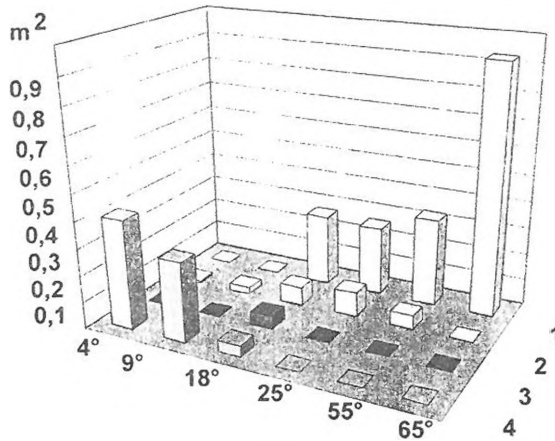
0-10°: kamenitzas > trittkarren  
 10°: kamenitzas = trittkarren  
 10-20°: kamenitzas < trittkarren  
 20-55°: trittkarren > rinnen  
 55°: trittkarren = rinnen  
 55-60°: trittkarren < rinnen  
 60-90°: rinnen

### 1 m<sup>2</sup> -re jutó átlagos darabszám



1. ábra: Karros forma-összetétel változása a lejtőszög függvényében  
 Jelmagyarázat: 1. vályúk, 2. saroknyomok, 3. kürtök, 4. madáritatók  
 Fig.1.: Change of combination of karren forms depending angle of slopes  
 Legend: 1. rinnen summarized in, 2. trittkarren, 3. pipes, 4. kamenitzas

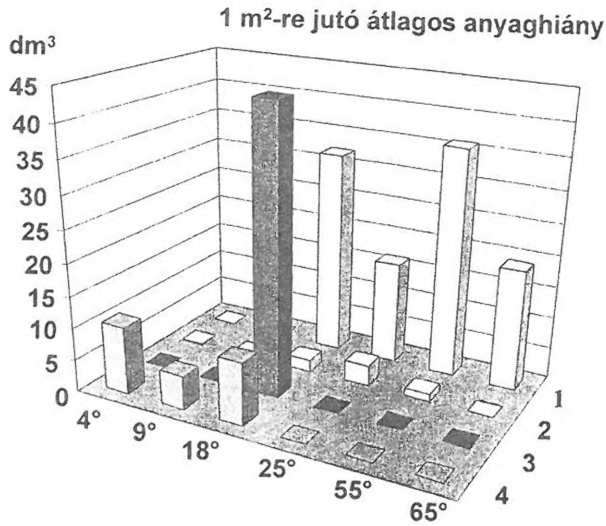
### 1 m<sup>2</sup> -re jutó átlagos területértékek



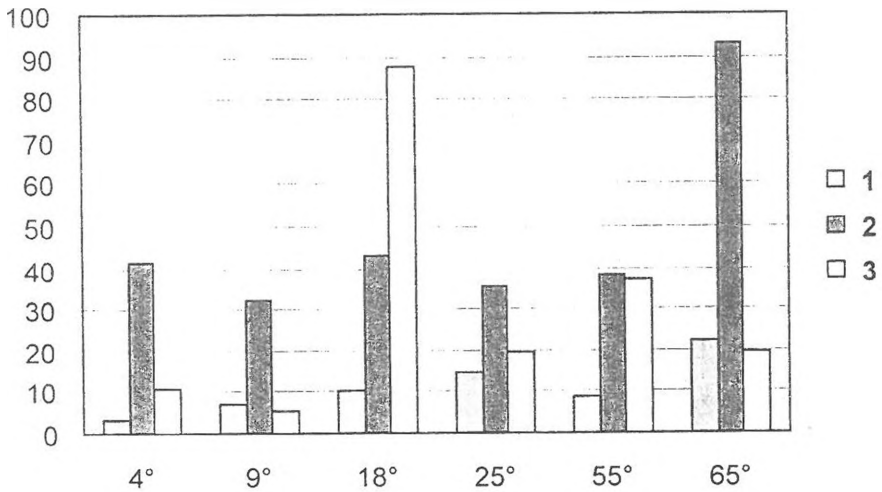
2. ábra: Karros formák felületi kiterjedésének változása a lejtőszög függvényében  
 Jelmagyarázat: 1. vályúk, 2. saroknyomok, 3. kürtök, 4. madáritatók  
 Fig.2.: Change of summarized coverage of karren forms depending angle of slopes  
 Legend: 1. rinnen, 2. trittkarren, 3. pipes, 4. kamenitzas

- A formagazdagság („*diverzitás*”) kb. 15-25°-os lejtőértéknél a legnagyobb
- A lejtőszög befolyásolja a formakincs összetételét. A lejtés növekedésével a kamenyicák, saroknyomok és karrvályúk száma az adott formára jellemző sajátos függvény szerint változik. Kamenyicák csak 20°-nál kisebb lejtőkön mutatkoznak; a saroknyomok száma a lejtőszöggel együtt fokozatosan nő, majd valahol 25° és 55°-os érték között meredek csökkenésbe megy át. Ugyanakkor a vályúk száma előbb fokozatosan, majd 55°-nál meredekebb lejtőn hirtelen nő.
- A kürtök (vertikális karrformák) kis számban és véletlenszerű eloszlásban jelentkeznek, azaz előfordulásuk nagymértékben független a lejtőszögtől.
- Formák átlagos területi kiterjedése (2, 4. ábrák) nagyjából a darabszám-nak megfelelően alakul.
- Kb. 60°-os lejtőszözig minden szögértéknél kb. 40%-os összesített lefedettség mutatkozik, meredekebb lejtőn a lefedettség ugrásszerűen nő, ami elsősorban a vályúk (darabszám növekedésből következő) összfelület-növekedésének köszönhető (lejtőkarr / falikarr elkülönítésének egyfajta lehetősége?)
- Az egyes formák (kamenyicák, saroknyomok, vályúk) 1m<sup>2</sup>-re viszonyított átlagos darabszámának és felületi kiterjedésének összevetése szerint a lejtőszög növekedésével csökken az egyes formák átlagos horizontális kiterjedése. Növekvő darabszám mellett is csökken a kamenyicák összfelülete; fokozatosan növekvő darabszám mellett (55°-ig) alig növekszik a saroknyomok összfelülete; sokszorosára ugró vályúszám emellett is csak kb. 2,5-szeresre nő a vályúk összfelülete.
- Oldásos anyagihiány eredete (3, 4. ábrák)
- Az oldódás intenzitását (oldásos formák ösztérfogatát) elsősorban a vertikális mélyülés lehetősége szabja meg. Ez elsősorban közetszerkezeti okokra és nem a lejtőszögre vezethető vissza.
- A saroknyomok bár esetenként nagy számban fordulnak elő, méreteik alapján nem sorolhatók a jelentős karrformák közé. Átlagos ürméretük viszonylag kis szélsőségek között ingadozik.
- Az oldásos anyagihiány kis lejtés esetén döntően a kamenyicáktól, nagyobb lejtés esetén a vályúktól származik, viszont e formák vertikális megnyúltsága a saroknyomokénál jóval nagyobb szélsőértékek között és a lejtőszögtől függetlenül (törésekre, illetőleg esetleges talaj kitöltöttségre visszavezethetően) változik
- Ugyancsak a lejtőszögtől független a kürtök előfordulása - megjelenésük esetén azonban az oldásos anyagihiány döntő részét e formák adják





3. ábra: Karros formák térfogati kiterjedésének változása a lejtőszög függvényében  
 Jelmagyarázat: 1. vályúk, 2. saroknyomok, 3. kürtők, 4. madáritatók  
 Fig.3.: Change of summarized cubic of karren forms depending angle of slopes  
 Legend: 1. rinnen, 2. trittkarren, 3. pipes, 4. kamenitzas



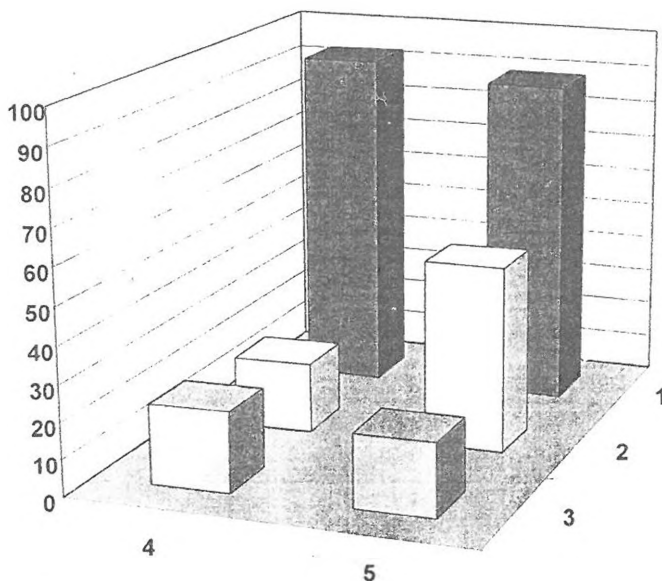
4. ábra: Karros forma-összetétel, felületi kiterjedés, és térfogati kiterjedés lejtőszögtől függő változásának összehasonlítása  
 Jelmagyarázat: 1. összes db/m<sup>2</sup>, 2. összes T/m<sup>2</sup>(%), 3. összes V/m<sup>3</sup>  
 Fig.4.: Comparison between changes of combination, summarized coverage and summarized cubic of karren forms depending angle of slopes  
 Legend: 1. sum. pieces/m<sup>2</sup>, 2. sum. coverage/m<sup>2</sup>(%), 3. sum. cubic/m<sup>3</sup>

## 2. A növényzet (és a lejtőhossz) szerepe a karrosodásban:

- Formaösszetétel (5-8. ábrák)

- A meredekebb (65°-os) lejtőn kizárólag karrvályúk fordulnak elő. A kislejtésű (16°-18°-os) lejtőn vegyesen minden forma előfordul. (Ez utóbbi lejtőn egyébként a lejtőhossz hatását is vizsgáltuk, feltételezve hogy a növényes térszínről érkező erősebb agresszivitású oldatok oldóképességét ez a paraméter is jelentősen befolyásolhatja.)
- A vályúk számában a növényes és növénytelen térszíneket összehasonlítva (lejtőszögtől és lejtőhossztól függetlenül) nincs lényeges különbség, a kamenycák és saroknyomok átlagos db-száma a növénytelen térszíneken számottevően nagyobb.
- A lejtőhossz a vizsgált térszínen nem módosította jelentősen a formák egymáshoz viszonyított arányait

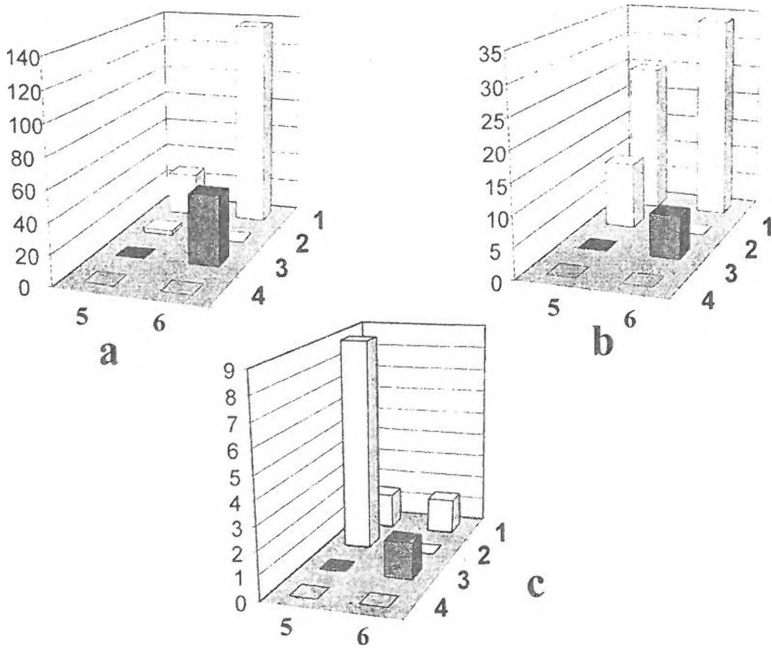
65°-os növénytelen illetve benövényesült vízgyűjtőjű lejtőkön képződött karrvályúk összehasonlítása



5. ábra: 65°-os növénytelen illetve benövényesült vízgyűjtőjű lejtőkön képződött karrvályúk összehasonlítása  
 Jelmagyarázat: 1. lefedettség (%), 2. anyaghiány (dm<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>), 3. darabstám, 4. növénytelen, 5. növényes  
 Fig.5.: Comparison in their morphometric parameters between vegetation-covered and non-covered slopes'  
 rinnens in case of 65° slopes  
 Legend: 1. coverage (%), 2. cubic (dm<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>), 3. summarized length (m), 4. non-covered, 5. vegetation-covered

- Formák területi kiterjedése (5-8. ábrák)
  - A benövényesült vízgyűjtőjű térszíneken a vályúk összfelülete (az átlagosan nagyobb szélességükből következően) nagyobb, tehát a vályúk közötti hátaik összfelülete kisebb (így kisebb felszín áll rendelkezésre a saroknyomok és kamenycák számára).

- A lejtőhossz hatása a formák összfelületére a növényes térszíneken egyáltalán nem mutatható ki, a növénytelen térszín „C” zónájában kissé csökken.



6. ábra: 16-18°-os növénytelen illetve benövényesült vízgyűjtőjű lejtők felső zónáján képződött karrvályúk összehasonlítása

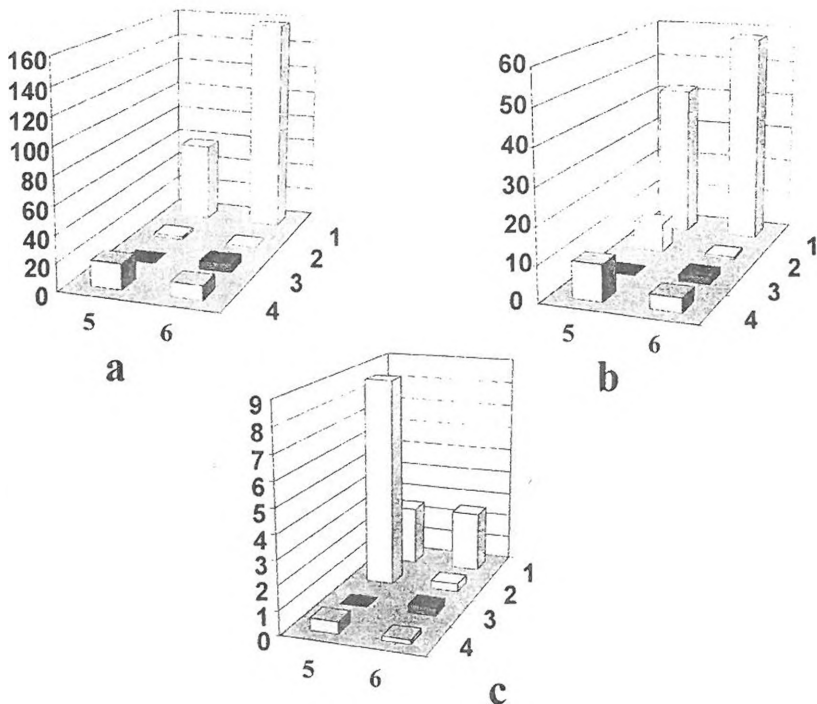
Jelmagyarázat: 16-18°-os lejtők felső („A”) zónájának formaösszetétele: a. 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos anyagiány (dm<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>), b. 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos lefedettség (%), c. 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos darabszám. 1. vályúk, 2. saroknyomok, 3. kürtök, 4. madáritatók, 5. növénytelen, 6. növényes

Fig. 6.: Comparison in their morphometric parameters between vegetation-covered and non-covered slopes' rinnens in the upper zone of 16-18° slopes

Legend: Combination of karren forms in the upper zone of 16-18° slopes: a. average cubic (dm<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>), b. average coverage (%), c. number of forms/m<sup>2</sup>. 1. rinnen, 2. trittenkarren, 3. pipes, 4. kamenitzas, 5. non-covered, 6. vegetation-covered

• Oldásos anyagiány eredete (5-8. ábrák)

- A benövényesült vízgyűjtőjű térszíneken a vályúk némileg szélesebbek, és jelentősen mélyebbek. Kb. hasonló átlagos vályúhossz mellett a növényes térszínnek vályúinak átlagos térfogata sokszorosa a növénytelen térszín vályúinak



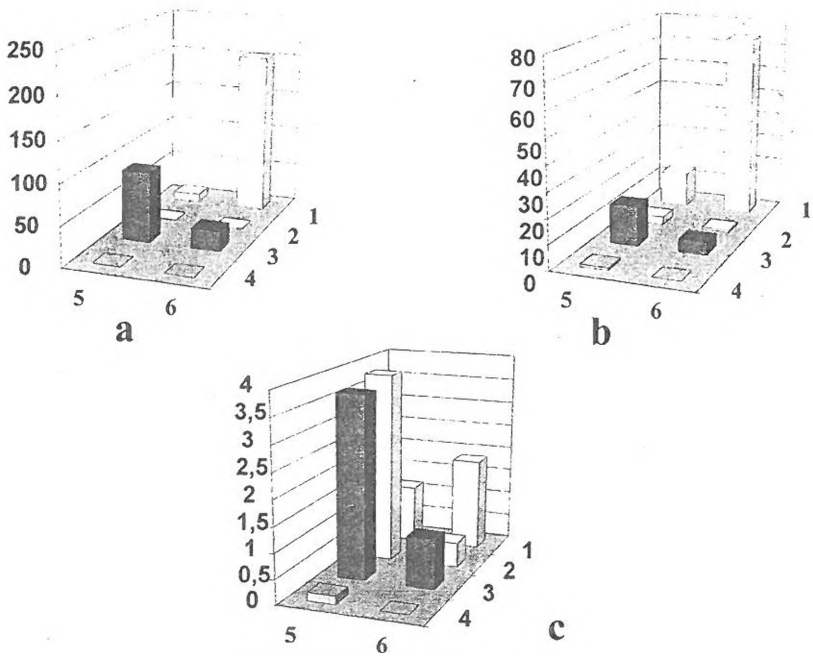
7. ábra: 16-18°-os növénytelen illetve benövényesült vizgyűjtőjü lejtők középső zónáján képződött karrványúk összehasonlítása

Jelmagyarázat: 16-18°-os lejtők felső („B”) zónájának formaösszetétele: a. 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos anyagihiány (dm<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>), b. 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos lefedettség (%), c. 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos darabszám, 1. vályúk, 2. saroknyomok, 3. kürtök, 4. madáritatók, 5. növénytelen, 6. növényes

Fig. 7: Comparison in their morphometric parameters between vegetation-covered and non-covered slopes' rinnen in the middle zone of 16-18° slopes

Legend: Combination of karren forms in the middle zone of 16-18° slopes: a. average cubic (dm<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>), b. average coverage (%), c. number of forms/m<sup>2</sup>, 1. rinnen, 2. trittenkarren, 3. pipes, 4. Kamenitzas, 5. non-covered, 6. vegetation-covered

- Egyéb formáknál ilyen tendencia nem mutatható ki.
- A lejtőhossznak ez esetben sincs meghatározó szerepe, a növényes térszínen enyhe csökkenés mutatkozik. A növénytelen térszínen – a kürtöket nem számítva – szintén (azaz a formák között domináns vályúk fejlődése a növényes térszínen talán megfoghatóan inkább a mélyülés mint a szélesedés irányába mutat).



8. ábra: 16-18°-os növénytelen illetve benövényesült vízgyűjtőjü lejtők alsó zónáján képződött karrvályuk összehasonlítása

Jelmagyarázat: 16-18°-os lejtők felső („C”) zónájának formaösszetétele: a. 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos anyagiány (dm<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>), b. 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos lefedettség (%), c. 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos darabszám, 1. vályúk, 2. saroknyomok, 3. kürtök, 4. madáritatók, 5. növénytelen, 6. növényes

Fig.8: Comparison in their morphometric parameters between vegetation-covered and non-covered slopes' rinnen in the lower zone of 16-18° slopes

Legend: Combination of karren forms in the lower zone of 16-18° slopes: a. average cubic (dm<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>), b. average coverage (%), c. number of forms/m<sup>2</sup>. 1. rinnen, 2. trittenkarren, 3. pipes, 4. kamenitzas, 6. non-covered, 6. vegetation-covered

## 5. Összegzés

A dolgozat összefoglalta és általánosította a lejtő és a formák összehasonlító morfometriai vizsgálatai alapján korábban született eredményeket. Az eddigi megállapítások részben kvalitatív jellegűek (terepi megfigyelések, morfológiai térképek), részben pedig különböző módszerekkel, különböző karros objektumokra irányuló morfometriai felmérések számszerű eredményei. Jelen munka egységes morfometriai módszerrel valamennyi jelentős

formát vizsgálja, különböző mintaterületeken. Újdonsága, hogy a statisztikus céllal gyűjtött morfológiai adatokat azok területi előfordulásával együtt rögzíti, így sokrétű térbeli összehasonlításra is lehetőség nyílik. Összehasonlítás tehető az egyes mintaterületek között (egységesített mérőszámok: pl. formasűrűség, 1 m<sup>2</sup>-re jutó átlagos összfelület és átlagos osztérfogat) segítségével, illetve egy mintaterületen belül az egyes formák között, vagy éppen egy formacsoporton belül is.

Főbb megállapításaink a vizsgált terület karrformáit illetően a következők.

A lejtőszög befolyásolja a formasűrűséget, a formakincs összetételét, az egyes formák méreteit valamint e méretek változatosságát. A lejtő meredekségével arányosan mind formaösszetételében, mind az egyes formák méreteit tekintve egységesebb mikromorfológia mutatkozik. A lejtő meredekségével, növekvő formasűrűség és -horizontális kiterjedés mellett az egyes formák átlagos horizontális kiterjedése csökkenő tendenciát mutat. Azonban az oldásos anyaghiány elsősorban a formák vertikális mélyülésére vezethető vissza – ez pedig a lejtőszögtől jelentős részben függetlenül változik.

A növényzet hatásait vizsgálva megállapítható, hogy az elsősorban a vályúk méreteit befolyásolja számottevően. A benövényesült vízgyűjtőjű karrfelszíneken a vályúk összfelülete (az átlagosan nagyobb szélességükből következően) nagyobb, tehát a vályúk közötti hátaik összfelülete kisebb (így kisebb felszín áll rendelkezésre a saroknyomok és kamenycák számára). A benövényesült vízgyűjtőjű térszíneken a vályúk jelentősen mélyebbek is; kb. hasonló átlagos vályúhossz mellett a növényes térszín vályúinak átlagos térfogata sokszorosa a növénytelen térszín vályúinak. Egyéb formáknál ez a tendencia nem mutatható ki.

## IRODALOM

- BALOGH Z. (1998): Saroknyom karrok vizsgálata az ausztriai Totes-Gebirgében - Karsztfejlődés II., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.149 -168.
- SZABÓ L. (1995): Karrvályú-rendszerek térképezése a Totes-hegységben - Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely p.61 -70.
- VERESS M. (2001): Talajnélküli sziklafelszínek néhány karros jelensége és az ezek hatására képződő karrformák – Földr. Ért. (megj. alatt)
- VERESS M. – LAKOTÁR K. (1995): Saroknyom karrok morfogenetikai csoportosítása totes-gebirgei példák alapján - Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely, p.89 -104.

*VERESS M.-ZENTAI Z.-KOVÁCS GY.* (1999): Adalékok az Asiagói-fennsík karrosodásához – Karsztfejlődés III, BDTF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 7-17.

*VERESS M.-TÓTH G.-ZENTAI Z.-KOVÁCS GY.* (2000): A magashegységi karrosodás mértékének és minőségének alakulása a különböző növényövekben – Karszt és Barlang (megj. alatt)

*ZENTAI Z. – HORVÁTH E.T.* (1995): Totes-hegységi lejtőkarrók morfológiai vizsgálatának eredményei - Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely p.71 -78.





## A KÁDÁRTAI FORRÁSMÉSZKŐ KONKRÉCIÓK

FUTÓ JÁNOS

Bakonyi Természettudományi Múzeum, 8420 Zirc, Rákóczi tér 1.  
btmz@almos.vein.hu

*Abstract: There were found ballstones in a plough-land near Kádárta village (Veszprém country), which contains calcareous tufa. These forms could develop from the former karst bog well up from spring water or perhaps from brook. Their size is between a few centimeters and 70 centimeters. We separated three types of them. These forms can develop more frequent like sphericity concerning should develop with adhesion (manifestly joined). Third type is like tube, which can be inside cavernous. The like tube can develop if the calcareous will disaggregation on branch. The first and second type contains from serial of the spherical zones. Between the spherical zones are placed calcareous concretion which have spatial radiating, thready, column with structure. These structures have 2-5 mm sizes. The development of these forms happened recently (or subrecently) during a few decades.*

### Bevezetés

1989-ben a múzeum egy bejelentést kapott, miszerint Kádárta (Veszprém megye) határában egy mélyszántást végző traktor ekéje „koponyamaradványokat” fordított ki a talajból. A helyszínre (a 82. sz. főút Sédet keresztező hidjától 700 m-re DNy-ra) kiszállva meglepetve tapasztaltuk, hogy nem emberi koponyák, hanem – azokra első ránézésre valóban hasonló – ökölnyi, fejnyi méretű meszes konkréciók tömege hever a felszántott talajban. A mintegy félszáz kisebb-nagyobb darabot begyűjtöttük és a Bakonyi Természettudományi Múzeumban 2001.385.1. leltári szám alatt helyeztük el; sajnos a téli időjárás akkor nem tette lehetővé a további terepi munkákat. Az elmúlt év során a bakonyaljai láprétek komplex természetvédelmi kutatása közben – a Pápakovácsi melletti Attyapusztánál több helyen is recens mészkiválásokat találtunk a lápi talajon és növényzeten alulról átszivárgó források, erecskék vizében. Ez irányította figyelmünket ismét a kádártai leletekre.

Jelen előzetes tanulmányban nem kívánjuk áttekinteni az édesvízből történő mészkiválás hatalmas és szerteágazó szakirodalmát; csak közvetlenül a megtalált mészkonkréciókhoz kapcsolható munkákról szólnunk. LÓCZY L. (1913) Balaton-monográfiájában egy figyelemre méltó adat olvasható: „A kádártai vasúti megállótól a faluba vezető országút jobbán egy gödörből nagy pizolitgömböket gyűjtöttem.” Sajnos erről semmilyen további szöveges vagy rajzos információt nem közöl, csak mindössze egy 8 cm átmérőjű gömbről készített külső és metszeti fotót. Ezekon jól látszik a szinte tökéletes hasonlóság a század eleji és az általunk talált képződmények között. A

Lóczy-féle, csak hozzávetőlegesen megadott lelőhelyet – ami az új előfordulástól kb. 1 km-re K-re, részben hasonló földtani-morfológiai környezetben valószínűsíthető – azóta házakkal végig beépítették, így ma már nem hozzáférhető.

Kissé távolabbról, a Balatonfüzfő melletti Papvásári-hegy tetejéről szintén említ óriás pizolitokat *LÓCZY L.* (1913), de szerinte ezek középső-pleisztocén korúak, anyaguk részben kovás és hévforrásos eredetűek, azaz nem a vizsgált típusba tartoznak.

A Balaton-felvidék, Déli-Bakony térségében *SCHEUER GY.*–*SCHWEITZER F.* (1970, 1974) tanulmányozták az édesvízi mészkő előfordulásokat, de a kádártaihoz hasonló képződményekről nem írnak. A területről készült földtani térkép magyarázójában *PEREGI ZS.*–*RAINCSÁK GY.* (1983) felső-pannon édesvízi mészkőbe ágyazott 0,5–2,0 cm átmérőjű oolitokat említenek, azonban ezeknek – földrajzi közelségük ellenére – nincs kapcsolatuk az újonnan talált konkréciókkal.

A Balatonba tartó sédek és bakonyi patakok medrében sok helyről közismertek különböző recens mészkiválások, legutóbb *VERESS M.* (2001) foglalkozott a kérdéssel, viszont az itt tárgyalt mészkonkréció típusra másutt még nem bukkantunk.

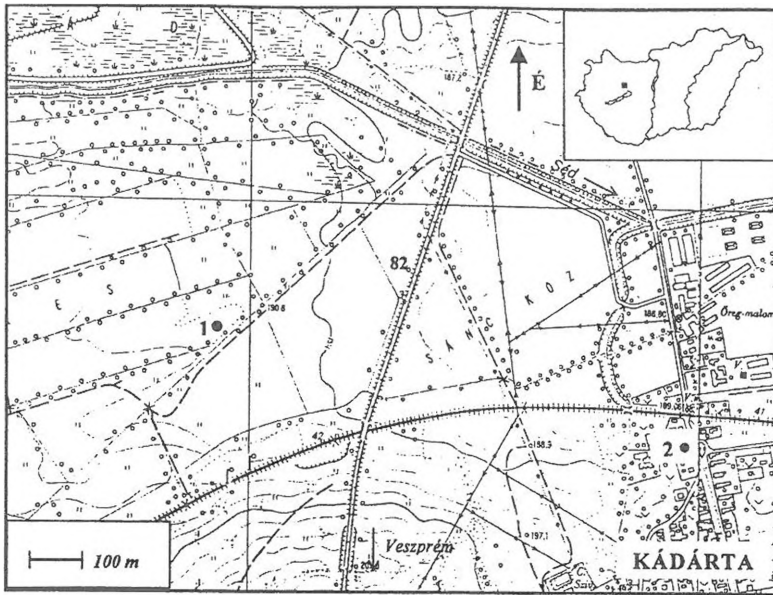
### **Földtani, hidrológiai környezet**

A Veszprémtől ÉK-re elterülő Gyulafirátóti-medence a Bakonyvidék hajdani egyik nagy kiterjedésű karsztlápja volt, ahol a hegység főkarsztvize források vagy inkább feláramló karsztvíz szivárgások formájában lépett felszínre.

A 190–200 m tszf. magasságú, akár kisméretű poljeként is felfogható – fiatal, laza üledékekkel kibélelt, néhány km<sup>2</sup> kiterjedésű – medencét felső-triász dolomit kibúvások és részben fedett, magasabb fekvésű, karsztosodó dolomittérszínnek veszik körül. Egyedül K felé nyitott egy összeszűkülő sávban, ahol a Séd réseli át magát, levezetve a medence gyenge vagy rossz lefolyású részeinek vizét (*1. ábra*). E pangó vizek korábban többé-kevésbé egységes mocsaras, lápos területet képeztek (a talajfelszínen apró, recens kagylóteknők látszanak), de az elmúlt évtizedekben árkokkal és alagcsövezéssel csaknem teljesen lecsapolták. Mesterséges bevágással több méterrel a Séd medrét is lesüllyesztették, ezzel gyorsítva a kiszáradást, így ma szántó-földi művelést folytatnak az egykori ártér déli felén.

A felső-triász dolomit medencealjzatot változó (néhányszor tíz métert is elérő) vastagságú, szarmata korú, szárazföldi-folyóvízi eredetű, agyagos, homokos, kavicsos üledék fedi. E törmelékes összlet felső része a Séd mun-

kája nyomán többszörösen átmozgatott, pleisztocén–holocén alluvium. Utóbbi legnagyobb ismert vastagsága a középső részén meghaladja a 8 m-t. Anyagát kisebb részben jól és közepesen koptatott, 0,2–15,0 cm átmérőjű kvarcitkavicsok, naggyobb részben a helyi dolomitból képződött, rosszul vagy alig kerekített, vegyes (néha 20 cm-t is elérő) nagyságú kavicsok alkotják (PEREGI ZS.–RAINCSÁK GY. 1983). A rátelepülő sötétszürke, laza szerkezetű öntés- és láptalajok alól több helyen, foltokban bukkan elő. E kiszáradva morzsalékos talajból, 0,5–1 m mélységből fordította ki az eke a mészkonkréciókat, egy néhányszor tíz négyzetméternyi területen. A mostani terepbejárás során – az előfordulástól néhány száz méterre Ny-ra terjedően – szórványosan találtunk ugyanilyen szerkezetű, de jóval kisebb (néhány cm-es) konkréciókat.



1. ábra: Térképvázzlat a lelőhely tágabb környékéről  
 Jelmagyarázat: 1. az újonnan talált előfordulás, 2. a Lóczy-féle lelőhely  
 Fig. 1: The sketch map of the deposit surroundings  
 Legend: 1. in the study present occurrence, 2. deposit of the Lóczy

Valószínűnek tartjuk, hogy az eltemetett szátkő medencealjzat – mivel egy napjainkban is süllyedő dolomittérszínről van szó – felülete nem egyen-

letes, hanem a környező területekhez hasonlóan kisebb-nagyobb kúpokkal, dolomitbörcökkel tarkított, melyek az üledéktakaró alatt néhol megközelítik a mai felszínt. E rejtett helyzetű kiemelkedések töredezett, repedezett kőzetanyaga kiváló vízvezetőként szolgálhat a mélyből felszálló karsztvíz számára. Ugyanakkor tény, hogy az alluviális ösztlet kavicsos, törmelékes zónái, rétegei – ferdén rátámaszkodva és érintkezve a triász dolomittal – oldalirányban is továbbítják az áramló karsztvizet. Látványosan mutatkozik e jelenség a hordalékába mesterségesen belesüllyesztett Sédnél, ahol a patakvíz felszíne fölött 1 m-rel, a mederoldalban húzódó kavicsrétegből, széles sávban, szinte vízesésszerűen buggyan elő a karsztvíz, még a legnagyobb nyári szárazságban is. Magas oldottanyag tartalmát a növényi szálakra kicsapódó mészbizonyítja.

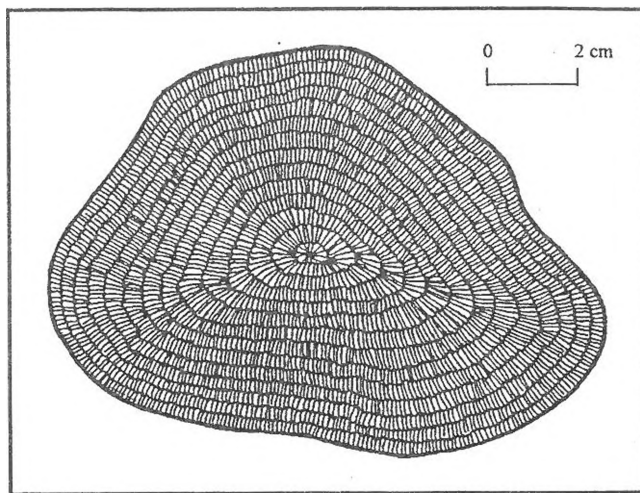
### A konkréciók morfológiai és szerkezeti jellemzése

Az általunk begyűjtött mintegy félszáz mészkonkréció jó lehetőséget biztosított e képződmények általános jellemzésére, illetve megkísérelhettük morfológiai tipizálásukat is. A szántással kifordított konkréciók közvetlenül egymás szomszédságában való előfordulása közös, helybeli keletkezésükre utal. Szélsőségesen változó méretük zömmel a 3–20 cm közötti tartományban szóródik, de előfordulnak 1 cm alatti csőszerű, és 70 cm-t is elérő összetett formák. Legtöbbjük csaknem teljesen szabályos gömb alakú, de a kisebb átmérőjűek között enyhén lapult, ovaloid formák is előfordulnak (pl. jellemző tengelyarány 2x3x4 cm). Mennyiségi arányuk alapján e gömbszimmetrikus darabok tekinthetők az alaptípusnak. Egy másik típusba soroljuk a megnyúlt, hengerszerű, végükön lekerekedő formákat; ezek hossza néhány cm, illetve dm között változik, átmérőjük a pár mm-estől karvastagságúig terjed. (Ezeknél jellemző arány a 0,5 cm átmérő és a néhány cm-es hosszúság). A harmadik típust a teljesen szabálytalan, néha gömbös-vesés megjelenésű, gyakran eredetileg több különálló darabból összenőtt, ikresedett formák alkotják. Sokszoros összenövés esetén némelyik „*részegység*” csak kis felülettel kapcsolódik a szomszédaihoz, így az egész képződmény felszínén bemélyedések, sőt hézagok, „*hidszerű*” alakzatok is megjelennek. Az egyik ilyen összetett példánynál első ránézésre úgy tűnik, mintha rétegszerűen elhelyezkedő, egymás fölött dm-es távolságban lévő konkréciógenerációk cementálódtak volna össze. Belső szerkezetük is arra utal, hogy valószínűleg az 1. típus összenövésével keletkeztek. A konkréciókra tapadt, és a hézagokat kitöltő morzsalékos talajban borsónyi, babszemnyi méretű mészgömböcskék, néhány mm-es csövecskék, valamint szabálytalan mészszemcsék fordultak elő.

A talajtól megtisztított, piszkosfehér mészkonkréciók külső felületén néha halvány okkersárga, vagy rozsdabarna elszíneződések mutatkoznak. A rendkívül porózus szerkezet következtében fajsúlyuk kisebb az átlagos mészkőénél.

A sértetlen példányok kívülről sima, egyenletes felületűek, vékony mészhéj burkolja őket. A konkréciókat szétörve jól láthatóvá válik többnyire szabályos koncentrikus –, azaz gömbszimmetrikus – belső szerkezetük, ami ritmikusan ismétlődő réti cseppkő kiválásra emlékeztet. A szétört példányok egyikében sem találtunk idegen anyagú magot, viszont néhány esetben apró üreg, vagy egykori nádszál csöve mutatkozik közepükön.

Az 1. formatípusba sorolt gömbszimmetrikus konkréciók szerkezete koncentrikusan ismétlődő, 1–2 mm vastag mészhéjából, valamint a köztük lévő 2–5 mm-es térben sugarasan álló, szál- és oszlopos rétegekből épülnek fel (2. ábra). Az egyes szomszédos szálak között apró hézagok vannak, ettől porózus az egész képződmény. E szabályos ritmicitásban időnként kisebb-nagyobb eltérések vannak; változik a héjak egymástól mért távolsága, vagy az egyik oldalon „összenyomottabb” a szerkezet, de ez később gömbformává egyenlítődik ki. A kisebb átmérőhöz általában vékonyabb és sűrűbben elhelyezkedő gömbhéjak tartoznak.



2. ábra: Egy meszes konkréció elvi szerkezeti rajza, metszetben  
Fig. 2: Drawing of principle structure of a calcareously ballstone (in profile)

A megnyúlt 2. formatípusnál belül mindig üreget találunk, némely esetben a belső felületen lenyomatként megőrződött az egykori fakéreg mintázata. A kőanyag ugyanakkor tömör; közvetlenül egymásra rakódott henger-szimmetrikus mészlemezektől áll, amelyek két végükön hirtelen elvékonyodva befordulnak, lekerekítve ezzel a külső formát. Egyes mészcsoveknel keresztmetszetben határozottan látszik a vízáramlás okozta aszimmetrikus növekedés: egyik oldalon mindössze 1 cm vastagságú a mészkéreg, míg átellenesen 4 cm vastagra „hízta” a lemezek, áramvonalas formát kölcsönözve az egész bevonatnak.

A 3. formatípusnál a belső szerkezet arról árulkodik, hogy több központból gömbszimmetrikusan indult el a konkréciók növekedése és amikor összeértek – immár az új felületnek megfelelően – közös mészhéjjal kérgesződött be az ikerforma. Az eleinte keskeny nyak – az itteni erőteljesebb (vastagabb lemezeket eredményező) mészképződés kiegyenlítő hatása következtében – gyorsabban növekedett és néhány ritmussal később fokozatosan súlyzó, majd végül ovaloid formát vett fel. Hasonló többszörös térbeli ikerösszenövés – sok gócpontból kiindulva – számos különleges alakzatot hoztak létre, amit tovább bonyolított, hogy a növekvő szomszédos konkréciók időben nem egyszerre érték el egymást. Ez utóbbit a kezdő gócpontok egymástól való távolsága határozta meg, ami átlagosan 10 cm körüli lehetett.

### Genetikai kérdések

Az előzőekben – a belső szerkezet tárgyalásánál – már ejtettünk szót a keletkezési körülményekről. Maguk a formák és felépítésük is számos genetikai kérdést vetnek fel, amelyre az alábbiakban megkísérlünk választ adni.

BALOGH K. (1991) a mészkövek petrográfiai-genetikai osztályozásánál külön csoportba sorolja a „bekérgezett szemcsék alkotta mészköveket”, valamint a „különleges édesvízi mészkőfajtákat”. Az első csoporton belül elkülönített pizolitok leírása ugyan részben ráillik az általunk talált képződményekre, de ezeknél hiányzik a belső mag és a mészhéjak sem közvetlenül egymásra rétegződnek, hanem megjelenik egy sugárirányú, oszlopos-szálás szerkezet is. Keletkezési magyarázatként a pizolitokra BALOGH K. (1991) a forráskürtön nagy erővel feltörő víz forgató és mészkicsapó hatását adja meg. A kádártai 20–30 cm átmérőjű gömböknel azonban már nehezen képzelhető el ez a folyamat. Megjegyezzük, hogy LÓCZY L. (1913) is óriás pizolitnak nevezi az általa gyűjtött 8 cm átmérőjű példányt, bár a fényképen nem látszik belső mag, szerkezete teljesen egyezik a most talált darabokkal. A BALOGH K. (1991) által a másik nagy csoportba sorolt forrásmészkövek mellett ide tartoznak a mészkéreges és -konkréciók, valamint a cseppkövek is. A geneti-

kai leírás alapján és a helyszíni viszonyokat ismerve, a kádártai édesvízi mészképződmények véleményünk szerint inkább ebbe a kategóriába tartoznak, hiszen itt döntő a porózus szerkezet, bár a konkréciókra nem jellemző a gömbhéjas/ritmikus felépítés. Esetleg a pizolitos forrásmészke elnevezés, mint összevont fogalom is felvetődhet, de a végleges kategória besorolást csak további részletes vizsgálatok után tartjuk célszerűnek megadni.

A keletkezési körülmények itteni nem kellő mélységű ismeretében egyelőre nem lehet biztosan eldönteni, hogy a kádártai konkréciók egy patakmederben áramló, vagy a talajon keresztül feltörő, illetve abban oldalirányban szivárgó karsztvízből csapódtak-e ki. Mindkét lehetőség mellett érvek sorakoznak, így valószínűleg összetett, térben és esetleg időben is változó képződési feltételek játszottak szerepet e sajátos formák kialakulásában.

A Séd egykori széles árterén a szabályozás előtt számos elhagyott vagy időszakosan működő mellékág szállította a vizet. Egy kisebb mesterséges árok vize jelenleg is mindössze 15 m-re folyik a lelőhelytől. A szántás ugyan elsímitotta a hajdani morfológiát, de halványan még kirajzolódik egy kanyargó meder nyomvonala DNy-ÉK csapásban. Ennek létezését támasztják alá az e sáv mentén a talajfelszínen elszórtan heverő kisebb forrásmészke töredékek. A leíró részben 2. formatípusként bemutatott csőszerű, néha kéregle nyomatos mészképződmények, illetve az erős áramlásról árulkodó aszimmetrikus szerkezetük egyértelműen arra utal, hogy ezek ágak, fadarabok patakmederben történő bekéregződésével keletkeztek.

Ugyanakkor a mellettük talált gömbszimmetrikus szerkezetű konkrécióknál állóvízi keletkezést, illetve forrásfeltörési helyet valószínűsíthetünk. Még megoldatlan kérdés, hogy a több dm átmérőjű gömbökre hogyan tudott egyenletes héjakban kicsapódni a mészanyag; alsó, üledékbe süllyedő felületükön hogyan történt a mészlerakódás? A patakmederben való időnkénti elmozdulásuk vagy gurulásuk is nehezen képzelhető el anélkül, hogy ennek ne lenne sérülésnyoma vagy a gömbhéjak torzulása ne mutatná.

Az összetett formák (3. formatípus) igen bonyolult (egy esetben rétegszerű) térbeli alakzata és az előbbi ellentmondások felvetnek egy újabb lehetőséget is. A képződmények egy része nem szabadon, hanem egy igen laza, szuszpenziószerű üledékben, vagy vízzel erősen átítatott és elöntött láptalajban jött létre. Ebben az esetben a vízhez viszonyítva nincs igazán nagy fajtsúlykülönbség a bezáró üledék és a képződő porózus mészkonkréció között, szinte úszik benne, így teljes felületén szabadon folyhat a kicsapódás. Ezen a módon az egymás mellett lévőkön kívül a följebb és lejjebb elhelyezkedő konkréciók is összenőhetnek a többivel, míg egy patakmederben vagy állóvízben ez a folyamat nem képzelhető el. A nagyobb méretű, összetett konkréciók felületeihez tapadt lápi talajban gyakran előforduló kis mészbor-

sók és csomók is megerősíteni látszanak azon nézetet, hogy az átáramló karsztvízből a talajszemcsék közötti térben történik meg a mészkiválás.

Ugyancsak megválaszolatlan kérdés még a képződés időtartama és kora. Ha a gömbhéjak ritmicitását első közelítésben éves periódusúnak vesszük, akkor számukból következően néhányszor tíz éves nagyságrendet kapunk egy-egy átlagos konkréciónak keletkezési időtartamára. A lápi talajban, mintegy méteres mélységben való előfordulásuk alapján néhány ezer éves keletkezési kort valószínűsíthetünk.

## Összegzés

A karsztlápokon felszínre emelkedő vízből kicsapódó meszes üledékek sajátos megnyilvánulási formái a Kádárta közelében előkerült recens vagy szubrecens konkréciók. Részben hasonló szerkezetek ismeretesek más lelőhelyekről és más genetikával, de feltehetően ugyanilyen „óriás pizolitokat” csak LÓCZY L. (1913) említ a Balaton-monográfiában; leírásukkal viszont adós maradt. A forrásmészke anyagú, porózus képződmények mérete néhány cm-től 70 cm-ig terjed. Az alaptípus gömbszerű forma, de gyakori az összenövésükkel keletkezett, ikresen összetett típus. Belső szerkezetük mm-es nagyságrendben ritmusosan ismétlődő gömbhéjakból és az ezeket sugarasan összekötő, apró oszlopokból, csomókból áll. Keletkezésük módja még tisztázandó: laza üledékeken áttörő források medencéjében, esetleg magában a lápi talajban vagy az egykori patakmederben csapódhatott ki a mész. Az utóbbi módon képződött a 2. formatípus, itt a mészkiválás kémiai úton történt az áramló vízből ágakra, fadarabokra, amit kéreglenyomatok és az „áramvonálás” aszimmetrikus szerkezetek mutatnak. A gömbszerű, kerekded formáknál éves ritmicitással számolva, egy-egy konkréciónak néhány évtized, esetleg évszázad alatt jött létre. A keletkezési kort az üledékföldtani környezet alapján néhány ezer évre becsüljük. E leletismertetés nyomán felmerült számos tisztázatlan kérdésre a közeljövőben, a helyszínen végzendő kutatóárkos feltárástól reméljük a választ.

## IRODALOM

BALOGH K. (1991): Szedimentológia II. – Akadémiai Kiadó, Budapest. p. 269-274.

LÓCZY L. (1913): A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I. – Budapest. p. 427.

PEREGI ZS.–RAINCSÁK GY. (1983): Magyarázó a Bakony-hegység 20000-es földtani térképsorozatához. - MÁFI, Budapest.



- SCHEUER GY.–SCHWEITZER F.* (1970): A karsztvíz eredetű édesvízi mészkövek csoportosítása – Földr. Ért. XIX.3. p. 356-360.
- SCHEUER GY.–SCHWEITZER F.* (1974): Adatok a Balaton-felvidéki forrásüledékek vizsgálatához – Földr. Értesítő XXIII. p. 347-357.
- VERESS M.* (2001): Néhány bakonyi patakmeder mésztufa kiválásainak morfogenetikai típusai – Hidrológiai Közlöny (megj. alatt)



## KARSZTTALAJOK TÁPANYAGVIZSGÁLATA HAZAI PÉLDÁKON

ZSENI ANIKÓ

Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi Tanszék, 6722, Szeged,  
Egyetem u. 2. zseniani@earth.geo.u-szeged.hu

*Abstract: The soil has an important role in the ecological system of karst areas. The presentation deals with the plant available calcium, magnesium and potassium content of soils on study areas of Aggtelek Karst and Bükk Plateau (Hungary). I examine the connection between these nutrients and the different environmental relations, such as the plant-covering and the presence of limestone fragments in the soil.*

### 1. Bevezetés

Az utóbbi évtizedekben a karsztos területeken folyó kutatások a korábbi karsztgenetikai és karsztmorfológiai vizsgálatok felől a karsztnak mint ökológiai rendszernek a kutatása és a karsztot érő környezeti hatások kutatása irányába fordult.

A karsztökológiai rendszer egy strukturális és funkcionális rendszer, amelynek abiotikus elemei az alapkőzet, talaj, klíma, mikroklíma, üregrendszerek, karsztvízrendszer és források, biotikus elemeit pedig a növényzet, az állatvilág, a talajlakó mikroszervezetek és az ember alkotja. (BÁRÁNY-KEVEI, I. 1998). Az egyes rendszerfaktorok nem állandóak: időben és térben is változnak, és a változás intenzitását a faktorok együttesen befolyásolják. Az egyes tényezők közötti kölcsönhatások, valamint a köztük lezajló anyag- és energiaáramlások tartják fent a rendszer fejlődését. Bármely tényező megváltozása több másik tényező megváltozását eredményezi. A mikroklíma-talaj-növényzet rendszer különösen jelentős szerepet játszik a karsztok ökológiai rendszerében (KEVEINÉ BÁRÁNY I. – HOYK E. – ZSENI A. 1999). A talaj és a növényzet fontos indikátorai a környezet hatására végbement változásoknak.

A karsztok különösen érzékeny, nyílt rendszerek, ezért a környezeti hatások változásai gyors változást okoznak bennük (BÁRÁNY-KEVEI, I. 1995). Az évszázadok óta jelenlévő közvetlen és közvetett antropogén hatások feltárása azért szükséges, mert sok esetben a kedvezőtlen folyamatok eredményeit csak hosszú idő múlva észleljük, amikor már nincs lehetőségünk a beavatkozások következményeinek korrekciójára.

A talaj a rejtett nyílt karsztok esetében az egyik legjelentősebb ökológia faktor (BÁRÁNY I. – JAKUCS L. 1984), ezért a karsztos területeken ki-

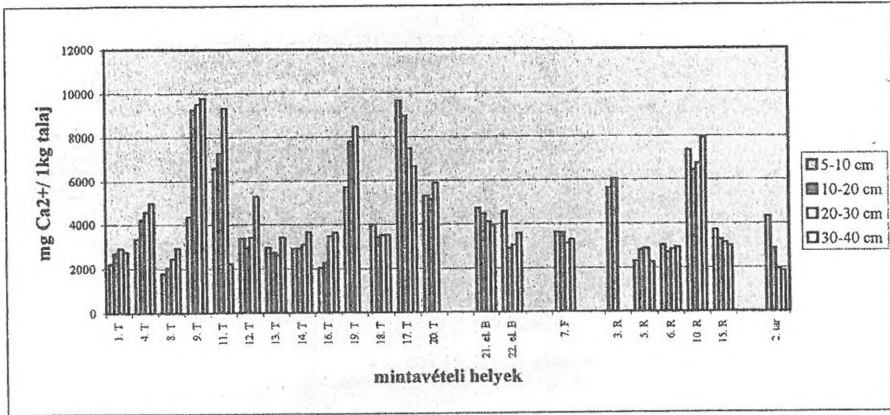
alakult talajok vizsgálata igen fontos. A talajon keresztül szivárgó víz befolyásolja a karsztkorrózió intenzitását, valamint a megfelelő talaj tartóssan vagy legalább időszakosan semlegesítheti azokat a kedvezőtlen környezeti hatásokat, amelyek a karsztok 3 dimenziós érzékeny rendszerében hamar érvényre juthatnak (BÁRÁNY-KEVEI, I. 1980, 1992, 1995, BÁRÁNY I. – MEZŐSI G. 1978, ZÁMBÓ L. 1986).

A karsztok rendszerében lejátszódó folyamatokon belül a talajok tápanyag-gazdálkodása, tápanyag-ellátottsága az egyik fontos indikátora a környezet hatására végbement talajösszetétel változásoknak. A légkörből, illetve az emberi tevékenység nyomán a karsztokra jutó tájidegen anyagok módosító hatása mellett a karsztokon gyakori talajerózió is a felszínhez közeli, tápanyagokban gazdagabb talajhorizont károsodását eredményezi. A mezőgazdasági művelésű területeken nagyon sok tápanyaggal kapcsolatos vizsgálatot végeznek. Azonban a karsztokon is szükséges a talajok továbbfejlődése, a területek későbbi hasznosítása szempontjából, hogy ismerjük az erdők, gyakran legeltetéssel hasznosított rétek talajainak tápanyag-gazdálkodását. A fentiek indokolják a tápanyag-gazdálkodás folyamatainak megismerését.

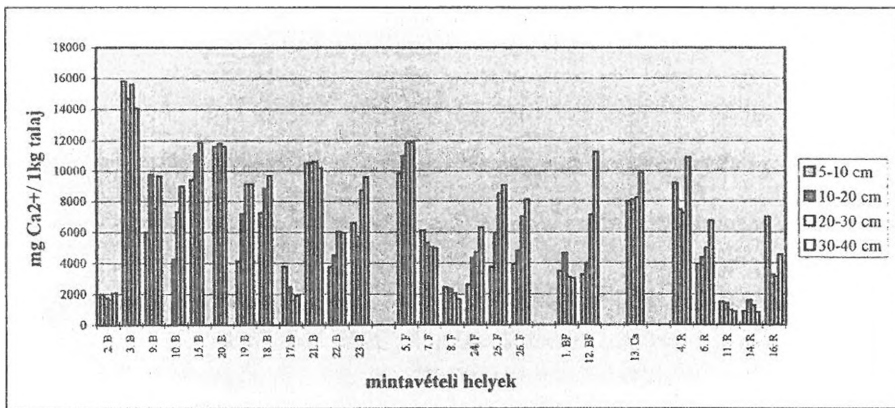
E tanulmányban a talajok növények számára felvehető kalcium, magnézium és kálium-tartalmával foglalkozom. Megvizsgálom, hogy milyen kapcsolatban állnak e paraméterek egymással és a különböző környezeti viszonyokkal: a talaj kőzettel való átkeveredtségével és a talajt borító növényzettel.

## 2. Vizsgálati módszerek

Kutatásaim során a Bükk-fennsík, valamint az Aggteleki Karszt Aggtelek és Jósvalfő között elhelyezkedő kb. 8-8 km<sup>2</sup>-es területéről gyűjtöttem be talajmintákat. A vizsgált talajok nagy része rendzina vagy rendzinaszerű talaj, valamint barna erdőtalajok. Mivel a tápanyagok zöme a talaj felső 40 cm-ében akkumulálódik, ezért 10 cm-enként 40 cm-es mélységig történt a mintavételezés. A sekély termőrétegű, kőzettel erősen átkeveredett talajok esetében nem mindenütt volt lehetőség 40 cm-es mélységig megmintázni a talajokat. A talajminták különböző ökológiai adottságú területekről származnak: bükkerdő, tölgyerdő, fenyőerdő, elegyes erdő és nyílt rétek talajait mintáztam meg. A talajkolloidok felületén adszorbeált Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> és K<sup>+</sup> ionokat 1 mol/dm<sup>3</sup>-es, pH=7,0-es ammónium-acetát oldattal szorítottam le, majd a Ca<sup>2+</sup> és Mg<sup>2+</sup> ionok mennyiségét atomabszorpciós spektrofotométerrel, a K<sup>+</sup>-ét lángfotométerrel határoztam meg.



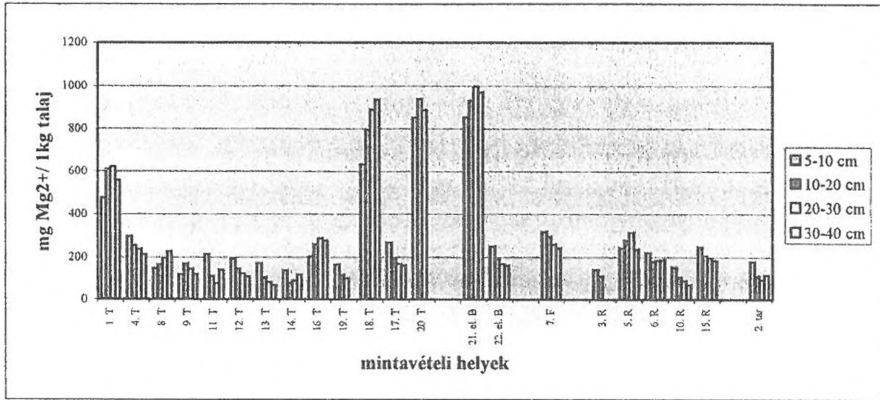
1. ábra: A talajok felvehető kalcium-tartalma, Aggtelek  
 Jelmagyarázat: T: tölgyes, el.B: elegyes bükkös, F: fenyves, R: rét, tar: tarló  
 Fig. 1.: The plant available calcium content of soils, Aggtelek  
 Legend: T: oak forest, el.B: mixed beech forest, F: pine forest, R: field, tar: stubble



2. ábra: A talajok felvehető kalcium-tartalma, Bükk-fennsík  
 Jelmagyarázat: B: bükkös, F: fenyves, BF: büккеlegyes fenyves, Cs: csemetekert, R: rét  
 Fig. 2.: The plant available calcium content of soils, Bükk Plateau  
 Legend: B: beech forest, F: pine forest, BF: beech with pine forest, Cs: seedling nursery, R: field

A talajok ilyen módon megmért iontartalmát - növényzeti típusok szerint elkülönítve és a talajszelvényben lefelé haladva - az 1.-6. ábrák mutatják. Az ionok egymás közötti kapcsolatrendszerének feltárása céljából mindegyik

mélyégi szintre és fő növényzeti típusra kiszámítottam a  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ - $\text{K}^+$  mennyiségeire vonatkozó korrelációs együtthatókat.

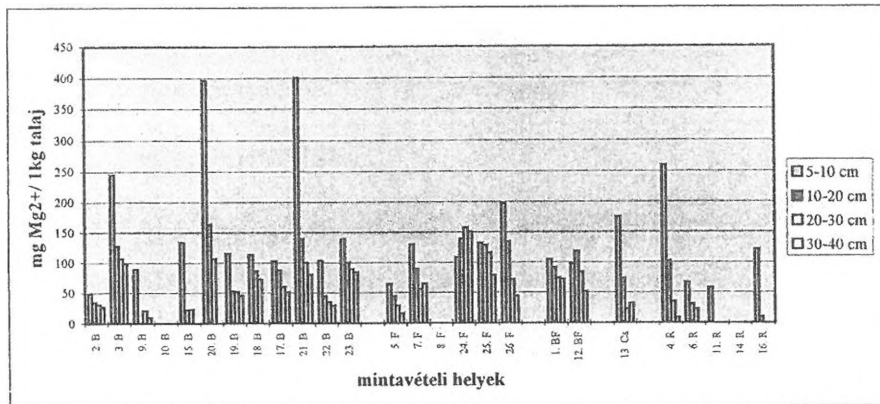


3. ábra: A talajok felvehető magnézium-tartalma, Aggtelek

Jelmagyarázat: ld. 1. ábra

Fig. 3.: The plant available magnesium content of soils, Aggtelek

Legend: as Fig. 1.



4. ábra: A talajok felvehető magnézium-tartalma, Bükk-fennsík

Jelmagyarázat: ld. 2. ábra

Fig. 4.: The plant available magnesium content of soils, Bükk Plateau

legend: as Fig. 2.

### 3. Eredmények

A tápanyaggal kapcsolatos vizsgálatok nem nélkülözhetik a talajok egyéb talajjellemzőinek – elsősorban kémhatásának, de szénsavas mész és szervesanyag-tartalmának – ismeretét sem. Ez utóbbiak részletes ismertetését korábbi munkáim tartalmazzák (ZSENI A. 1999, 2000 a, b, KEVEINÉ BÁRÁNY I. – HOYK E. – ZSENI A. 1999). A vizsgált területek talajainak kémhatása többségében savanyú és gyengén savanyú, a mélységgel növekvő pH-t mutat. A talajok karbonát-tartalma döntően 1 % alatti, szervesanyag-tartalma igen magas. A talaj kémhatása és a kőzettel való átkeveredése között kapcsolat áll fenn: a kőzettel át nem keveredett talajok savanyúbb kémhatással rendelkeznek, és a pH növekedése jóval csekélyebb mértékű a mélységgel lefelé haladva, mint a kőzettel átkeveredett talajok esetében. A kőzettel nem átkeveredett talajok  $\Delta\text{pH}$  értéke ( $\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) - \text{pH}(\text{KCl})$ ) magasabb, mint a közvetlen közetthasú talajoké, és a mélységgel általában növekszik.

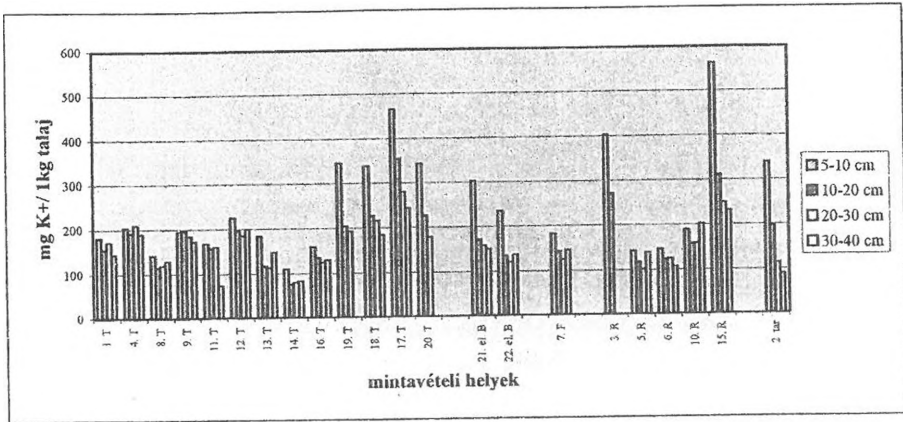
Kőzetdarabokkal a felszíntől vagy 10-20 cm-es mélységtől átkeveredett (rendzina vagy rendzina-szerű) talajminták a következők: Aggtelek: 1., 3., 9., 10., 11., 19., 20., Bükk: 1., 2., 3., 4., 5., 6., 9., 10., 12., 13., 15., 18., 19., 20., 21., 22., 23., 24., 25., 26. mintavételi helyek talajmintái. Mint ebből is kiderül, a Bükk-fennsík talajok nagy része sekély termőrétegű, ahol a talaj 40-60 %-os kőzettartalommal (mészkö) rendelkezik.

#### *a. Kalcium*

A kőzetdarabokkal átkevert talajok magasabb felvehető kalcium-tartalommal rendelkeznek, mint a kőzettel nem átkeverték. A nagyobb érték azokban a talajokban is megfigyelhető, amelyekben nem a felszínüktől, hanem csak 20-30 cm-es mélységtől van jelen kőzet. Ez egyértelműen jelzi számunkra a kőzetdarabokból történő kalcium-utánpótlást. E talajok szénsavas mész tartalma nem túl magas, 1% körüli, csupán néhány esetben nagyobb (3-6%). Az átkevert talajokban a felvehető  $\text{Ca}^{2+}$ -ion tartalom a mélységgel nő, kis számú esetben kb. azonos eloszlást mutat a vizsgált 40 cm-ben. A mélységgel való növekedés összhangban van a pH mélységgel történő növekedésével.

A hiányzó kőzetdarabok indokolhatják a nem átkevert talajokban, hogy ezekben a kalcium-tartalom mélységbeli csökkenése mutatható ki minden növénytípus alatti talajban, kivéve az aggteleki tölgyeseket, amelyek többségében kisebb-nagyobb mértékű növekedés tapasztalható. Ebből arra kell következtessünk, hogy a tölgyerdők alatti talajokban nagyobb mértékű lehet a kilúgozódás, mint a rétek esetében. A nem átkevert talajokban a kalci-

um eloszlása nem a kémhatással mutat összefüggést (mivel ezekben a talajokban is nő a pH a mélységgel, csak nem olyan nagy mértékben, mint a kőzethatású talajokban), hanem a  $\Delta pH$  értékekkel, minthogy ezek általában magasabbak a mélyebb talajrétegekben.

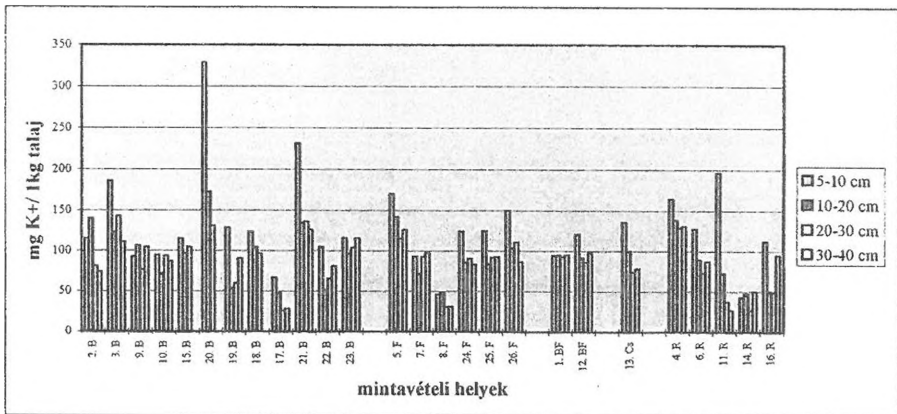


5. ábra: A talajok felvehető kálium-tartalma, Aggtelek

Jelmagyarázat: ld. 1. ábra

Fig. 5.: The plant available potassium content of soils, Aggtelek

Legend: as Fig. 1.



6. ábra: A talajok felvehető kálium-tartalma, Bükk-fennsík

Jelmagyarázat: ld. 2. ábra

Fig. 6.: The plant available potassium content of soils, Bükk Plateau

Legend: as Fig. 2.

Az egyes növényzeti típusokon belül a kalcium mennyisége igen változatos, a kőzetdarabokkal való átkeveredtség függvényében. A kőzettel



nem átkevert talajok felvehető kalcium-tartalma az aggteleki mintákban átlagosan 3000 mg/kg, minden növényzeti típusnál. A bükkiekben nagyobb szórást mutat: 1000-5000 mg/kg; a rétek esetében alacsonyabb (1000 mg/kg), az erdős vegetáció alatt magasabb értékek a jellemzőek (2000-5000 mg/kg). A karbonátmentes talajokban 1000-12000 mg/kg a kalcium össz mennyisége (STEFANOVITS P. 1992), s ez a mért kicserélhető kalcium-tartalommal összhangban van (erősen kötött kalcium ezekben a talajokban nagy mennyiségben minden bizonnyal nem fordul elő). A közzethatású talajokról általában elmondható, hogy az erdők alatt magasabbak a mért értékek (6-16 ezer mg/kg), mint a rétek talajaiban (4-10 ezer mg/kg).

### *b. Magnézium*

A talajok felvehető magnézium-tartalma a bükki minták esetében 1 kivételtől eltekintve csökken a mélységgel, azaz a mélységbeli változás tendenciája a kőzettel nem átkeveredett talajokban megegyezik, a kőzettel átkeveredettekben ellentétes a kalciuméval. A kémhatást tekintve a változás ellentétes tendenciájú. Egyes mintákban igen jelentős a felszíni talajréteg magnézium-tartalma az alsóbb rétegekéhez képest (sem a kémhatás, sem a szénsavas mész és kalcium-tartalom nem utal ezekre a magas értékekre). A magnézium mennyisége 0-140 mg/kg körüli. A réteket átlagosan alacsonyabb értékek jellemzik, mint az erdőket, különösen az alsóbb rétegekben.

Az aggteleki mintákban a felvehető magnézium-tartalom mélységbeli csökkenése nem olyan törvényszerű, mint a Bükk-fennsík: 7 mintában kifejezett növekedés figyelhető meg. Ez az ellentétes eloszlás az erdők alatti talajokban jellemző, és a rétek talajaihoz viszonyított erősebb kilúgozás okozhatja. A talajok átlagosan 100-300 mg/kg kicserélhető  $Mg^{2+}$ -ot tartalmaznak, azaz többet, mint a bükki minták. Ennek egyik oka lehet a tengerszint feletti alacsonyabb fekvés miatt (Bükk-fennsík: 750-830 m, aggteleki terület: 310-480 m) a területre jutó kevesebb csapadék (Bükk-fennsík: 800 mm, aggteleki terület: 650-700 mm évente), amely kisebb mértékű kilúgozást okoz. 4 kiugró értékekkel rendelkező minta (3 tölgyerdei, 1 elegyes bükkös) van, amelyek közül csak kettőben jelennek meg a magasabb értékeket magyarázó kőzetaryadatok. E talajok kémhatása és gyakorlatilag 0 % szénsavas mész tartalma sem utal a magas értékek magyarázatára.

### *c. Kálium*

A felvehető kálium-tartalom tekintetében kisebbek az egyes növényzeti típusokon belüli és közötti eltérések a másik két ionhoz viszonyítva.

Egyértelműen megállapítható, hogy a kálium mennyisége a mélységgel csökken, azaz ellentétesen változik a kémhatással. A kőzettel átkeveredett talajokban a mélységbeli változás tendenciája ellentétes, a nem átkeveredett talajokban megegyezik a kalciuméval, kivéve az aggteleki tölgyerdők némely talajait. A bükki mintákat tekintve az egyes növényzeti típusokon belül kirajzolódik a kőzettel való átkeveredés hatása a felvehető kálium-tartalomra: a nem átkevert talajok valamivel alacsonyabb értékekkel rendelkeznek mint az azonos növényborítottságú, kőzetdarabokkal átkevert talajok. Az aggteleki minták esetében ez az összefüggés nem érvényesül ennyire karakterisztikusan.

Az aggteleki talajok átlagos kicserélhető kálium-tartalma 100-400 mg/kg az 5-10 cm-es talajrétegben, mélyebben azonban 100-250 mg/kg-ra lecsökken. A különböző növényzeti típusok alatti talajok kálium-tartalmában jelentős különbség nincs. A bükki talajok 50-200 mg/kg káliummal rendelkeznek az 5-10 cm-es talajrétegben, mélyebben 50-140 mg/kg ez az érték. Megállapítható, hogy a Bükk-fennsík talajai alacsonyabb felvehető kálium-tartalommal rendelkeznek, mint az Aggteleki Karszt vizsgált területének talajai, és ennek - hasonlóan a magnéziumnál megállapíthatóhoz - a fennsíki erősebb kilúgozó hatás lehet az oka. Mértékadó különbségek az egyes növényzeti típusok talajában a kálium-tartalom tekintetében a Bükk-fennsíkon sincsenek.

#### *d. Az ionok közötti összefüggések*

Az ionok közötti összefüggéseket mind a négy vizsgált talajrétegben mind a 3 ionpárra vonatkozóan elvégeztem. A vizsgálat azt célozta meg, hogy van-e összefüggés az egyes ionok mennyisége között, azaz pl. a kalcium nagyobb mennyiségével párhuzamosan nagyobb magnézium és kálium mennyiség van-e a talajban. A korrelációs együtthatók igen változatos képet mutatnak. A szorosabb összefüggést sejtető esetek együtthatóit az 1. táblázat tartalmazza.

#### *e. $Ca^{2+}$ - $Mg^{2+}$ kapcsolat*

A korrelációs együtthatók egyedül a rétek talajai esetében mutatnak összefüggést a két ion mennyisége között (1. táblázat). Az aggteleki rétek talajaiban a korreláció negatív: a kisebb kalcium-tartalmú mintáknak nagyobb a magnézium-tartalma. Ez azt is jelenti, hogy a kőzetdarabokkal való átkeveredés a magnézium tekintetében az aggteleki rétek talajainál éppen ellentétes a kalciumhoz viszonyítva: az átkevert talajoknak kisebb a magné-

zium-tartalma. A Bükk-fennsík rétek talajaiban a magasabb kalcium-tartalommal magasabb magnézium-tartalom jár együtt, ami egyben azt is jelenti, hogy a kőzetdarabokkal átkeveredett talajoknak mind a kalcium, mind a magnézium-tartalma nagyobb, mint a nem átkeveredett talajoké. A többi növényzeti típus talajait tekintve kicsik a korrelációs együtthatók. Egyedül a bükkösök 5-10 cm-es talajrétegében adódott magas (0,7779) érték, azonban a mélyebb talajrétegekben már csak 0,4 körüliek a korrelációs együtthatók.

1. táblázat  
Table I.

Korrelációs együtthatók  
Correlation coefficients

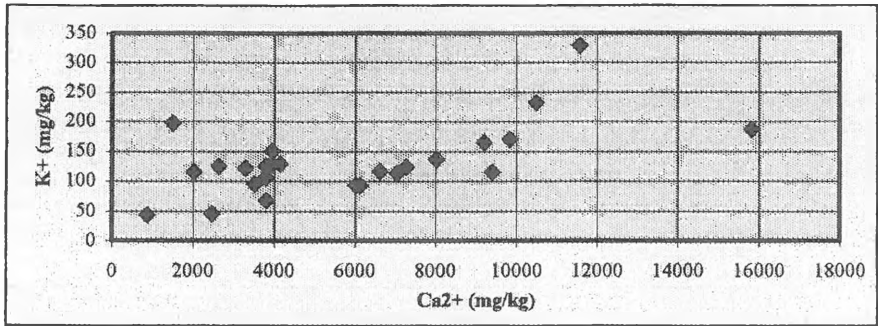
Ionpárok	Korrelációs együttható (r)			
	5-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	30-40 cm
$Ca^{2+}-Mg^{2+}$				
rét: Bükk-fennsík	0,9330	0,9689	0,9479	0,8042
rét: Aggtelek	-0,8652	-0,8648	-0,7831	-0,9783
$Ca^{2+}-K^+$				
bükkös: Bükk-fennsík	0,6635	0,5064	0,7993	0,8223
fenyves: Bükk-fennsík	0,5693	0,8994	0,7929	0,8814
rét: Bükk-fennsík	0,2807	0,8868	0,9624	0,9429
Bükk-fennsík összesen	0,5997	0,6382	0,7883	0,7984
$Mg^{2+}-K^+$				
rét: Bükk-fennsík	0,4833	0,9447	0,9506	0,7308

### f. $Ca^{2+}-K^+$ kapcsolat

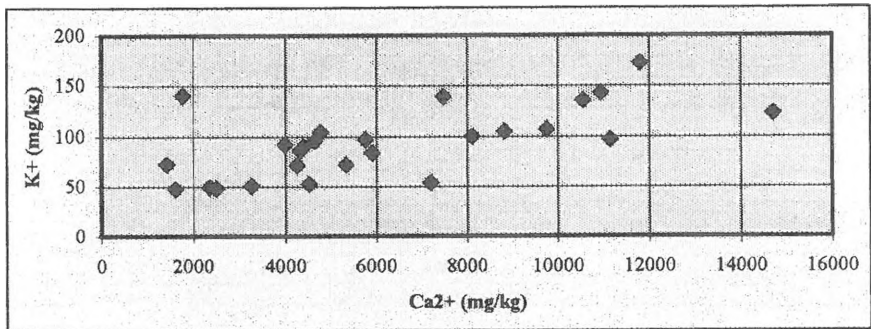
A két ion közötti kapcsolat az aggteleki mintaterület talajaiban nem mutatható ki, a korrelációs együtthatók 0,8 alattiak. A tölgyeseket magasabb értékek jellemzik (0,5-0,76), mint a réteket (0,1-0,4). Ez alátámasztja a már korábban kifejtetteket: az aggteleki mintaterület talajaiban nincs összefüggés a kőzettel való átkeveredés (ami a kalcium mennyiségével szoros összefüggést mutat) és a talaj felvehető kálium-tartalma között.

A Bükk-fennsík minták esetében azonban mind a három fő növényzeti típust tekintve kimutatható az összefüggés a 10-40 cm-es talajrétegben (1. táblázat). A 7-10. ábrák az egyes talajrétegekben az összes Bükk-fennsík mintára vonatkozóan tartalmazza az összetartozó kalcium-kálium mennyiség-

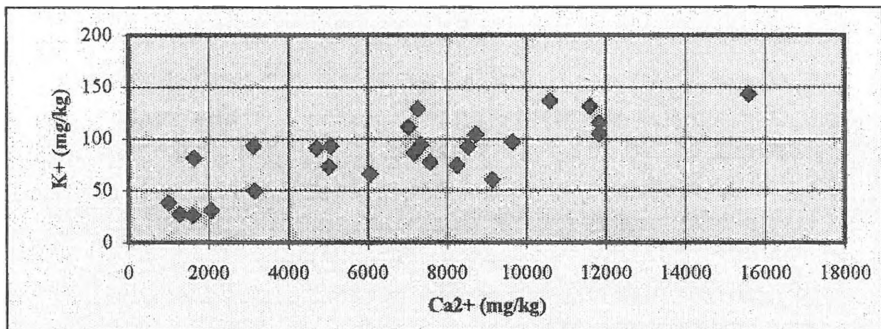
geket. A korrelációs együtthatók igazolják a korábban tett megállapítást, mely szerint a kőzetdarabokkal nem átkevert talajok valamivel alacsonyabb értékekkel rendelkeznek mint az azonos növényborítottságú, kőzetdarabokkal átkevert talajok.



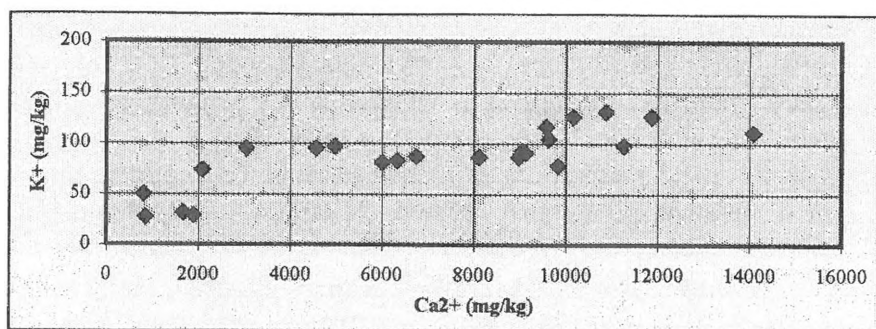
7. ábra: A kalcium és kálium-tartalom összefüggése az 5-10 cm-es talajrétegben, Bükk-fennsík  
 Fig. 7.: The connection between calcium and potassium content in the 5-10 cm soil layer, Bükk Plateau



8. ábra: A kalcium és kálium-tartalom összefüggése a 10-20 cm-es talajrétegben, Bükk-fennsík  
 Fig. 8.: The connection between calcium and potassium content in the 10-20 cm soil layer, Bükk Plateau



9. ábra: A kalcium és kálium-tartalom összefüggése a 20-30 cm-es talajrétegben, Bükk-fennsík  
 Fig. 9.: The connection between calcium and potassium content in the 20-30 cm soil layer, Bükk Plateau



10. ábra: A kalcium és kálium-tartalom összefüggése az 30-40 cm-es talajrétegben, Bükk-fennsík  
 Fig. 10.: The connection between calcium and potassium content in the 30-40 cm soil layer, Bükk Plateau

#### g. $Mg^{2+}$ - $K^+$ kapcsolat

Az aggteleki mintákban a két ion mennyisége közötti egyenes arányosság nem mutatható ki. A minták többsége a 100-300 mg/kg magnézium és a 100-400 (5-10 cm), 100-300 (10-20 cm) és 100-200 mg/kg (20-40 cm) kálium-tartalmú intervallumban tömörül.

A Bükk-fennsík talajok közül egyedül a réteknél jelentkezik összefüggés a két ion mennyisége között (*I. táblázat*), ami nem meglepő, mivel a másik két ionpár tekintetében is magasak a korrelációs együtthatók értékei. Ahogyan a  $Ca^{2+}$ - $K^+$  kapcsolat esetében, itt is csak a 10 cm-es mélységtől válik valóban szorosabb az összefüggés. A bükkösök és fenyvesek talajaiban 0,2-0,5 körüliek az értékek, egyedül a bükkerdők 5-10 cm-es talajrétegében jelentkezik összefüggés ( $r=0,9084$ ), hasonlóan a  $Ca^{2+}$ - $Mg^{2+}$  esetéhez.

#### 4. Összegzés

Munkám során bükki és aggteleki karsztos mintaterületek talajait vizsgálom. E tanulmányban az elsődleges célom a talajok növények számára felvehető kalcium, magnézium és kálium-tartalmának bemutatása, az egyes ionok mélységgel való változásának, egymáshoz fűződő kapcsolatának vizsgálata, valamint a talaj közzel való átkeveredésének és a karsztos rendszer másik fontos tényezőjének, a növényzetnek az ionok mennyiségére és eloszlására gyakorolt hatásának kimutatása.

A vizsgálati eredményekből a következő megállapítások adódnak.

- Összefüggés van a talajok kőzettel való átkeveredése és a talajok felvehető kalcium-tartalma között: az átkevert talajok nagyobb kalcium-tartalommal rendelkeznek, mint a kőzetdarabokkal nem átkeverték. Ez - a korábbi kutatásaim eredménye szerint - azt is jelenti, hogy a felvehető kalcium-tartalom a talajok kémhatásával is egyenes arányosságban áll: a savanyúbb talajok kevesebb kalciumot tartalmaznak.
- A talajok felvehető magnézium és kálium-tartalma tekintetében ez a kö-zethatás nem mutatható ki minden esetben. A káliumot vizsgálva a Bükk-fennsíki talajmintákban megfigyelhető az összefüggés, de az aggteleki min-tákban nem. A magnéziumnál a megfeleltetés nem egyértelmű egyik vizsgált karsztos területen sem, sőt, az aggteleki rétekben az a jellemző, hogy a kő-zettel átkeveredett talajoknak kisebb a felvehető magnézium-tartalma, mint az át nem keveredett talajoké.
- A Bükk-fennsíki talajok felvehető magnézium és kálium-tartalma átlago-san kisebb, mint az Aggteleki-Karszt vizsgált talajaié, amelyet a fennsík ma-gasabb tengerszint feletti magassága és nagyobb évi csapadékmennyisége által fellépő erőteljesebb kilúgozódás okozhat.
- A kalcium-tartalom mélységbeli változása a kőzettel való átkeveredéssel mutat összefüggést: az átkevert talajokban a kalcium-tartalom nő a mélység-gel, míg a nem átkevert talajokban csökkenő kalcium mennyiség figyelhető meg. Azonban az aggteleki tölgyerdők nem átkevert talajai nagy részében a kalcium mennyiségének növekedése figyelhető meg a talajban lefelé haladva. Ez a rétekhez képest erősebb kilúgozásra utalhat.
- A felvehető magnézium mennyisége a talajokban a mélységgel csökken, ám az aggteleki talajokban néhány esetben ellentétes irányú változás is meg-figyelhető néhány tölgyerdei talaj esetében, amit szintén az erőteljesebb kilú-gozás okozhat.
- A felvehető kálium mennyisége a mélységgel csökken, azaz a magnézi-umhoz hasonlóan ellentétesen változik a kémhatással. A kálium-tartalom tekintetében kisebbek az egyes növényzeti típusokon belüli és közötti eltéré-sek a másik két ionhoz viszonyítva.
- A  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Mg}^{2+}$  egymáshoz viszonyított mennyisége a legtöbb esetben nem mutat összefüggést, a rétek talajait kivéve. Az aggteleki réteknél fordított, míg a Bükk-fennsíki réteknél egyenes arányosság van a két ion mennyisége között.
- A  $\text{Ca}^{2+}$  és  $\text{K}^+$  egymáshoz viszonyított mennyisége jó összefüggést mutat a Bükk-fennsíki minták talajaiban: a nagyobb kalcium-tartalommal nagyobb kálium-tartalom jár együtt. Az aggteleki talajmintáknál ez az összefüggés

nem mutatható ki meggyőzően, bár az erdei talajokban magasabbak a korrelációs koefficiensek, mint a rétekben.

- A  $Mg^{2+}$ - $K^{+}$  viszonya csupán a Bükk-fennsíki rétek talajaiban mutat összefüggést a korrelációs együtthatók értékeit tekintve. Az erdők, illetve az aggteleki rétek talajaiban a két ion mennyisége nincs közvetlen összefüggésben egymással.

## IRODALOM

*BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1980): Some data about the physical and chemical properties of the soil of karst dolines. - Acta Geographica Tomus XX. Szeged, p. 37-49.

*BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1992): Karst soil as indicators of karst development in Hungarian karst. - Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement, 85, p. 101-110.

*BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1995): Factors of the environmental system of karst. - Acta Geographica Szegediensis. Tom. XXXIV. Spec. Issue p. 155-161.

*BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1998): Geocological system of karsts. - Acta Carsologica XXVII, Ljubljana, p. 13-25.

*BÁRÁNY, I. - JAKUCS, L.* (1984): Szempontok a karsztok felszínformáinak rendszerezéséhez, különös tekintettel a dolinák típusaira. - Földrajzi Értesítő XXXIII., p. 259-265.

*BÁRÁNY, I. - MEZŐSI, G.* (1978): Adatok a karsztos dolinák talajökölógiai viszonyaihoz. - Földrajzi Értesítő XXVII, p. 65-73.

*KEVEINÉ BÁRÁNY, I. - HOYK, E. - ZSENI, A* (1999): Karsztökölógiai egyensúlymegbomlások néhány hazai karszterületen. - Karsztfejlődés III. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 79-91.

*STEFANOVITS, P.* (1992): Talajtan. - Mezőgazda Kiadó

*ZÁMBÓ, L.* (1986): A talajhatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében. - Kandidátusi értekezés, Kézirat

*ZSENI, A.* (1999): Research on the soils of karst areas in Hungary (example from Bükk Mountain). - Acta Carsologica, 28, Ljubljana, p. 203-210.

*ZSENI, A.* (2000 a): A talaj kémhatása és a növényzet kapcsolata néhány hazai karszterületen. - in print (konferenciakötet: Geográfus Dokigoranduszok V. Országos Konferenciája, 2000. okt. 6-7. Miskolc

*ZSENI, A.* (2000 b): Research of the soil reaction and carbonate content in karst areas of Hungary (Bükk Plateau, Aggtelek Karst). - in print (konferenciakötet: 4<sup>th</sup> Symposium On Karst Protection, 2000. nov. 3-5. Despotovac, Jugoszlávia)





AZ AGGTELEKI KARSZT TALAJAINAK  
MIKROELEM-FORGALMA

SÁRI DIANA

Szent István Egyetem, Kertészettudományi. Kar, Talajtani és Vízgazdálkodási Tanszék 1118 Budapest, Villányi út 29-41. email: dsari@omega.kee.hu

*Abstract: The solute ions leached by the soil solution affect to the components of the karstic rocks like limestone and they are capable to mobilise the minerals of the soils or precipitate to the solid materials. We studied the chemical interactions between the water and the solid soil components and the factors which influence these interactions, and after all the water quality resulted by complex system. For determining the reactions an applicable method the water analysis for microelements because their concentration does not change during a long time storage. The sampling area located in the Aggtelek-karst, Hungary. The observing points are in the wall and in the bottom of a dolina, at the feet of Szomor -mountain. Al, Ba, Ca, Cr, Cu, Fe, Mg, Mn, Ni, Sr and Zn ions were determined from the water and soil samples by Varian SpectrAA 100 GTA atomic adsorption spectrophotometer instrument. Strongly temperature and pH influences were established on solute of calcareous minerals and pH influence on mobilisation of iron oxides. The iron oxides were more sensible for the alteration of pH than the carbonates. The weathering of iron oxides can easier indicate the secondary changes in the pH than the decomposition of limestone. The weathering of clay minerals are weakly influenced by the amount of rainfall.*

## Bevezetés

A mészkőkarsztok kialakulásában és a mészkő oldódásában fontos szerepe van a talajnak, a rajta átfolyó víz kémiai összetételét és tulajdonságait a talaj állapota határozza meg (ZÁMBÓ L.-TELBI SZ T. 1999). Az átszivárgó víz által kioldott anyagok kölcsönhatásba lépnek a karszt alapját képező mészkő alkotó vegyületeivel és mind az ott talált vegyületeket oldhatják, mind kicsapódhatnak a szilárd fázisra (ZÁMBÓ, L.-FORD, D. C. 1997). Végül ezek a kölcsönhatások alakítják a talaj fontos tulajdonságait. Befolyásolják a talaj tápanyag-gazdálkodását, ezzel meghatározva azon növényfajok és mikroorganizmusok körét, amelyek a talajon megtelepedve tovább alakítják azt. A talajásványok és a talajképző kőzet mállásának sebessége szintén a talajok tápanyagállapotát befolyásolják, ugyanakkor a kilugzáson és a talaj savanyodásán keresztül a pH-t is meghatározzák (CHAKRABARTI, C. L. et al., 1993).

Az Aggteleki karszton területspecifikumként a víznyelő- és beszivárgási pontok talajtakarójának összetétele és állapota a karsztvizek és így a barlangvizek összetételét is meghatározza (ZÁMBÓ L. et al 1999, ZÁMBÓ L.-TELBI SZ T. 2000). Ugyancsak a területre jellemző néhány jégkorszaki

reliktumnövény amelyek élőhelyét talajviszonyait ugyancsak a talajon átszivárgó víz kémiai összetétele befolyásolja.

A talajokon átszivárgó oldat összetételének változását sok és sokféle laborkísérletben vizsgálták. Leggyakrabban egy-egy elem oldódását, kiválását vizsgálták. Komplex, több elemre kiterjedő vizsgálattal ritkábban találkozunk. A laborkísérletekben a kioldódásra és kiválásra ható egyéb tényezőket rendszerint állandó, standardizált körülmények között tartották. Előnye volt tehát a laborkísérleteknek, hogy egy-egy tényező elkülönített hatását is lehetett vizsgálni.

Legtöbbször a pH került vizsgálatra (*PONIZOVSKIY, A. A.-IVANOVA, S. A. 1990, SANDERS, J. R. 1982*). A kioldódás pH függését több szempontból is vizsgálták. Volt aki elkülönítve csak az adszorpció vagy csak az oldódás-kiválás hatását tanulmányozta (*PINSKIY, D. L.-FIALA, K. 1985*). Mások tapasztalati vizsgálatot folytattak és a folyamatok elkülönítése nélkül állítottak fel tapasztalati összefüggéseket (*BOHN, H. L. 1992, MCLAUGHIN, D. W. et al. 1993, CSILLAG, J. et al, 1998*).

A hőmérséklet is gyakran került a tanulmányok középpontjába, de átfogó termodinamikai méréseket csak elvétve végeztek. A hőmérsékletet leginkább mint figyelembe veendő tényezőt tapasztalati úton vizsgálták (*HOGG, D. S. et al., 1993*). Általánosságban a hőmérsékletet, mint egy fontos talajképző tényezőt tartják nyilván (az éghajlati tényező részeként), de a hőmérséklet ingadozás szerepéről még ebben az összefüggésben is kevés szó esik.

Az átszivárgó folyadék mennyiségének hatását mind kvalitatív, mind kvantitatív szempontból kevesen vizsgálták, annak ellenére, hogy a hatás meglétét régóta ismerik (*AMACHER, M. C. et al., 1988, LEGRET, M. 1993*). A laboratóriumokban végzett "flow" típusú kísérletekben is inkább a körülmények standardizálására, mint a hatás figyelembe vételére törekszenek (*JARDINE, P. M. et al., 1985*).

A talaj folyadékmennyiségének és kémiai összetételének együttes tapasztalati értékeléseit nehezíti, hogy nincs standard talajoldat kinyerési módszer, ami a kapott eredményeket összehasonlíthatóvá tenné. *CSILLAG J. et al. (1995, 1999a, 1999b)* kidolgoztak egy in situ talajoldat nyelési technikát első sorban olyan talajokra, amelyek még nem érték el a víztelítési szintet. Vízzel telített talajok esetén többféle liziméteres módszer ismeretes.

Jelen tanulmányunkban azt vizsgáljuk, hogy a csapadékvíz és a talaj milyen kölcsönhatásokba lép egymással és a kölcsönhatásokat milyen külső paraméterek befolyásolják. Végül az egész összetett, több tényezős álló rendszer milyen összetételű és minőségű karsztvizet eredményez.

A kölcsönhatások vizsgálatára a legalkalmasabb a mikroelemek koncentrációjának mérése, hiszen ez az érték nem változik az oldat hosszú tárolása

alatt sem és könnyen mérhető (SÁRI, D. 1998, FENXIANG, L. I.-BANIN, A. 1997, EVANS, L. J. et al., 1995). A szerves vegyületek, savak vizsgálata szintén alkalmas lenne, de a vízben lévő mikroorganizmusok a mintavétel után is alakítják változtatják azokat, tehát csak azonnali mérés alapján lehetne felhasználni a pillanatnyi vízminőség jellemzésére. Ugyanez a helyzet a pH-val, ráadásul a folyamatok, kölcsönhatások végén mért pH szinte biztosan nem egyezik meg a kiindulási pH-val. A mikroelemek mérésével követhetjük az oldódási-kiválási folyamatokat, mert a szilárd fázisú komponenseknek általában meghatározott mikroelem-tartalma van. Ugyanakkor egyszerre több elem mérésével külön lehet választani a víz agresszivitásának többirányú hatását.

### Mintaterület

Mintaterületünk az Aggteleki karszton helyezkedik el. A terület egy nemzeti park része, ez ideális körülményeket teremt a kutatáshoz. A megfigyelési pontok egy töbor oldalában és alján helyezkednek el, a víznyelő a Béke-barlang fölött a Szomor-hegy aljában található. A terület morfológiáját részletesen ismerteti ZÁMBÓ L. (1998a). A terület éghajlata mérsékelt égvői, Magyarországon viszonylag nagy csapadékmennyiséggel rendelkezik (800 mm évente), de nem éri el az Európára jellemző átlagot. A csapadék éves eloszlása egyenletes. A hőmérséklet ingadozása a karsztos területeken általában elég jelentős, de a dolinában kiegyenlítettebb, bár hűvösebb (9,3 °C). A töbor északi oldalán zárt *Quercus petraeae-Carpinetum subcarpathicum* (gyertyános tölgyes) található, aljnövényzete ritkás. A déli oldalt annak ellenére, hogy itt a talaj nem sekély, *Ceraso-Quercetum pubescentis* (molyhos tölgyes) borítja. Itt az aljnövényzet sűrű teljesen zárt, száraz. A töbor alján a ritka cserjeszint mellett az aljnövényzet zárt, de üdebb, mint a déli oldalon. A terület jellemző talaja a "terra rossa" (oxisol), ami Magyarországon a mainál melegebb időszakok reliktumtalajának számít, a jelenlegi csapadék és hőmérsékletviszonyok már inkább az átalakulását engedik meg. Az északi oldalon a kevesebb napsütés miatt a talaj már szemmel érzékelhető tulajdonságaiban is átmenetet képez a Ramann-féle barna erdőtalajjal. A talajtakaró mélysége a töbor kitöltés peremén is meghaladja az 1 m-t, de a töbor alján a 6 m-t is. Feltételezhető, hogy a hosszú időszakon át tartó lehordás töltötte fel a töbor alját a talajjal, ezért itt a talaj típusa nem szignifikáns, besorolása pedig a lejtőhordalék talajok közé történik.

A talaj fizikai összetételét az I. táblázat mutatja be. Mind az Arany féle kötöttségi számok, mind pedig az egyes mintavételi helyek és szintek agyagfrakció tartalma azt mutatja, hogy az agyagvándorlás még nem ment jelentős

mértékben végbe. Az értékek jó egyezést mutatnak ZÁMBÓ L. (1998b) méréseivel.

1. táblázat  
Table I.

A talaj fizikai összetétele  
The texture of the soils

a talaj fizikai összetétele			
hely	arany féle kötöttség	< 1 $\mu$	1 $\mu$ - 2 $\mu$
északi oldal, felső réteg	53	41	42
északi oldal alsó réteg	55	42	48
déli oldal, felső réteg	52	38	42
déli oldal alsó réteg	56	42	46
tőbör alja, felső réteg	51	35	45
tőbör alja alsó réteg	51	42	50

## Mintavétel

A mintavételezés az Aggteleki Monitoring Rendszer (ELTE) mérőállomásain történt: a tőbör alján a talajszelvény több szintjén, valamint északi és déli oldalán 0,5 m mélységben. A vízminta-vétel műanyag tálcákkal történt, amely a vizet egy vízgyűjtő zsákba vezeti. Ellenőrzésképp összegyűjtöttük minden időszak csapadékvizét, egy, a talajképző közet összetételével megegyező szikláról lefolyó, 2 m<sup>2</sup> alapterületű vízgyűjtő vizét is. Mintát 40 naponként vettünk 3 éven keresztül. A mintavételről ZÁMBÓ L. (1999) valamint SÁRI, D.-MORVAI, B. (1997) írt részletesebben.

Minden egyes észlelőhelyről talajmintát is szedtem és HNO<sub>3</sub>/H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> feltárás után vizsgáltam a mikroelem-tartalmat. A talajminták ásványi összetételét DTG/DTA vizsgálatokkal határoztam meg. A II. táblázatban láthatók az egyes talajminták ásványianyag-összetétele. A táblázatból látszik, hogy a talajok oldható ásványianyag-tartalmában nincs szignifikánskülönbség.

## Mérés

A vízmintákból és a feltárt talajmintákból Varian SpectrAA 100 GTA egységgel grafítküvetés módszerrel mértem az alábbi ionokat: Al, Ba, Ca, Cr, Cu, Fe, Mg, Mn, Ni, Sr, Zn. A vizek pH-ját a hosszú tárolás miatt nem lehetett meghatározni.

II. táblázat  
Table II.

A talaj ásványianyag-összetétele  
Mineral content of the soils

hely	agyagásvány %	karbonát %	vasoxidok %	szervesanyag %
északi oldal, felső réteg	61	0.3	0.2	3
északi oldal alsó réteg	63	0.7	0.4	0.5
déli oldal, felső réteg	61	0.1	0.3	2.7
déli oldal alsó réteg	69	1.2	0.4	0.5
töbör alja, felső réteg	58	0	0.5	5.1
töbör alja alsó réteg	67	0.9	0.5	0.2

## Kiértékelés

### Magyarázó változók előállítása

Való igaz, hogy az elemek kioldására nagyon sok tényező és sokféle módon hat. Ráadásul az egyes elemek nem csak egyfajta oldódó komponensből származhatnak, hanem a talajban több ásvány is tartalmazza ugyanazt az elemet. ezért az alábbi egyszerűsítést alkalmaztuk: a kioldásra (a víz agresszivitására) ható tényezőket 3 egyenként különböző faktorokat összefoglaló tényezőre írtuk fel. A három kumulált tényezőt a leginkább meghatározó faktorokról neveztem el, a hőmérsékletről, a csapadékmennyiségről és a pH-ről. Az adatok kiértékeléséhez többváltozós statisztikai módszereket használtam, amely képes kezelni a tényezők azonos eredeti hatásokból következő multikollinearitását. A három magyarázó tényező közül kettő (hőmérséklet, csapadékmennyiség) adott volt, (aktuálisan mért értékek), a pH mérésére nem volt közvetlen lehetőség, ugyanis az oldó hatásban megjelenő pH nem azonos az összegyűjtött víz pH-jával, az már pontosan az oldás miatt módosult. A három magyarázó tényezőt az adatokból az alábbi módon állítottam elő.

Feltételeztem, hogy a víz pH-ja szoros összefüggésben van a vegetációs tevékenységgel, a gyökérsavak kibocsátásán keresztül a növényzet aktivitása határozza meg azt. A csapadékmennyiségen és a hőmérsékleten kívül ismeretem a mintavétel idejét, tehát tudtam, hogy a vegetációs időszak mely szaka-

szában történt. A problémát az jelentette, hogy a növényzet hatását nem lehetett közvetlenül az évszaknak megfeleltetni, mert az évszak nem csak a növényzeten, hanem a hőmérsékleten és a csapadékmennyiségen keresztül is befolyásolta a vizek oldó hatását. A kereszthatások kiküszöbölésére megvizsgáltuk, hogy a három változót (hőmérséklet, csapadék, évszak) milyen elemkoncentrációk diszkriminálják. A diszkriminancia-analízis által kapott struktúra-mátrix segítségével egy többváltozós regresszióanalízist végeztünk, amely az évszak változót állította elő a hőmérséklet és a csapadékmennyiség változóból. Az évszak változó maradék szórását tekintettük ettől kezdve a pH-nak. A diszkriminancia analízis struktúra mátrixából kapott értékek ugyanis megadják, hogy az egyes elemek milyen súllyal szerepelnek az adott változó szétválasztásában, vagyis a változó értéke mennyire markánsan változik meg, ha az adott elem koncentrációja változik. Tehát alkottunk egy olyan változót, amely az évszaktól függ, de független az aktuális csapadékmennyiségtől és hőmérséklettől. Ezt a változót tekintem a növényzet által generált pH-nak. Ellenőrzésképp a csapadékvíz-gyűjtőre és a sziklán lefolyó vízre is vizsgáltam a növényzet hatását.

#### *Az ásványok mikroelem-összetételének meghatározása*

Az elemkoncentrációk korrelációs mátrixa alapján lineáris regresszióval előállítottuk az egymással kollinearitást mutató, összetartozó ionokból álló vegyületeket. Három jellemző vegyületcsoportot kaptunk: az agyagásványokat, a karbonát ásványokat és a vasoxidokat, és -hidroxidokat. Közvetlen méréssel a mészkő mikroelem-összetételét tudtam meghatározni, a vasoxidokat az agyagásványoktól mindkettő kolloid mérettartománya miatt nem lehetett elválasztani. A *III. táblázat* tartalmazza a mért és a számított elemtartalmakat.

*III. táblázat*  
*Table III.*

*Az ásványcsoportok mikroelem-összetétele*  
*The micro element content of the minerals*

ásványcsoport	Al	Ba	Ca	Cr	Cu	Fe	Mg	Mn	Ni	Sr	Zn
agyagásványok	1	0.005	0.37	0.02	-	0.17	0.01	-	0.006	0.008	0.035
karbonát ásványok	-	0.002	1	-	0.0005	-	0.13	0.0006	-	0.027	0.0025
vasoxidok	-	-	-	0.02	0.006	1	0.013	0.008	0.035	0.0041	0.013
karbonát ásványok (mért)	-	0.001	1	-	0.008	0.0007	0.16	0.001	0.0005	0.03	0.003

Az ásványok mikroelem-összetétele alapján nem csak azt tudtuk megállapítani, hogy a magyarázó változókkal hogy függnek össze az oldási viszonyok, hanem a kiugróan magas vagy alacsony ionkoncentráció-értékeket ki lehetett szűrni.

#### *A magyarázó változók és az ionkoncentrációk összefüggései*

A három magyarázó változó és a mért ionkoncentrációkkal jelzett ásványoldódási paramétereket három módszerrel vizsgáltam: egyutas ANOVA-val, diszkriminancia -analízissel és cluster-analízissel. Az ANOVA az ionkoncentrációkat egymástól függetlenül kezelte és megadta, hogy mely elemek határozzák meg a magyarázó változókat. A diszkriminancia-analízis az elemek egymás közötti összefüggését, kollinearitását is figyelembe vette. A cluster-analízis pedig a változókból képzett csoportok távolságát vizsgálta a magyarázó változóktól. A három statisztikai módszerrel kapott eredményeket összehasonlítottuk és értelmeztük. Valamennyi statisztikai vizsgálatot az SPSS 9.0 for Windows programcsomag segítségével végeztem.

### **Eredmények**

#### *A vízösszetétel kiugró értékei*

Kiugró, egyedi elemkoncentrációkat a következő körülmények között találtam: erős növényzeti hatás mellett (alacsony pH) a vegetációs időszakban, közepes csapadékviszonyok mellett, bármely helyen és hőmérsékleten lehetett Mg és Mn, ritkábban Cr és Ni kiugró értékeket találni, a kiugró értékek egymástól függetlenek voltak. A csapadékvíznek ill. a szikláról gyűjtött víznek időnként kiugróan magas Zn tartalma volt függetlenül más körülményektől.

#### *ANOVA*

Az alábbi három statisztikai vizsgálattal azt próbáltam felderíteni, hogy az ásványok mállását hogyan határozza meg a három magyarázó változó. A mállás sebessége és a magyarázó változók értékei közötti összefüggés jellemzésére egy segédértéket definiáltam: az ANOVA által kiszámított F értéket (amely az ionkoncentráció és a magyarázó változó közötti kapcsolat szorosságát mutatja) megszoroztam az ásványban az adott ion normált sztöchiometriai számával. Minden ásványra összegeztem az elemeire kapott szorzatot. Az így kapott érték, bár konkrét természettudományi jelentése

nincs, sorba rendezi az ásványok és a magyarázó változók közötti kapcsolatot. Ellenőrző magyarázó változóként felhasználtam a mintavétel helyét is. Az eredmények a *IV. és V. táblázatban* láthatók. Megállapítható, hogy a hőmérsékletfüggése a karbonát ásványoknak a legnagyobb, a csapadékmennyiségtől mind az agyagásványok, mind a vasoxidok oldódása erősen függ, a növényzet által indukált savasság pedig a vasoxidok oldódását befolyásolja leginkább. A karbonát ásványok oldódását erősen befolyásolja a hőmérséklet és a pH, az agyagásványokét a csapadékmennyiség, a vasoxidokét pedig a csapadékmennyiség és a pH. A hely mint változó meghatározottsága átlagosan egy nagyságrenddel volt kisebb a többinél.

*IV. táblázat*  
*Table IV.*

*Az ANOVA számításokban kapott F értékek*  
*The F values obtained by ANOVA*

magyarázó változó	Al	Ba	Ca	Cr	Cu	Fe	Mg	Mn	Ni	Sr	Zn
hőmérséklet	0.09	2.4	2.8	0.8	0.2	1	3.2	0.7	0.06	3.7	0.5
csapadék	5.1	14.1	0.3	0.9	8.1	4.5	0.6	11.3	7.3	0.5	4.2
pH	0.003	10.7	2.7	1.1	0.9	3.4	2.1	0.8	1	2.2	0.9
hely	0.4	0.6	0.5	0.3	0.3	0.3	1.3	0.7	0.8	0.4	0.3

*V. táblázat*  
*Table V.*

*A magyarázó változók és az ásványcsoportok kapcsolatára jellemző számított érték (ANOVA)*  
*The relationships between explaining functions and mineral groups (ANOVA)*

ásványcsoport	hőmérséklet	csapadék	pH	hely
agyagásványok	1.4	6.26	1.73	0.67
karbonát ásványok	3.32	0.44	3.06	0.68
vasoxidok	1.09	4.98	3.52	0.37

### *Diszkriminancia-analízis*

Az ANOVA-hoz hasonlóan a diszkriminancia-analízis esetén is egy definiált változó alapján hasonlítottam össze a különböző ásványok és változók kapcsolatát. Az F érték helyett a struktúra-mátrixban kapott együtthatók értékeivel számoltam. az előző módszerhez képest ez jobban figyelembe veszi a kereszthatásokat. Hátránya, hogy érzékenyebb az egyéb véletlen hatásokra, amelyeket egy ilyen elemzés nem tud kiküszöbölni. Az eredmények a *VI. és VII. táblázatban* találhatóak. Az eredmények hasonlóak az előzőekben kapottakhoz, de észrevehető, hogy a hőmérséklet és a pH hatása felerősödött, a



csapadékmennyiség szerepe pedig erősen lecsökkent. A hely magyarázó változó itt sem kapott jelentős szerepet.

VII. táblázat  
Table VI.

*A diszkriminancia-analízis során kapott struktúra mátrix együtthatók*  
*The structure matrix coefficients obtained by discriminate analysis*

magyarázó változó	Al	Ba	Ca	Cr	Cu	Fe	Mg	Mn	Ni	Sr	Zn
hőmérséklet	0.001	0.07	0.7	0.037	0.001	0.3	0.02	0.03	0.06	0.005	0.05
csapadék	0.11	0.04	0.035	0.05	0.1	0.01	0.01	0.001	0.36	0.003	0.25
pH	0.003	0.07	0.05	0.002	0.009	0.25	0.75	0.08	0.035	0.002	0.002
hely	0.004	0.6	0.0035	0.004	0.3	0.0012	0.0027	0.0007	0.005	0.002	0.003

VII. táblázat  
Table VII.

*A magyarázó változók és az ásványcsoportok kapcsolatára jellemző számított érték (diszkriminancia-analízis)*  
*The relationships between explaining functions and mineral groups (discriminate analysis)*

ásványcsoport	hőmérséklet	csapadék	pH	hely
agyagásványok	0.31	0.14	0.072	0.0088
karbonát ásványok	0.7	0.037	0.15	0.0053
vasoxidok	0.3	0.027	0.26	0.0034

VIII. táblázat  
Table VIII.

*A cluster-analízis eredménye*  
*The result of cluster analysis*

csoportok	eset	távolságok			csapadék		hőmérséklet		növényzeti változó	
		szám	agyag	karbonát	vasoxid	átlag	szórás	átlag	szórás	átlag
1. csoport	223	1.81	7.11	0.097	2.1	1.8	8.3	9.1	4.2	3.1
2. csoport	197	1.29	0.051	5.17	3.3	2.4	14.2	9.2	3.1	2.8
3. csoport	13	0.14	1.05	0.36	7.8	5.6	10	9.6	1.2	2.2

### Cluster-analízis

A cluster analízis segítségével azt vizsgáltuk meg, hogy mely esetekben (időpontokban) melyik magyarázó tényező határozta meg leginkább az oldat összetételét. Az adott időponthoz tartozó ionkoncentrációk alapján a program három időpont-csoportot különített el. A csoportközéppontok alapján és a sztöchiometriai arányok segítségével ki lehetett számítani az egyes csoportoknak megfelelő magyarázó változót. az időpontok segítségével pedig a csapadék, hőmérséklet és pH átlagértékeit is hozzá lehetett rendelni. Az eredmé-

padék, hőmérséklet és pH átlagértékeit is hozzá lehetett rendelni. Az eredmények a 8. táblázatban vannak összefoglalva. Megállapítható, hogy bár a cluster-analízis hasonló eredményt adott az előző két értékeléshez képest, a jellemzők nem válnak szignifikánsan szét. Önmagában tehát a cluster-analízis nem ad megbízható eredményt, azonban a többi vizsgálat eredményét meg lehet vele erősíteni.

### **Következtetések**

Végső következtetésként megállapíthatjuk, hogy a karbonát ásványok oldódását erősen befolyásolja a hőmérséklet és a pH, a vasoxidokét pedig a pH. A hőmérséklet karbonát ásványok oldódására gyakorolt erős hatását magyarázhatjuk azzal, hogy a CO<sub>2</sub> oldódása és termelődése erősen hőmérséklet-függő és az oldott szénsav a karbonát ásványok jó részét oldja. A vashidroxidokat, oxidokat a szénsav nem bontja meg. A pH mindkét ásvány oldódását erősen befolyásolja, de ez várható volt. Érdekes azonban, hogy a vasoxidok érzékenyebben reagálnak a pH változására, mint a karbonátok. Ennek esetleges (nem bizonyított) oka lehet, hogy a karbonát ásványok a jól kristályosodott mészkő és dolomit töredékeként kerültek a talajba, a jó kristályszerkezetet megbontani pedig lassú folyamat. A vasoxidok, hidroxidok mindenképp másodlagos talajbeli kiválások, feltehetően az agyagásványok mállástermékei. Méretük a kolloid tartományba esik, fajlagos felületük igen nagy. A savak tehát gyors reakcióban tudják oldani őket. Fontos következtetés azonban, hogy a pH másodlagos indikálására alkalmasabb a vasoxidok mállását figyelemmel kísérni, mint a karbonátokét.

Az agyagásványok mállását -gyengén ugyan- de a csapadékmennyiség befolyásolja. Megjegyzendő, hogy bár a mállás során oldatba került ionok jó része alumínium ill. vasion, nem feltétlenül az ásvány teljes mállásáról van szó. Elképzelhető, hogy csak a duzzadás vagy más ozmotikus jellegű folyamat következtében az agyagásványok rétegeközi tere módosult és ez határozta meg a talajoldat összetételét. Ezt az elképzelést alátámasztja az a tény is, hogy az agyagásványok mállásához szükségesek időnként száraz meleg időszakok is, amelyek a jelenlegi körülmények között nem, vagy csak ritkán valósulnak meg.

### **Köszönetnyilvánítás**

A szerző köszönetet mond dr. Zámbo Lászlónak, az ELTE TTK Természetföldrajz tsz. munkatársának a mintagyűjtő helyek kialakításáért, és a gon-

dos mintagyűjtésért. A kutatás anyagi feltételeit az OTKA F 025899 sz. pályázata biztosította.

## IRODALOM

- AMACHER, M.C.-SELIM, H. M.-ISKANDER, I. K. (1988): Kinetics of Cr(VI) and Cd retention in soils: a nonlinear multireaction model. - Soil Sci. Soc. Am. J. 52. p. 398-408.
- BOHN, H. L. (1992): Chemical activity and aqueous solubility of soil solid solutions. - Soil Sci. 154. p. 357-365.
- CHACKRABARTI, C.L.-CHENG, J.-LU, Y.-BACK, M. H.-SCHROEDER, W. H. (1993): Kinetic studies of metal ion speciation in the environment. in: Conf. on Heavy Metals, Toronto, 1993. p. 227-230.
- CSILLAG, J.-LUKÁCS, A.-BUJTÁS, K.-NÉMETH, T. (1998): Release of Cd, Cr, Ni, Pb and Zn to the Soil Solution as a consequence of soil contamination and acidification. - Advances in Geoecology 31. p. 673-680.
- CSILLAG J.-FILEP GY.-FERENCZ G.-LUKÁCS A. (1999): Az alumínium- és mangánkoncentráció változása a talajoldatban a savterheléstől és a nedvességtartalomtól függően. - Agrokémia és Talajtan 48. p. 333-347.
- CSILLAG, J.-TÓTH, T.-RÉDLY, M. (1995): Relationships between soil solution composition and soil water content of Hungarian salt affected soils. - Arid Soil Research and Rehabilitation 9. p. 245-260.
- CSILLAG J.-PÁRTAY, G.-LUKÁCS, A.-BUJTÁS, K.-NÉMETH, T. (1999): Extraction of soil solution for environmental analysis. - Intern. J. Environ. Anal. Chem. 74. p. 305-324.
- EVANS, L.J.-SPICES, G. A.-ZHEO, G. (1995): Chemical aspects of heavy metal solubility with reference to sewage sludge amended soils. - Intern. J. Environ. Anal. Chem. 59. p. 291-302.
- FENXIANG, L.I.-BANIN, A. (1997): Long term transformations and redistributions of potentially toxic heavy metals in arid zone soils incubated I: Under saturated conditions. - Water, Air and Soil Poll. 95. p. 399-423.
- HOGG, D.S.-MCLAREN, R.G.-SWIFT, R. S. (1993): Desorption of copper from some New Zealand soils. - Soil Sci. Soc. Am. J. 57. p. 361-366.
- JARDINE, P.M.-PARKER, J. C.-ZELAZNY, L. W. (1985): Kinetics and Mechanisms of Al adsorption on kaolinite using a two-site nonequilibrium transport model. - Soil Sci. Soc. Am. J. 49. p. 867-873.
- LEGRET, M. (1993): Speciation and mobility of heavy metals in a simulated landfill. - In: Conf. on Heavy Metals, Toronto, 1993. p.463-467.

- MCLAUGHIN, D.-MCILWEEN, W.-PEARSON, R.* (1993): Preliminary results of a long term experiment to monitor the movement of lead through urban surface soil. - In: Conf. on Heavy Metals, Toronto, 1993. p.546-549
- PINSKIY D.L.-FIALA, K.* (1985): Significance of ion exchange and formation of difficulty soluble compounds in the adsorption of  $\text{Cu}^{2+}$  and  $\text{Pb}^{2+}$  on soils. - Pocsvoegeyenyije, 1985/9. p. 30-37.
- PONIZOVSKIY, A.A.-IVANOVA, S. A.* (1990): Influence of the pH on the  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Na}^+$  ion exchange equilibrium in soils. - Pocsvoegeyenyije, 1990/8. p. 53-60.
- SANDERS, J. R.* (1982): The effect of pH upon the copper and cupric ion concentration in soil solution. - J. Soil Sci. 33. p. 679-689.
- SÁRI, D.-MORVAI, B.* (1997): The effect of soil acidification on Cd and Pb precipitation. Symp. on "Natural and Anthropogenic Causes and Effects of Soil Acidification" Lublin, 23-24 september 1997 p 405-408.
- SÁRI, D.* (1998): Kinetic of mineral dissolution in soil water samples of Aggtelek karst. - 16th World Congress of Soil Science, Montpellier 20-26 August 1998.
- ZÁMBÓ L.* (1998a): Az Aggteleki Nemzeti Park felszínalaktana. - In: Az Aggteleki Nemzeti Park (szerk:Baross G.), Mezőgazdasági kiadó, Budapest, 1998. p. 76-96
- ZÁMBÓ L.* (1998b): Az Aggteleki Nemzeti Park talajtakarója. - In: Az Aggteleki Nemzeti Park (szerk:Baross G.), Mezőgazdasági kiadó, Budapest, 1998. p. 97-117.
- ZÁMBÓ, L.-FORD, D. C.* (1997): Limestone dissolution processes. - Earth Surface Processes and Landforms 22. p. 531-543.
- ZÁMBÓ, L.* (1999): Monitoring system for Karst corrosion phenomena on the Aggtelek-Plateau. in: Investigation of Karst corrosion on the Aggtelek-Plateau. - Budapest, ELTE, Dept. of Geography. p. 9-14.
- ZÁMBÓ, L.-TELBI SZ, T.* (1999): The influence of the soil zone on karst corrosion and karren development. - Essays in the Ecology and Conservation of Karst p. 187-192.
- ZÁMBÓ, L.-VIGASSY, T.-TELBI SZ, T.* (1999): Variances of karst corrosion on the basis of differences in the solution of Ca- and Mg -carbonates. - Essays in the Ecology and Conservation of Karst p. 193-200.
- ZÁMBÓ L.-TELBI SZ T.* (2000): A karsztkorróziós talajhatás érvényesülése a karrfejlődésben. - Karsztkorróziós Talajhatás Értékelése a Karsztkorróziós Talajhatás Értékelés V., Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 103-113.

## A TERVEZETT NYUGAT-MECSEK TÁJVÉDELMI KÖRZET TERMÉSZETKÖZELI ÁLLAPOTÁNAK ELEMZÉSE TALAJAINAK VIZSGÁLATA ALAPJÁN

HOYK EDIT

Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged, Egyetem  
u. 2. 6722, Pf. 653.

*Abstract: A projected protected landscapes can be find in western part of Mecsek Mountains. In this study the soils of this area were investigated. PH, carbonate content, physical type of soils and heavy metal content were part of this investigation. On the basis of this, the present condition of the territory is a nearly natural state, and the protection of the area is absolutely justified.*

### 1. Bevezetés

A Mecsek hegység nyugati részén tervezett tájvédelmi körzet területén folyó vizsgálatok alapvető célja a védetté nyilvánítás alátámasztása. Magyarország újabb tájvédelmi körzetének kialakítására a terület természetközeli állapota szolgált alapot. A leendő tájvédelmi körzetben már jelenleg is találunk természetvédelmi területeket, a Melegmányi-völgyben és a Jakab-hegyen, amelyek egyúttal a két uralkodó közettípust, a mészkövet és a homokkövet is reprezentálják. A két terület összekapcsolásával, újabb területek hozzáillesztésével, a kialakított területen belül a védettség foka alapján létrehozott zónákkal jönne létre a Nyugat-Mecsek Tájvédelmi Körzet.

A védettség alátámasztása érdekében folytatott vizsgálatok elsősorban a talajok és a növényzet oldaláról közelítik meg a terület természetközeli állapotának kérdését. Ezen két paraméter – mint a táj arculatának központi jelentőségű megjelenési formái – alkalmas a természetközelség igazolására. A területen a talajtani vizsgálatokkal párhuzamosan folynak a növényzeti elemzések, ami a társulástípusok és a faji összetétel alapján mutatja be a védettség indokoltságát. Jelen tanulmány a folyamatban lévő vizsgálatok közül a talajtani vizsgálatok eredményeit mutatja be.

### 2. Módszerek

A talajtani elemzések a talajok kémhatásának, mésztartalmának, fizikai talajféleségének és nehézfémtartalmának vizsgálatára terjednek ki. A területen összesen 72 mintavételi pontról történt a talajminták begyűjtése, min-

den mintavételi pont esetében két helyről, az egyik 5-10 cm-es, a másik 30-40 cm-es mélységből. A kétfajta mélységből vett minták összehasonlítása révén az elsőként a talaj felszínén jelentkező esetleges káros hatások jól kimutathatók.

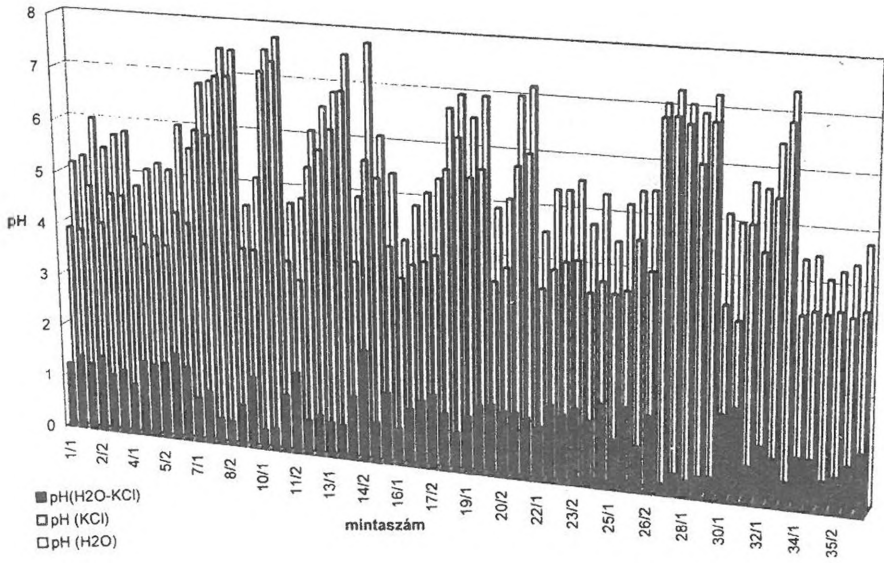
A mintavételi pontok kiválasztásánál a terület minél jobb lefedése volt a célunk, így a minták egyrészt mind az északi, mészkő alapkőzetű, mind a déli, homokkő alapkőzetű területről, másrészt a terület belsejéből, valamint a leendő határ közeléből egyaránt származnak. Előbbi esetben a karsztos és a nem karsztos rész összehasonlítására nyílik lehetőség, utóbbi a terület zonációjának kialakításához nyújthat segítséget. A terület lefedésénél törekedtünk arra, hogy a minták különböző geomorfológiai helyzetű területeket reprezentáljanak. Az eltérő helyekről származó talajminták mintaszámai a következők: völgy (8, 10-13, 37, 38, 45, 46, 51, 52, 60-70), plató (1-9, 15, 17-20, 22-24, 43, 44, 53-58), lejtő (14, 16, 21, 25-27, 30-35, 39-42, 47-50, 59), gerinc (28, 29, 36), hegyláb felszín (71, 72), dolina (2, 6, 7, 14-16, 18, 19, 21, 23, 62-65, 67). Homokkő alapkőzetű területről származnak a 25, 33-44, 71, 72. sz., karsztos területről az 1-24, 26-32, valamint a 45-70. sz. minták. Emellett a talajminták a terület valamennyi uralkodó talajtípusából származnak, az adott típus előfordulási gyakoriságának megfelelő arányban. A különböző talajtípusokhoz tartozó mintaszámok a következők: agyagbemosódásos barna erdőtalaj (1-10, 15-18, 20-24, 34, 44-56, 59-66, 71, 72), Ramman-féle barnaföld (14, 19, 67-69), rendzina (8, 11-13, 27-32, 57, 58, 70), erősen savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj (36-38, 41-43), pszeudoglejes barna erdőtalaj (25, 33, 35) és köves-sziklás váz talaj (39, 40).

A talajok kémhatásának vizsgálata elektrometriás eljárással, digitális pH-mérővel történt, desztillált vizes és KCl-os oldatban egyaránt. A mésztartalmat Scheibler-féle kalciméterrel mértük, a fizikai talajfeleséget az Arany-féle kötöttség megállapításával határoztuk meg (*KEVEINÉ BÁRÁNYI I. – FARSANG A.* 1996.). A nehézfém-tartalom vizsgálata összesen hét fémre (Co, Cd, Cr, Cu, Mn, Ni és Pb) terjedt ki, a vizsgálatok királyvizes feltárással, atomabszorpciós spektrofotométerrel történtek. A nehézfém-tartalom vizsgálata folyamatban van, jelenleg az első 24 mintavételi pont adatai állnak rendelkezésre.

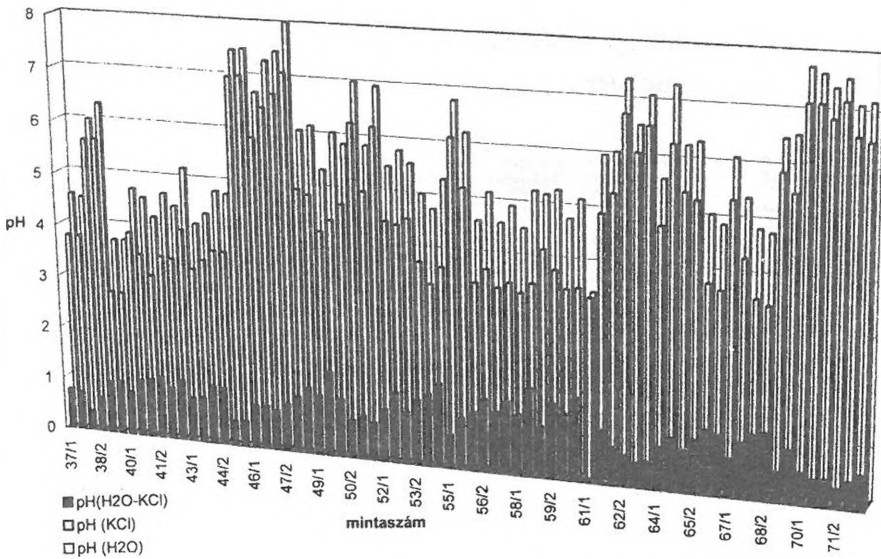
### 3. Eredmények

#### a. Kémhatás

A talajminták kémhatásának átlagos értéke 5-ös, 6-os. Néhány esetben 4-es körüli, ill. 7-es körüli pH-értékek is megjelennek (*1. 2. ábrák*).



1. ábra: A mecseki talajminták (1-36) kémhatása  
 Fig. 1: pH values of soil samples (1-36) in Mecsek



2. ábra: A mecseki talajminták (37-72) kémhatása  
 Fig. 2: pH values of soil samples (37-72) in Mecsek

Amennyiben a felszín közeli, ill. a 30-40 cm-es mélységből vett minták kémhatásait vetjük egybe, megállapítható, hogy a felszín közeli minták kémhatása alacsonyabb, a különbség általában 0,5 körül mozog. Ez a különbség a kilúgozódó barna erdőtalajok jellemzője. Amennyiben a vizes pH-értékeket a KCl-os pH-értékekkel hasonlítjuk össze, látható, hogy a kettő közötti különbség az esetek döntő többségében meghaladja a 0,5-ös értéket, általában 1 — 1,3 körül mozog. Ez a talajokban jelen lévő savanyodási tendenciára utal, ami azonban a területen uralkodó talajtípusok esetében (pl. agyagbemosódásos barna erdőtalaj, barnaföld, erősen savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj) a talaj természetes tulajdonságai közé sorolható (STEFANOVITS P. 1992.), ugyanakkor a különbség néhány esetben olyannyira jelentős, ami már zavaró hatásokra utal.

Homokkő alapkőzetén, a Jakab-hegy térségében uralkodóan erősen savanyú, nem podzolos barna erdőtalajok találhatóak, pszeudoglejes barna erdőtalaj kíséretében. Ezeknek a talajoknak az átlagos pH-értéke 4-es körüli, ami alacsonyabb a karsztos terület talajainak kémhatásánál, azonban a minták zöménél ez a kémhatás megfelel az adott talajtípusra jellemző értéknek (STEFANOVITS P. 1992.).

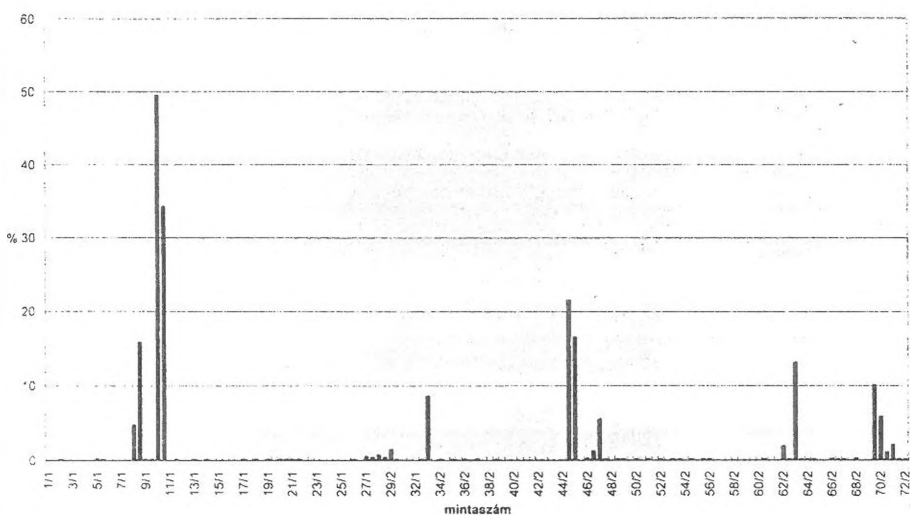
Amennyiben a terület belső és külső részeit hasonlítjuk össze, jelentős eltérés a kémhatásban nem mutatható ki. Az adott minta kémhatásértékeiben az uralkodó talajtípus sajátosságai játszanak döntő szerepet. Kivételt csak a terület észak-keleti és észak-nyugati csücske jelent, ahol Mánfától délre ill. Abaligettől dél-nyugatra kis foltokon mezőgazdasági tevékenység folyik. Itt – valószínűleg a meszezéssel történő talajjavítás következtében – mind a kémhatás, mind a mésztartalom értékei az átlagosnál magasabbak.

### *b. Mésztartalom*

A talajminták mésztartalma az esetek többségében nem kimutatható ill. minimális (3. ábra). Ez homokkő alapkőzet esetében nyilvánvaló, de a karsztos talajok is – annak ellenére, hogy mészkő az alapkőzet – kevés meszet tartalmaznak. Magasabb mésztartalom értékeket egyrészt a fent említett esetekben (Abaliget ill. Mánfa szomszédságában), másrészt a Melegmányi-völgy mésztufa lépcsői mellől, valamint a közvetlenül vízfolyások mellől származó mintákban mértünk.

A mésztartalomnak szoros kapcsolata van a kémhatással, pufferhatása révén befolyásolja a pH-értékeket. Így azokban a mintákban, ahol jelentős (5-40 % között) a mésztartalom, a kémhatás értékei is magasabbak, 7-es körüliek.





3. ábra: A mecseki talajminták mésztartalma (%)  
 Fig. 3: Carbonate content of soil samples in Mecsek (%)

A terület esetleges veszélyeztetettsége szempontjából érdemes megvizsgálni az egyes talajjellemzők és a nehézfémek kapcsolatát. A talajok mésztartalma közvetlenül nem befolyásolja a nehézfémek megkötődését. Ugyanakkor a mésztartalommal párhuzamosan a kémhatás, és ezzel együtt a fémek megkötődésének lehetősége is növekszik. Ezáltal a mésztartalom közvetve, a kémhatás befolyásolásán keresztül hat a nehézfém-tartalomra. Mivel a vizsgált minták kevés meszet tartalmaznak, így a kémhatást is csak néhány esetben tudják a semleges tartomány felé eltolni, a fémek megkötődését elősegíteni. Így az alacsony mésztartalom – alacsony kémhatás olyan tulajdonságok, amik ha magasabb fém-tartalomhoz társulnak, elősegíthetik a fémek felvehetőségét, a táplálékláncba kerülés lehetőségének megteremtésével veszélyeztetve az élővilágot.

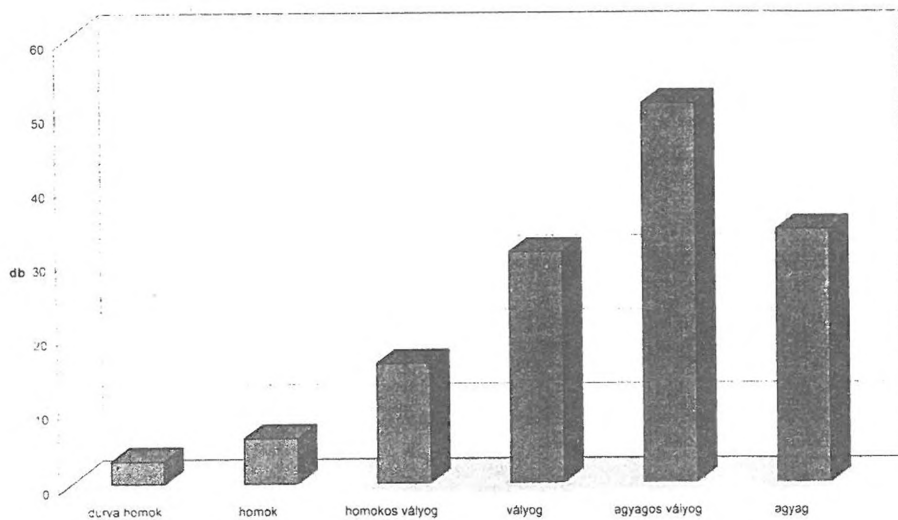
### c. Kötöttség

A minták Arany-féle kötöttségének meghatározására a fizikai talajféleség megállapítása miatt került sor. A fizikai talajféleség egyrészt a genetikus talajtípusra jellemző tulajdonság (KISS G. 1999.), másrészt – mivel a szemcseméretre kötődik – a talajok nehézfém-tartalmát befolyásolja.

A minták döntő többsége a vályog ill. az agyagos vályog kategóriákba tartozik (4. ábra). Homok, ill. homokos vályog fizikai talajféleséggel a Jakab-hegy körzetéből származó minták esetében találoztunk, ami az alapkötetnek – homokkő – köszönhető. Néhány helyen agyag is megtalálható, első-

sorban a Zsidó-völgyi minták esetében, ahová a magasabb térszínekről a kisebb szemcsefrakció lemosódott és felhalmozódott.

A szemcseméret befolyásolja a fémek megkötődését. Minél kisebb a szemcse, fajlagos felülete annál nagyobb, így annál több nehézfém tud megkötőni. Ennek alapján a vályogos talajok kevésbé, az agyagos vályog és az agyag talajok nagyobb mértékben képesek a megkötésre, ezért a vizsgált terület vályogos talajaiban a fémek könnyebben mobilizálódhatnak.



4. ábra: A mecseki talajminták fizikai talajfésése  
 Fig. 4: Physical type of soil samples in Mecsek

#### d. Nehézfémtartalom

A terület káros, külső hatásoktól való mentességének tanulmányozására a nehézfémek vizsgálata jó alapot szolgáltat.

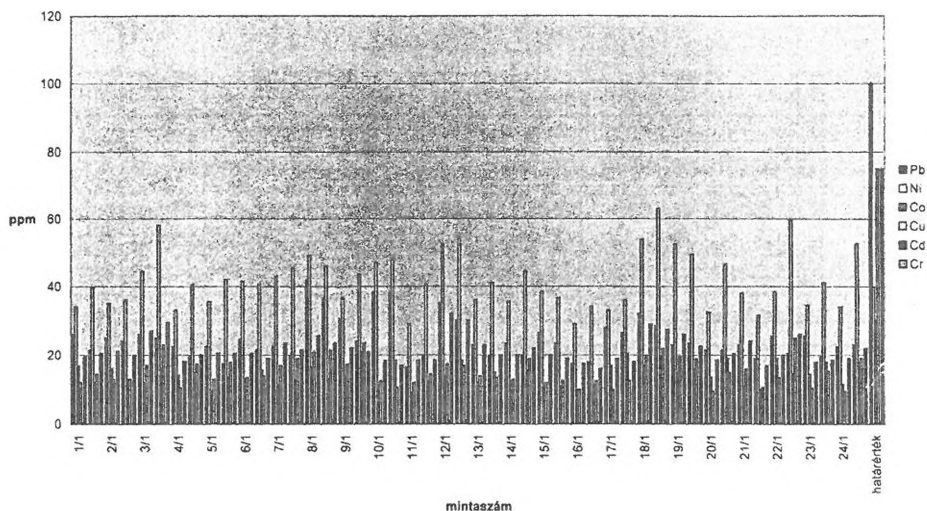
A 72 mintavételi pontból származó minták közül az első 24 helyről (össz. 48 minta) származó adatok állnak rendelkezésre. Valamennyi a terület északi, dolinákkal sűrűn tarkított részéről származik.

A nehézfémek mennyisége csak néhány esetben haladja meg a szennyezettségi határértéket (5. 6. ábra). Határérték túllépéssel a nikkell és a kadmium esetében találkozhatunk, azonban az értékek kismértékben haladják meg a megengedettet (1. táblázat). Szembetűnő a nikkell esetében, hogy a magasabb értékek a nagyobb mélységből vett mintáknál jelentkeznek, ami arra utal, hogy valószínűleg az alapkőzetből származik, és nem külső hatás eredménye.

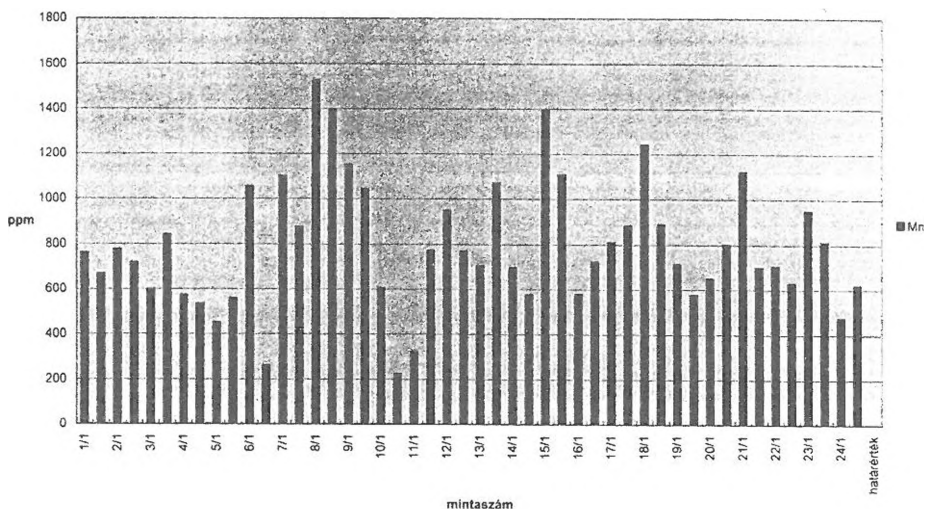
A mecseki talajminták nehézfém tartalma  
Heavy metal content of soil samples in Mecsek

mintaszám	Cd	Pb	Ni	Co	Cu	Cr	Mn
1/1	0,3	26	34	17	12	19,5	761,5
½	0,05	21,5	39,5	12	14,5	20,5	667,5
2/1	0,3	25	35	16	13	21	778,5
2/2	0,1	24	36	13	13	20	718
3/1	0,6	26	44,5	12	17	27	599
3/2	0,5	25	58	16	23	29,5	841,5
4/1	0,55	22,5	33	14	10,5	18	572,5
4/2	0,45	19,5	40,5	15	17,5	20	532,5
5/1	0,2	22,5	35,5	9,5	13	20,5	448
5/2	0,2	17,5	42	13,5	18	20,5	558
6/1	0,5	24,5	41,5	13	13,5	20,5	1054
6/2	0,5	21,5	40,5	15,5	14	19	260,5
7/1	0,35	22,5	43	11,5	17	23,5	1100
mintaszám	Cd	Pb	Ni	Co	Cu	Cr	Mn
7/2	0,65	20	45,5	13	19	21,5	875,5
8/1	1,45	42	49	16,5	21	25,5	1525
8/2	1,5	36,5	46	13	21,5	23,5	1397,5
9/1	0,2	30,5	36,5	14	17,5	22	1152
9/2	0,7	24	43,5	21	23,5	21	1042,5
11/1	0,3	16,5	29	9	12	18,5	323,5
11/2	0,35	20	40,5	12,5	14,5	18,5	772,5
12/1	0,95	35	52,5	14	17,5	32	948,5
12/2	1,15	30	54,5	18,5	17	30	770,5
13/1	0,35	23	36	12	14	23	704
13/2	0,65	20	41	15	13,5	20	1071
14/1	0,15	23,5	35,5	12,5	13	20	696
14/2	0,35	20	44,5	15,5	19	22	575
15/1	0,55	26,5	38,5	12	12	20	1395
15/2	0,15	23,5	36,5	11	12,5	19	1108,5
16/1	0,1	17,5	29	10	10	17,5	579
16/2	0,55	18	34	11,5	12,5	16	722
17/1	1,05	28	33	17	10	19	810,5
17/2	0,85	26,5	36	20,5	12,5	18	883,5
18/1	1,05	32	54	17	20	29	1242,5
18/2	1,2	28,5	63	19,5	22	27,5	889,5
19/1	0,7	23	52,5	15	19,5	26	713,5
19/2	0,7	23,5	49,5	16	19	22,5	577
20/1	0,1	21,5	32,5	13,5	9,5	18,5	649,5
20/2	0,8	21,5	46,5	19	15	20,5	803
21/1	0,3	23	38	11	16	24	1122,5
21/2	0	19	31,5	10	10,5	17	698,5
22/1	0,35	25,5	38,5	19	13,5	20	704,5
22/2	0,85	20,5	59,5	14,5	25	26	628
23/1	0,25	25,5	34,5	14,5	10,5	18	950,5
23/2	0,85	19,5	41	18	15,5	18,5	812,5
24/1	0,15	22,5	34	11,5	9,5	19	474
24/2	0,5	23	52,5	18	19	22	620
Háttérkonc.	0,5	25	25	15	30	30	
Határérték	1	100	40	30	75	75	

1: 5-10 cm-es mélységből; 2: 30-40 cm-es mélységből  
1: 5-10 cm from depth; 2: 30-40 cm from depth



5. ábra: A mecseki talajminták Pb, Ni, Co, Cu, Cd, Cr és Cu-tartalma (ppm)  
 Fig. 5: Pb, Ni, Co, Cu, Cd and Cr-contents of soil samples in Mecsek (ppm)



6. ábra: A mecseki talajminták Mn-tartalma (ppm)  
 Fig. 6: Mn-content of soil samples in Mecsek (ppm)

Amennyiben az adatokat az ország más karszterületeiről (pl. Aggtelek, Bükk) származó mintákkal hasonlítjuk össze (KEVEINÉ BÁRÁNYI I. 1999.), elmondható, hogy a mecseki minták nehézfém értékei a legalacsonyabbak, általában a környezeti háttérérték szintjén vannak.

Érdekes megvizsgálni a nehézfém-tartalom és a kémhatás kapcsolatát. A kémhatás befolyásolja az elemek mobilitását, általában a pH csökkenésével a fémek felvehetősége nő. A mobilizálhatóság ugyanakkor elem specifikus, azaz az egyes elemek esetében más-más pH-érték alatt van jelen a fém-tartalom nagyobb hányada felvehető formában. 6-4 pH között a mobilitási sor a vizsgált elemek esetében a következő: Cd>Mn>Co>Ni>Cu>Cr>Pb (BRÜMMER, G. W. *et al* 1991.).

Mivel a vizsgált talajok kémhatása savas, tehát részben abba a tartományba esik, amelyik ideális körülményeket biztosít a fémek felvételéhez (KADÁR I. 1991.), különösen fontos, hogy a nehézfémek jelenlegi alacsony szintje ne emelkedjen.

A minták nehézfém-tartalma általában azokban az esetekben mutat magasabb értéket, ahol a kémhatás meghaladja az 5-öt. Az ólom 4-es feletti pH-értékeknél stabil. A minták többségében a kémhatás meghaladja ezt az értéket, így az ólom stabil formában van jelen. Ugyanez mondható el a réz és a króm esetében is, amely elemek mobilitása 4,5-ös pH-érték alatt növekszik meg jelentősen. A kobalt, mangán és a nikkel 5,5-ös, a kadmiumé 6-os, 6,5-ös pH felett stabil, így a vizsgált talajok esetében potenciálisan felvehető formában vannak jelen.

A talajmintákban mért nehézfémek mennyisége azonban – az említett néhány kivételtől eltekintve – a szennyezettségi küszöb alatt van, tehát mennyiségük összességében alacsonynak mondható.

#### 4. Összegzés

A legfontosabb talajtani mutatók – kémhatás, mésztartalom, kötöttség, nehézfém terhelés – alapján elmondható, hogy a nyugat-mecseki karszt védelemre javasolt területének taljai természetközeli állapotban vannak. A tervezett tájvédelmi körzet azonban a karsztos részek mellett homokkő alapkőzetű területeket is magában foglal. Érdemes a két eltérő adottságú területet talajtani szempontból is összehasonlítani. A déli, homokkő alapkőzetű rész uralkodó talajtípusai az erősen savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj, a pszeudoglejes barna erdőtalaj ill. a köves-sziklás vázta. Ezeknek a talajoknak a kémhatása természetes állapotban savanyú, és alacsonyabb, mint az északi rész mészkövén kialakult agyagbemosódásos barna erdőtalajnak, Ramman-féle barnaföldnek vagy rendzinának. A mért értékek a karsztos területen illeszkednek az adott talajtípusra jellemző savanyúsághoz, azonban a déli, homokkőről származó minták kémhatása néhány esetben erőteljesebb savasságot mutat annál, mint amit természetesnek tekinthetünk, amivel párhuzamosan a  $\Delta$  pH értékei is magasabbak, 1,5 körül mozognak.

A mésztartalom valamennyi talajtípus esetében alacsony, míg a kötöttséget vizsgálva megállapíthatjuk, hogy az alapkőzetből fakadóan a déli részen a homok, homokos vályog fizikai talajféleség nagyobb arányban fordul elő, mint északon, ugyanakkor a kapott eredmények megfelelnek az adott terület genetikai talajtípusának.

A különböző geomorfológiai helyzetből származó minták összehasonlítása azt mutatja, hogy a talajtulajdonságokat és a nehézfém tartalmat a geomorfológiai sajátosságok számottevően nem befolyásolják. A genetikai típus határozza meg a talajok jellemzőit, ami természetközeli állapotukat igazolja. A felszínformák közül a dolinákról érdemes külön szólni, mert ezek a képződmények őrzik leginkább a táj természetes állapotát. Ehhez azonban a talajtani vizsgálatoknál a növényzeti értékelések látványosabb példákat szolgáltatnak. A vegetáció vizsgálata alapján - amit a talajok elemzése megerősít - a dolinákkal sűrűn tarkított karsztplatókat tekinthetjük a terület legértékesebb részének, ami a kialakítandó tájvédelmi körzet magterülete lehet. Érdekes megfigyelni, hogy dolinákkal a mészkő alapkőzetű terület nem minden részén találkozhatunk. Ennek oka elsősorban az eltérő kőzetminőséggel magyarázható. Karsztosodásra a területen előforduló karbonátos kőzetek közül leginkább a vastag pados lapisi mészkő alkalmas, az erősen dolinásodott platók alapkőzetét pedig ez a típusú mészkő alkotja.

A nehézfémek vizsgálatánál a legfontosabbnak a terület veszélyeztettségének kérdését tekinthetjük (KEVEINÉ *et al.* 1999.). Ehhez egyrészt fontos, hogy mennyi nehézfém található a talajokban, másrészt, hogy ebből mennyi az, ami mobilizálható, tehát a növényzet számára felvehető.

A vizsgált terület közel fekszik a komlói bányavidékhez, valamint a pécsi iparterülethez. A bányák napjainkra kevés kivételtől eltekintve bezártak, ugyanakkor az ipari létesítmények (pl. pécsi hőerőmű) működnek. A korábbi szén- és uránbányászat meddőhányói, légaknái, valamint a működő ipar potenciális veszélyforrást jelentenek, aminek tükrében érdemes és szükséges az egyes talajtani mutatókat megvizsgálni. Az iparterületekről számos olyan szennyezés származhat, ami a nehézfémek magas szintjét eredményezheti. Ugyanakkor a tervezett tájvédelmi körzet feltehetően - a potenciális szennyezőforrások közelsége ellenére - viszonylag érintetlen, az antropogén hatások kevésbé érintik. A fő szennyezőforrás - Pécs városa - a Mecsek déli lejtőin helyezkedik el, ahonnan az uralkodó északi és nyugati irányú szelek nem az érintett terület irányába továbbítják az esetleges szennyezést. Ezért vizsgálataink kiinduló feltételezése az alacsony fémtartalom, és a talajtulajdonságok természeteshez közeli értékei voltak.

A vizsgált elemek közül a kadmium és a nikkelt esetében találoztunk minimális határérték túllépéssel, az esetek döntő többségében azonban a fé-

mek mennyisége a háttér koncentráció szintjén mozog. Ez azért is lényeges, mert a vizsgált fémek többsége a terület uralkodó talajtípusaira jellemző savas kémhatásviszonyok mellett felvehető a talajból, tehát a magas fémkoncentráció veszélyforrást jelent, amitől a területet óvni kell.

A másik veszélyforrás a talajok - a talajtulajdonságokból fakadó mértéket meghaladó - savanyodásának lehetősége, ami kihat a növényzetre, és végső soron a terület arculatát befolyásolhatja. Erőteljes savanyodási tendencia a terület déli, Pécs városára néző oldalán, homokkő alapkőzeten tapasztalható, ami - az itt előforduló talajok jellegzetességein túl - az említett veszélyforrások közelségével magyarázható.

Vizsgálataink alapján megállapítható, hogy a tervezett tájvédelmi körzetet egyrészt talajainak természetközeli állapota, másrészt a kapcsolódó növényzeti vizsgálatok eredményei (HOYK E. – KEVEINÉ BÁRÁNY I. 2000.), harmadrészt a terület potenciális veszélyeztetettsége miatt érdemes, és egyben szükséges létrehozni.

A tájvédelmi körzet kialakításával fokozódhatna a területre való odafigyelés a természet- és környezetvédelem oldaláról, ami olyan intézkedések meghozatalát gyorsíthatná fel, amelyek a - szerencsére nem túlzott mértékű - szennyezőforrások káros hatásait a jelenleginél alacsonyabb szintre szoríthatják, hozzájárulva ezzel természeti környezetünk egy viszonylag érintetlen feltjének hosszú távú megőrzéséhez.

## IRODALOM

BRÜMMER, G. W. – HORNBERG, V. – HILLER, D. A. (1991): Schwermetallbelastung von Böden. Mitteilungen Dt. Bodenkundl. Gesellschaft 63., p. 31-42.

HOYK, E. – KEVEINÉ BÁRÁNY, I. (2000): Tájökológiai szempontú vegetációelemzés a nyugat-mecseki karszton. - Karsztfejlődés V., Berzsényi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 47-55.

KÁDÁR, I. (1991): A talajok és a növények nehézfém-tartalmának vizsgálata. Bp., p. 10-21.

KEVEINÉ BÁRÁNY, I. – FARSANG, A. (1996): Terep- és laborvizsgálati módszerek a természeti földrajzban. - JATE Press Szeged, p. 96-102.

KEVEINÉ BÁRÁNY, I. – HOYK, E. – ZSENI, A. (1999): Karsztökológiai egyensúlymegbomlások néhány hazai karsztterületen. - Karsztfejlődés III., Berzsényi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 79-91.

KEVEINÉ BÁRÁNY, I. (1999): Természetvédelem: a klíma – talaj – növényzet rendszerének változása és a karsztok. - ÖKO X. p. 49-58.

*KISS, G.* (1999): Talajtani értékek és meghatározásuk módszere a podzolos barna erdőtalaj példáján. - *Agrokémia és Talajtan*, Tom. 48. p. 147-171.

*STEFANOVITS, P.* (1992): Talajtan. - Mezőgazda Kiadó, Budapest p. 261-279.



## GÁZBUBORÉKOK SZEREPE A BARLANGOK KIALAKÍTÁSÁBAN

SÁSDI LÁSZLÓ

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

*Abstract: Firstly the author presents solution forms that were generated by condensation corrosion above water level or gas space solution below water level with the help of reference data. Then he proves, that forms that were formerly thought thermal water uprush channels, were actually formed by flowing and solution of gas bubbles containing CO<sub>2</sub> in the Ferenc hill cave. In the author's opinion the channels of Kút cave in Cserszegtomaj were formed by gas space solution below karstwater level.*

### Bevezetés

Magyarország - annak ellenére, hogy kis ország és területén kevés karsztvidék található - jelentős nagyságú barlangokkal rendelkezik. Ezek között találunk nagy hosszúságú, ún. B típusú karsztvíz által kialakított, valamint ún. freatikus (karsztvízszint alatti) kialakulású - hideg és meleg vizes - járatrendszert egyaránt. A barlangok kialakulásának elméletei között kevés olyan található, mely a gázoknak, pontosabban a gáztérben - nem légtér! - történő oldásnak jelentős szerepet tulajdonítana.

### Kutatástörténet

Az első hazai kutató PÁVAI VAJNA F. (1929) volt aki a barlangjáratok kialakításában a forró gőzöknek és gázoknak jelentős szerepet tulajdonított. Később MÜLLER P. (1974) vélte úgy, hogy a budai ún. hévizes barlangok gömbüstjei a barlangi tavak vízszintje felett keletkeznek kondenzvíz korrózióval. CSER F. (1988) a Vass Imre barlangban talált olyan oldásformákat, melyek keletkezését a buborékok feláramlásával magyarázta. TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1989) a Pál-völgyi-barlang közismert oldásformáiról vélte úgy, hogy azok ugyancsak buborékok feláramlása során, gáztérben keletkeznek. A felszálló, CO<sub>2</sub> tartalmú vizek buborékozódásának vizsgálatával SZUNYOGH G. (1999) foglalkozott. A Ferenc-hegyi-barlang egykor hévforrásokcsöveknek tartott KESSLER H. (1936) oldásformáit SÁSDI L. (1989) CO<sub>2</sub> tartalmú buborékok feláramlása során történő oldással magyarázta, s ugyancsak CO<sub>2</sub> tartalmú gáztérben történő keletkezésűnek tartotta a Cserszegtomaji Kútbarlang járatait (1997).

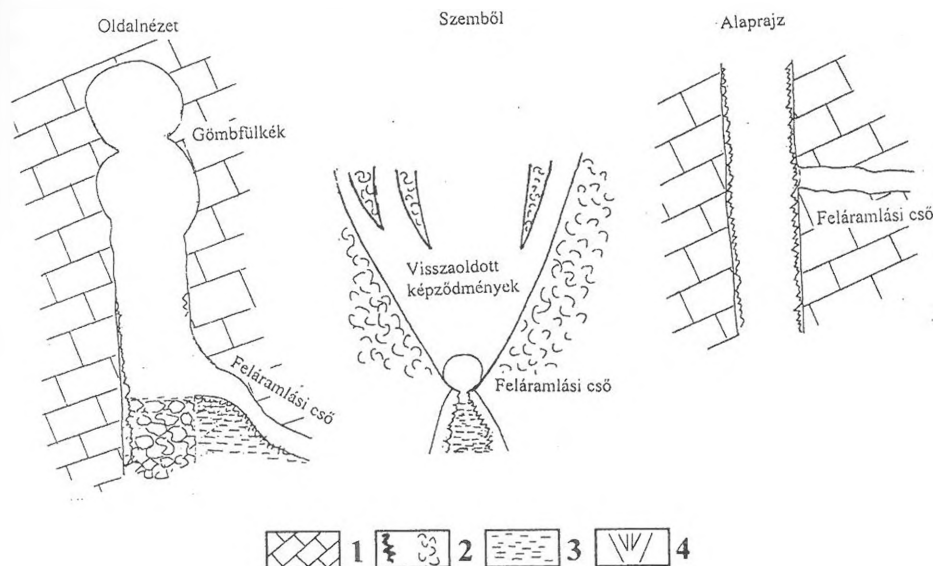
Az újabb vizsgálatok alapján egyre több olyan morfológiai formát ismerünk, melyek kialakulását, a gáztérben történő kondenzvíz korrózióval, illetve gázbuborékok áramlása során történő oldással (is !) tudunk magyarázni. A számos ilyen keletkezésű forma ismeretében úgy tűnik, hogy az eddiginél lényegesen nagyobb szerepet kell tulajdonítani a karsztvízszint alatti gáztéri járatkialakulásnak.

A folyamatot a következők szerint képzeljük el. Az ún. buborékpontra megtörténik a kiválás, de itt a buborék átmérőjét csak század, vagy ezred mm-ben mérhetjük. A feláramlás során térfogata növekszik, így egyre nagyobb víz, illetve felfelülettel érintkezik. Mivel a buborékok mindig az adott térség legmagasabb pontjain közlekednek, meghatározott pályákon áramlanak felfelé. Ezen a pályán mindenhol kialakul egy adott pillanatban egy a kőzetfallal és a buborékkal is érintkező vízfilm, melyben a széndioxid elnyelődik, s az oldóképes víz a kőzetfal anyagával azonnal reakcióba lép. Mivel a buborék meghatározott pályán halad, ezen az útvonalon keletkeznek a buborék vízfimjének oldó hatása során keletkező csatornák. Felső zónákban ezek mérete nagyobb is lehet a buborékok térfogatnövekedése, és/vagy több buborék összeolvadása következtében.

## Vizsgálatok

Mivel a formaelemek zöménél közvetlenül nem tudjuk igazolni az elmélet helyességét, kellett találni egy olyan formát, melynek keletkezésében kizárható a víz általi oldódás lehetősége. Morfológiai megfigyelések alapján az említett kialakulási lehetőség az említett módszer segítségével a Ferenc-hegyi-barlangban igazolható. Az itt található oldási csöveket és csatornákat *KESSLER H.* (1936) az egykor a barlang járatait kialakító hévizek feltörési útjának tartotta (hévforráscső), s egyúttal ez volt a borsókövek mellett a legfőbb bizonyíték a hévizes járatkialakulásra. Vizsgálataink alapján ennek ellent mondott az, hogy a feltörési utakon soha nem találtunk borsókő képződményeket (*1. ábra*), hanem csak csupaszra oldott falakat, ugyanakkor a csatornák mellett dús, szépen fejlett borsókövek díszlenek. Az oldás és kiválás határa teljesen éles, folyamatos átmenet sehol nem figyelhető meg. Szintén feltűnő volt, hogy ahol ilyen csatorna, illetve cső alakult ki, felette a falakon felfelé egyre szélesebb zónában a borsókövek visszaoldódtak, a gömbüstök pedig mindig a csatornák illetve csövek tetőzónáját alkotják. Ugyancsak érdekes jelenség, hogy a csövek és csatornák az esetek zömében a kőzet és az erősen szivacsos szerkezetű borsókő határvonalán alakultak ki. Két ponton ismerünk csak kőzetben levőt, egy ponton csak kiválásban levőt. A *Ferenc-hegyi-barlangban* több 10 ilyen cső illetve csatorna ismert (*2. ábra*). Átmé-

rőjük 10 és 100 cm közötti, azonban ez sokszor ugyanabban a csatornában is változó. Törvényszerű, hogy meredek, függőleges szakaszokon az átmérő kicsi és kerek, laposabb dőlésű részeken viszont kiszélesedés tapasztalható, a járat lapos. Szinte kínálkozik a magyarázat: ha felfelé a mozgás gátolt, a buborékok kiszélesednek, laposak lesznek; szabad függőleges áramlás esetén gömb alakúak, zárt tér esetén függőlegesen - térfogattól függően - elnyúltak lesznek.

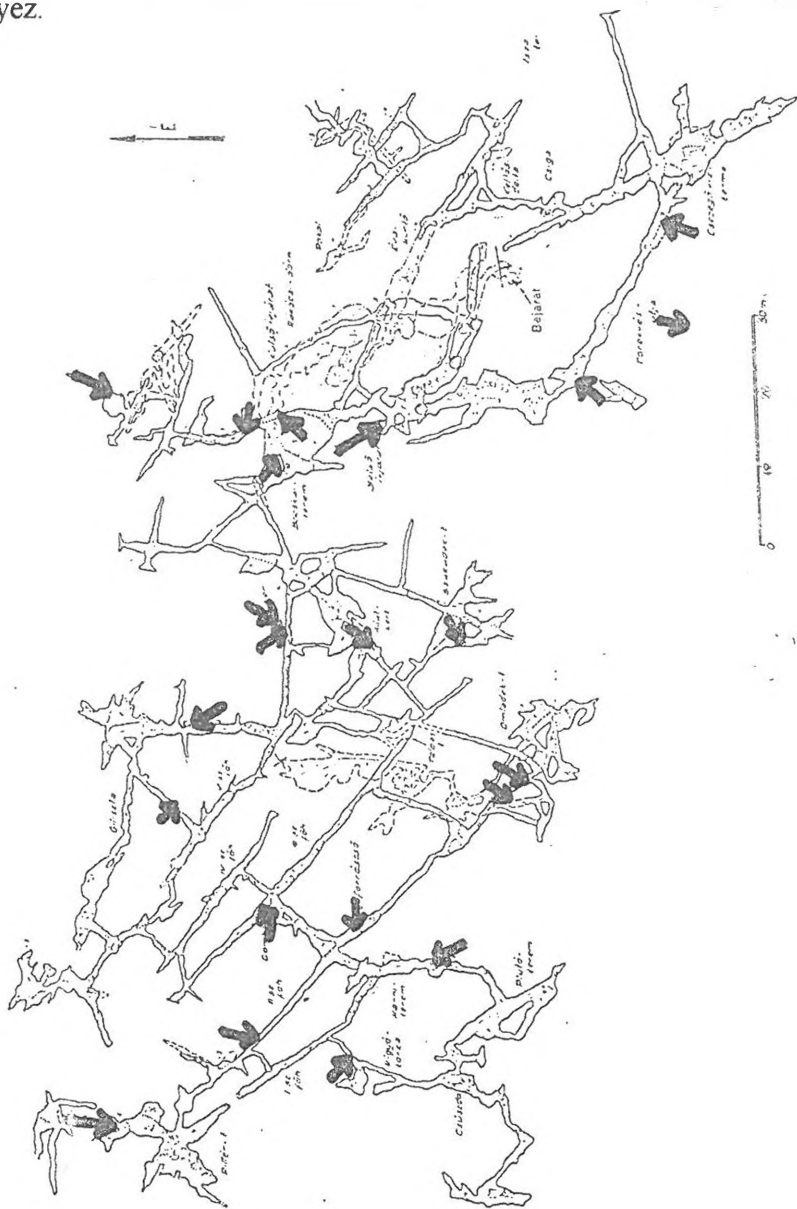


1. ábra: Buborékáramlási cső és csatornák szelvénye (Ferenc-hegyi-barlang)  
 Jelmagyarázat: 1. eocén mészkő, 2. kiválás, 3. agyag, 4. feláramlási csövek  
 Fig. 1: Tube of current of air-hole and cross-section of channel (Ferenc-hegyi-cave)  
 Legend: 1. eocén limestone, 2. calcareous crust, 3. clay, 4. direction current tubes

Miután a buborékok általi keletkezést közvetlenül nem sikerült bizonyítani, a *Ferenc-hegyi-barlangban* ismert csatornák és csövek ilyen jellegű keletkezését úgy igazoljuk, hogy barlangi megfigyelések és elméleti megfontolások alapján kizárjuk a víz általi keletkezés lehetőségét.

Amennyiben eltérő hőmérsékletű, vagy kemizmusú vizek kerülnek a barlangba, akkor ugyancsak általános oldás, keveredési korrózió jön létre. Felmerült a lehetősége, hogy a csatornákat a víztérben elhatároltan áramló melegebb, esetleg kisebb oldott anyag tartalmú oldóképes víz alakította ki. Ezek a vizek valóban felfelé kényszerülnek kisebb fajsúlyuk miatt. Különböző hőmérsékletű vízáramlásokat egymás mellett (Héviz) illetve rétegszerűen (*Molnár János-barlang*) kimutattak, azonban sehol sem találtak cső és csatorna jellegű járatszakaszokat. A csatornák ilyen jellegű kialakulásának az

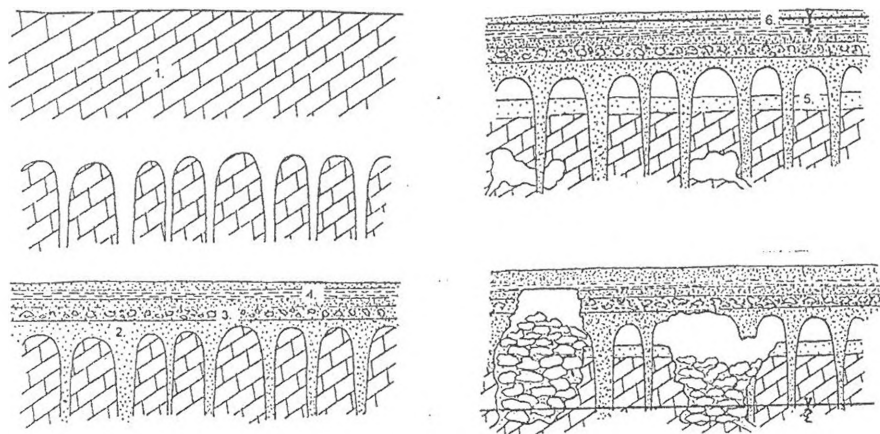
mond ellent, hogy ebben az esetben az oldódásnak mindig a szivacsos szerkezetű barlangi kiválás barlang felőli (vízter felőli) oldaláról kellene támadni, nem pedig a kiválás-kőzet határ zónájában, tehát cső nem keletkezhet. Elképzelésünk szerint éppen azért alakult ki így az oldódás, mert a gázbuborékok képesek eljutni a kőzetszínig a porózus kiválásban, a víz azonban a szabad áramlási térben marad, s a keveredés miatt ugyancsak általános oldást eredményez.



2. ábra: Buborékáramlási csövek és csatornák a Ferenc-hegyi-barlang Ny-i részén  
 Fig. 2: Tube of current of air-hole and cross-section of channel from in the western part of the Ferenc-hegyi cave

Az erózió szerepét is több okból elvethetjük. A járatokban - Molnár János-barlangi ismeretek alapján - az áramlás lassú, tehát üledékszállító hatása gyakorlatilag nincs. A barlangokban általában agyagos üledékek találhatóak, amelyek eróziós hatása az ismert vízáramlási viszonyok mellett kizárható. Az eróziós kialakulást a kiválás-kőzet határfelületen történő támadási zóna és a csövek jelenléte ugyancsak kizárja.

Az általunk buborékáramlási csatornának ill. csőnek elnevezett forma a *Ferenc-hegyi-barlang* jellegetessége – innen említették először - de ismerünk hasonló csatornákat a többi budai nagy és kis barlangban (*Mátyás-hegyi-barlang*, Keleti-kőfejtő) is. Felettük jellemző gömfülkéket csak a Pál-völgyi és Mátyás-hegyi-barlangokban nem találunk. Ennek oka, hogy a buborékok gázanyaga az igen porózus szerkezetű, mészmertes ún. kovazónákba jut, ahol a zóna mentén áramlik a felszín felé. Ez a feláramlási lehetőség akadályozza meg a gázcsapdák létrejöttét, gömfülkéek kialakulását.

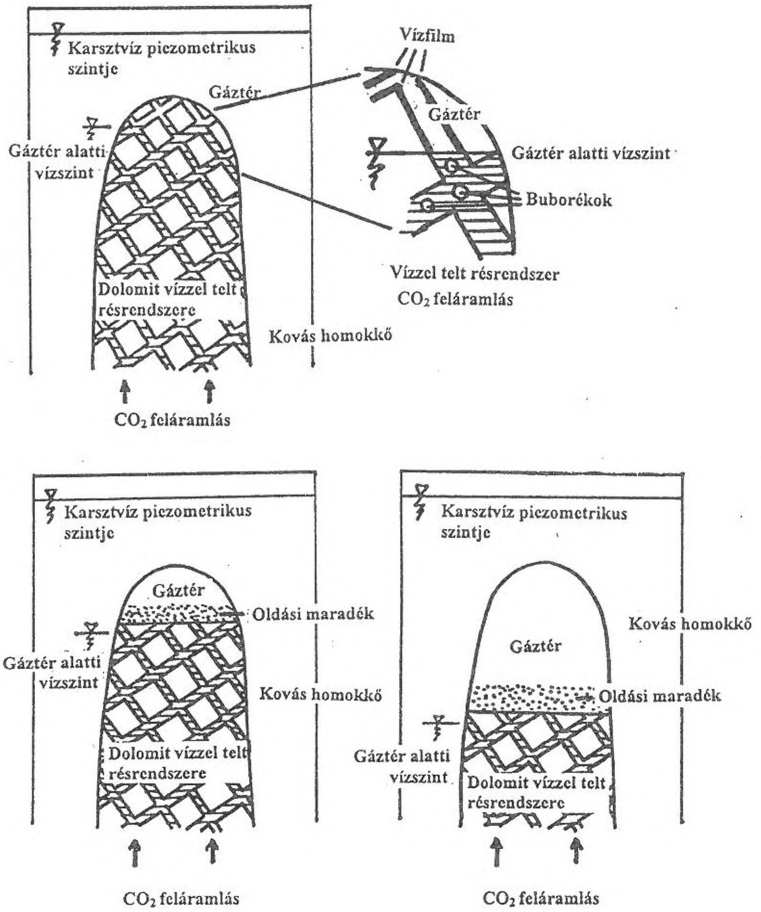


3. ábra: A Cserszegtomaji Kútbarlang kialakulásának fejlődéstörténete

Jelmagyarázat: 1. triász dolomit, 2. pannon kovás homokkő, 3. dolomittörmeléken homokkő, 4. agyag, 5. dolomit por, 6. karsztvíz szintje

Fig. 3: Development of Cserszegtomaji-kút-cave formation

Legend: 1. fras dolomite, 2. pannon quartzic sandstone, 3. dolomites debris sandstone, 4. clay, 5. dolomite dust, 6. karst water table surface



4. ábra: A Csereszegtomaji Kútbarlang járatainak kialakulása karsztvízszint alatti gáztérben történő oldással  
 Fig. 4: Development of corridors of Csereszegtomaj-Kút-cave which was happened by solutional under karst water surface in gas field

Ugyancsak magyarázhatjuk nyomás alatti gáztérben történő oldással a Csereszegtomaji Kút-barlang járatainak kialakulását (3, 4. ábra). Ebben az esetben a gázcsapdák az egykori őskarsztfelszint jelentő karrbordák dolomit-anyagának résrendszerében alakultak ki a fedő kovás homokkő alatt, az

érintkezési zónában. A barlang közismert vízdalással történő kialakulása ellen szólnak az alábbi megfigyelések:

- a járatok kizárólag a dolomitbordák tetejében keletkeztek, ahol vízvezető, járatpreformáló törésrendszer nincs
- a bordák teteje a vízáramlás számára gyakorlatilag holtternek számít, ennek ellenére ott keletkeztek a járatok

A széndioxid karsztrendszerbe kerülése többféle is lehet. *MÜLLER P* (1971) véleménye szerint a széndioxid nagy mélységben metamorfózis útján szabadul fel, s áramlik felfelé. *SÁSDI L.* (1997) a Cserszegtomaji Kútbarlangban észlelt széndioxidot a zalai szénhidrogén tárolókból származtatja, s úgy véli, hogy ez más területeken is elképzelhető. A karsztrendszerekben a nyomást és hőmérsékletet figyelembe véve meghatározható egy ún. buborékkiválási pont, ahol széndioxid felszabadulás mellett ásványkiválás történhet, így ettől a szinttől felfelé bárhol előfordulhatnak áramló buborékok. Széndioxid a keveredési korrózió során is felszabadulhat, melynek egy része a keletkezett keverékben elnyelődve azt agresszívvá teszi, más része viszont ugyancsak buborékok formájában áramolhat a rendszerben felfelé.

## Eredmények

Elfogadva a karsztvízszint alatt gáztéri barlangkeletkezésre vonatkozó vizsgálatokból levont következtetéseket, az eddigi érvek alapján megállapíthatjuk, hogy a jelenlegi tanulmány, illetve mások publikációiban ismertetett, gázcsapdáknál történő oldással keletkező morfológiai elemeket figyelembe véve a budai barlangokban igen jelentős járatformáló szerep juthat a gázcsapdáknál megrekedő széndioxidnak. Az ilyen keletkezésű oldásformák (üstös oldásformák, buborékáramlási csövek és csatornák) a felfelületek igen nagy százalékát alkotják, így mindenképpen igen jelentős szerepet tulajdoníthatunk ennek az oldási mechanizmusnak. Ami nem bizonyítható, a vízdalás és gáztéri oldás szerepének egymáshoz viszonyított aránya. A budai-hegységi barlangok esetében mindenképpen jelentősnek tarthatjuk az elsőt, míg a másodikkal inkább jelentős továbbformáló szerepet tulajdoníthatunk. Ennek során gyakorlatilag a kondenzvíz korróziós modellt vehetjük figyelembe, azzal a lényeges különbséggel, hogy a gáztérben a széndioxid parciális nyomása a 100 %-ot is elérheti. A vizsgált oldásformákat más barlangokban is megtaláljuk, (Budai, Pilisi barlangok, Tapolcai barlangok, Vass Imre-barlang), így az ilyen jellegű barlangformálás szerepét területileg általánosnak tarthatjuk, szerepe azonban nagyságrendekkel eltérő. A Cserszegtomaji Kútbarlang esetében az említett oldással történő barlangkialakulást a speciális földtani körülmények miatt kizárólagosnak tekinthetjük.

## IRODALOM

- CSER F.* (1988): Role and morfological traces of mixing corrosion in caves. – International symposium on physical, chemical and hydrological research of karst. Communication p. 122-145.
- KESSLER H.* (1936): Az új Ferenc-hegyi aragonit barlang. – Túristák Lapja 46. p. 3.
- MÜLLER P.* (1971): A metamorf eredetű széndioxid karsztkorróziós hatása. – Karszt és Barlang, II. p. 53-56.
- MÜLLER P.* (1974): A melegforrás barlangok és gömbfülkék keletkezéséről. – Karszt és Barlang I. p. 7-10.
- PÁVAI VAJNA F.* (1931): A forró oldatok és gőzök-gázok szerepe a barlangképződésnél. – Hidrológiai Közöny 21. p. 115-122.
- SÁSDI L.* (1989): A Ferenc-hegyi-barlang. – A Magyar Állami Földtani Intézet Barlangkutató Csoportjának jelentése, Kézirat, MKBT, Adattár p. 12-14.
- SÁSDI L.* (1997): Földtani megfigyelések a Cserszegtomaji Kút-barlangban és környékén. – Pagony Barlangkutató Egyesület évi jelentése az 1997. Évről, Kézirat, MKBT Adattár.
- SZUNYOGH G.* (1999): A „széndioxid lift” működésének egy matematikai modellje – Hidrológiai Közöny 79. 3. p. 133-138.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (1989): Regional and special genetic marks on the Pál-völgy cave, the largest cave of thermal water origin in Hungary. – Proceedings 10<sup>th</sup> International Congress on Speleology, Budapest, p. 819-822.



## A BEREMENDI- ÉS A NAGYHARSÁNYI-KRISTÁLYBARLANG

VIGASSY TAMÁS — LEÉL-ÖSSY SZABOLCS

ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, XI. Pázmány Péter  
sétány 1. losz@iris.geobio.elte.hu

*Abstract: In the southernmost corner of Hungary, in the limestone quarries near the villages Nagyharsány and Beremend, two new hydrothermal karstic crystal caves, partially preformed by tectonic processes, were discovered in last decades. The common length of these caves is more than 1,300 m at present. The Beremend Crystal Cave reaches the karstic water level. The two new crystal caves are very rich in precipitations. In the course of the macroscopic and large device investigations, we have founded the representatives on 15 minerals, altogether. Out of them, the calcite is predominating, of course. The dozen of popcorn columns, what we can see in the Nagyharsány Crystal Cave, are its absolutely unique form of appearance in Hungary. The huntite, which is rare under cave conditions but was described in Hungary here for first time, is a mineralogical peculiarity. The mammal bones, collected in the caves, were determined by L. KORDOS. Their age is Pleistocene-Holocene. For nature protection reasons, stone mining was stopped near the caves, but the precipitations had already been partly damaged during the last decades.*

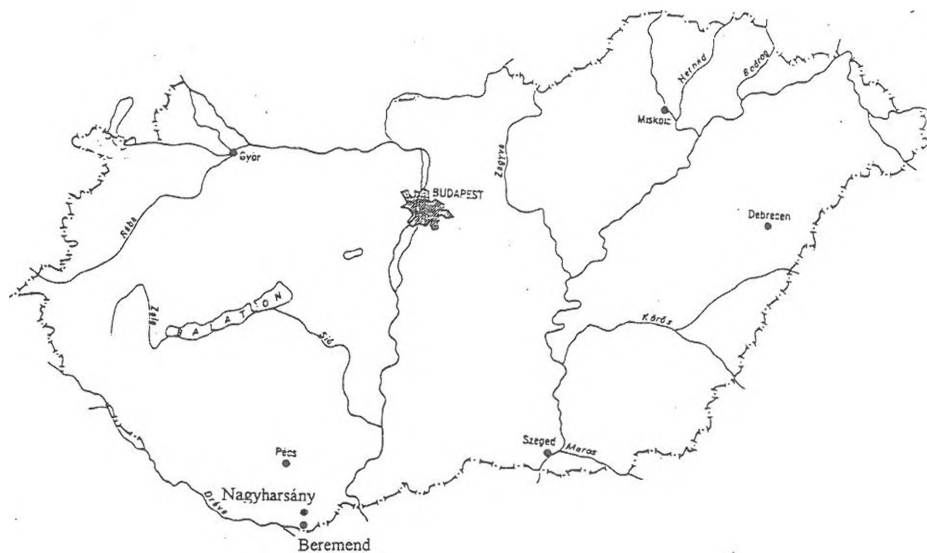
### Bevezetés

A Villányi-hegységből a legutóbbi időkig csak kisméretű, néhány méteres, vagy néhány tíz méteres barlangokat írtak le. Az utóbbi évtizedekben lett itt ismert a Dél-Dunántúl második és harmadik leghosszabb barlangrendszere, a *Beremendi-kristálybarlang* (1, és 2. ábra) és a *Nagyharsányi-kristálybarlang* (3. ábra). Míg a Dél-Dunántúl leghosszabb barlangja, az *Abaligeti-cseppkőbarlang* közismerten egy patakos forrás-barlang, addig ez a kettő lényegesen bonyolultabb eredetű.

### A tárgyalt barlangok feltárása

1984 november 12-én, egy robbantás során 1 méteres barlangszáj nyílt meg a beremendi mészkőbánya 116 m-es, felső szintjén, az ÉK-i fronton a fal tövében, amely egy omladékos terembe vezetett. Nagy eredmény, hogy a barlang nem jutott kb. két tucatnyi, a helyszínen eddig letermelt társa sorsára (RÓNAKI L., 2000), és előkerüléséről értesítették a Környezet- és Természetvédelmi Minisztérium Barlangtani Osztályt, ahonnan Takácsné Bolner Katalin vezetésével meg is érkezett az első föltáró csoport. Akkor, november 21-én csak a barlang első termét derítették föl, és azt, hogy van továbbjutás. Még abban az évben, december 1-jén volt a második bejárás, amire — hátha bontani is kell — segítséget is hívtak. Így többek mellett, a Rózsadombi Ki-

nizsi SE részéről — Adamkó Péterrel — Leél-Őssy Szabolcs is részt vett ezen a második bejárásán, amikor megtalálták a pécsi kutatók bejárása (RÓNAKI L. 1984, 2000) után a hátsó részeket is. 1985 elején Kárpát József és kutatótársai felfedezték a barlang másik ágát is, amely egy aktív, 18 °C-os vízzel kitöltött tóban végződik.

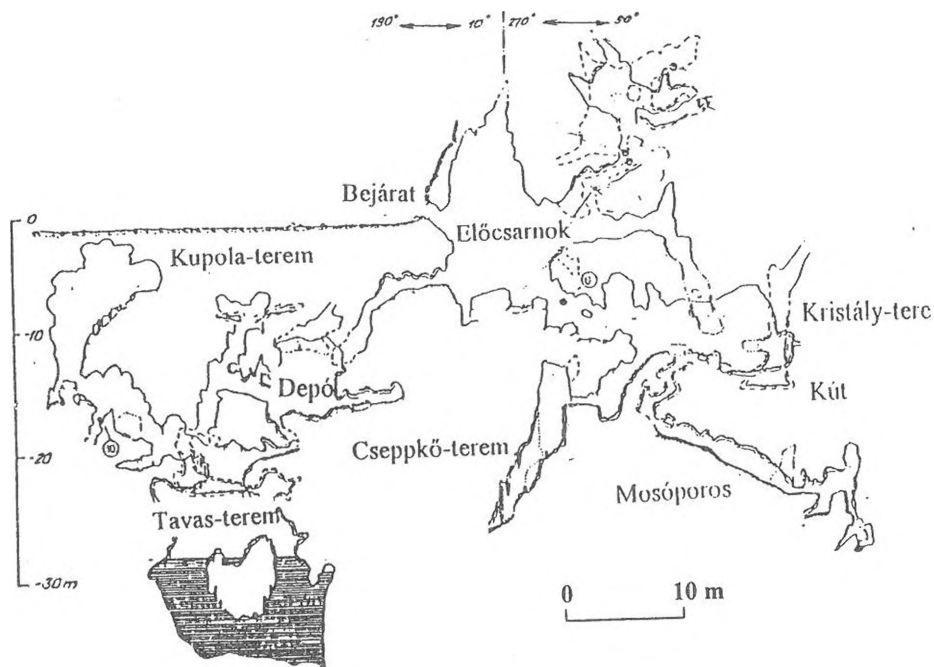


1. ábra: A vizsgált barlangok elhelyezkedése  
Fig. 1: Position of the studied caves

A felfedezés után nem sokkal megkezdődött a barlang tudományos feldolgozása is. Bognár László vezetésével az ELTE Ásványtani Tanszékén láttunk neki az ásványtani vizsgálatoknak. A Takácsné Bolner Katalin és munkatársai, majd az általunk, Pazonyi Piroska vezetésével gyűjtött ősmaradványokat pedig Jánossy Dénes és Topál György határozta meg (TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1986).

A barlang hossza mára meghaladja a 700 métert, vertikális kiterjedése elérte az 53 métert. A kilencvenes évekre elkészült a végleges bejárat. Az eredeti bejárat termet biztonsági okból részben feltöltötték, a bejárat aljából a feltöltés alatt egy 1 m átmérőjű vascsőben lehet bejutni a terembe. A sziklafal aljától, a korábbi bejárat aljából egy hosszú, négyszög szelvényű betoncső vezet az utólagos omlasztás alatt a mai, végleges bejáratig. A bejárat környékén a robbantást és a fejtést megszüntették.

A Nagyharsányi-kristálybarlangot „hivatalosan” 1994 áprilisában találták meg. Ellenőrizhetetlen szájhagyomány szerint azonban a felfedezés már egy(?) évtizeddel korábban megtörtént, csak akkor a bejutás tényét elhallgatták, a bejáratot eltömték.

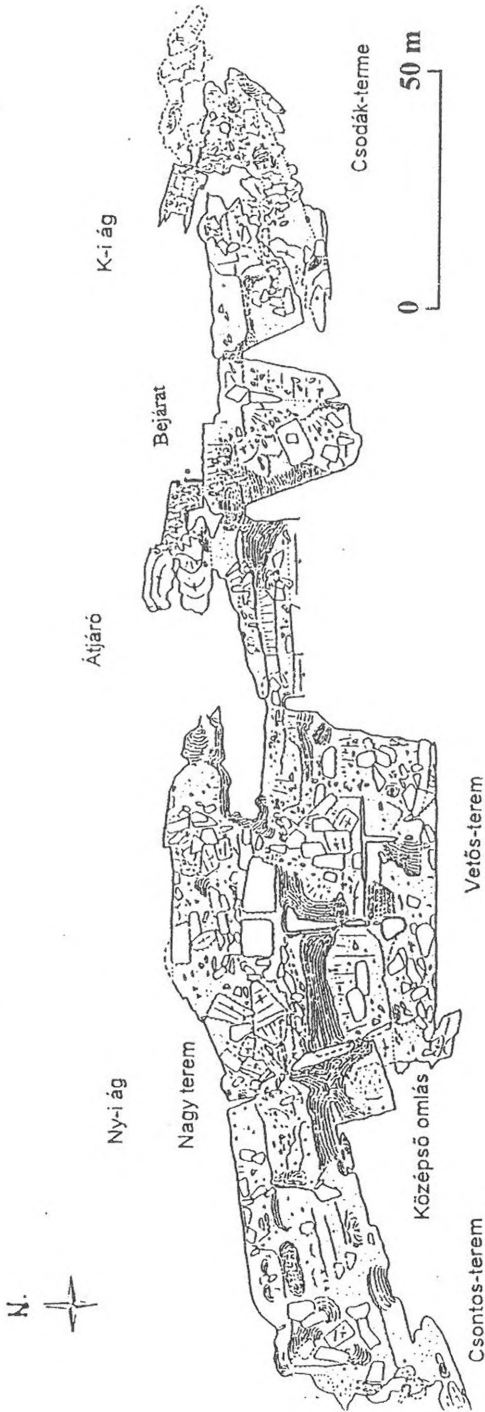


2. ábra: A Beremendi-kristálybarlang szelvénye  
(felmérte: KVI-BTO, szerkesztette: Kárpát József)  
Fig. 2: Section of the Beremend Crystal Cave  
(Surveyed by KVI-BTO Edited by József Kárpát)

Emellett a verzió mellett szól, hogy a most feltárult bejáraton (107 m tszf.) kívül, attól nem messze viszonylag hosszan beszűrődik a bányafal tövében a fény a barlangba. Ezen a szakaszon pedig biztosan antropogén eredetű, jól osztályozott törmelék ömlött be a járatba. Az 1-2 cm-es, zúzott kőtömeg semmiképpen nem keletkezhetett és juthatott be ide természetes úton.

Az 1994-es megtalálást követően szintén Takácsné Bolner Katalin és munkatársai járták be a barlangot. A Barlangtani Osztály részéről még Székely Kinga, ill. velük együtt Kraus Sándor, Salamon Gábor és Végh Zsolt tanulmányozta a barlangot. Ennek eredményeképpen elkészült a barlang még máig publikálatlan térképe, amely szerint a barlang hossza meghaladja az 550 métert, vertikális kiterjedése 60 méter. A végpont nem éri el karsztvízszintet,

de a szűk járatban a képződmények fantasztikus gazdagsága miatt nincs lehetőség lejjebb hatolni.



3. ábra. A Nagyarsányi-kristálybarlang felülhézeti térképe  
(felmérte: KÖM TvH BTO, szerkesztette: Takácsné Bolner Katalin)  
Fig. 3: Map of the Nagyarsányi Crystal Cave  
(surveyed by KÖM TvH-BTO, edited by Katalin Takácsné-Bolner)

A barlangról semmilyen hivatalos ismertetés nem jelent meg, a védelem miatt szinte el is titkolták a létét. Csak 1995-ben, egy jósaváfi konferencián tartott róla előadást Takácsné Bolner Katalin. Mintagyűjtés történt, de az elemzések még nem készültek el. Ezért kaptunk engedélyt a Duna-Dráva Nemzeti Park igazgatójától, dr. Iványi Ildikótól, hogy dolgozók: Havas Ildikó és Parragh Tibor vezetésével többször is bejárhassuk a barlangokat, és a korlátozott mintavétel során gyűjtött képződményeket megvizsgáljuk.

A barlang kiépítése megkezdődött, a bejárati szakaszt Berczik Pál vezetésével rozsdamentes acéljárdával és létrákkal tették megközelíthetővé. Amíg a kiépítés be nem fejeződik, a képződmények védelme érdekében nem adnak ki a barlangba leszállási engedélyt.

### A barlangok geomorfológiai bemutatása

Geomorfológiai szempontból feltűnő a hasonlóság az egymástól alig 5 km-re lévő két barlang helyzete között.

A *Nagyharsányi-kristálybarlang* a Szársomlyó viszonylag erősen karsztosodott, nagy területű, jelentős vízgyűjtő területnek számító felszíne alatt húzódik. Két meredeken dőlő réteglap között kialakult keleti felének mélypontja 10-15 méterrel magasabban található, mint a *Beremendi-kristálybarlang* termálvíz szintje.

A *Beremendi-kristálybarlang* fölött a Beremendi-rög kicsiny mérete miatt viszont csak kis területről tud a felszíni víz beszivárogni.

ALFÖLDY et al. (1977) térképe alapján a Nagyharsányi- és a Beremendipikkelyek között nem kell különálló karsztvíz áramlási irányokkal és rendszerekkel számolni. A kútadatok szerint is a két rög karsztvízszintje közel azonos.

Formakincsét tekintve a *Beremendi-kristálybarlang* típusos termálkarsztos barlang: járatszerkezete emeletes, labirintusos, egyáltalán nincs benne fluviatilis üledék, a barlang járatai nincsenek semmilyen kapcsolatban a felszín topográfiájával, és nagyon gazdag, a meleg víz jelenlétéhez köthető ásványkiválások jellemzik. És végül, napjainkban is jelen van benne a környezetnél melegebb tó... Másodlagosan azonban figyelemre méltó cseppkövesedés is megindult a barlangban.

A *Nagyharsányi-kristálybarlang* esetében a helyzet már nem ilyen egyértelmű. A járatok eltérő arculata és különböző tengerszint feletti magassága egyértelműen két barlangszintet jelöl ki.

- A felső szintet a nyugati oldalon kifejlődött, nagyméretű cseppkőle-folyásokkal és sztalagmitokkal, valamint borsókövel borított, igen nagyméretű teremrendszer alkotja.

- B, Az alsó szint szűk, meleg vízhez köthető keletkezésű ásványkiválásokkal és sztalaktitokkal gazdagon díszített, de sokkal kisebb méretű, meredeken lejtő járatrendszere a barlang keleti felében található.

Ezeket a megfigyeléseket összegezve megállapítható, hogy a *Beremendi-kristálybarlangban* a tektonikus preformációt követő hévizes jelleg dominál, míg a *Nagyharsányi-kristálybarlang* esetében a tektonikus eredetű járatrendszert később hévizes folyamatok formálták.

## A barlangok ásványai

Bár a létrehozó folyamatok mindkét barlang esetében hasonlóak, azonos a 99,5%-os tisztaságú  $\text{CaCO}_3$ -nak tekinthető befoglaló kőzet, a kréta időszakban keletkezett Nagyharsányi Mészke is, az ásványegyüttesekben van némi különbség (VIGASSY T. 1999). Az ásványokat makroszkóposan, csi-szolatban katód lumineszcens mikroszkóppal, röntgen pordiffrakcióval, derivatográffal, színképelemzéssel és stabil izotópok segítségével vizsgáltuk. A karbonátos ásványokon kívül a *Nagyharsányi-kristálybarlang* nyugati végpontján kvarcot, szericit/illitet, kloritot, szmektitet, ankeritet és anortitot sikerült kimutatni. Ez az ásványegyüttes nem a Nagyharsányi Mészke oldási maradéka. Szintén külső behordásra utal a minta környezetében található nagymennyiségű csontanyag is. Ezt a csontegyüttest Pazonyi Piroska gyűjtése alapján Kordos László pleisztocén-holocén korúnak határozta meg. Itt — vélhetőleg K-Ny-i irányú oldalelmozdulások hatására — nyílás támadhatott a terem mennyezetén (ma is belógnak a gyökerek).

A Keleti-ágban egy alig 1-2  $\text{m}^2$ -es felszínen egy hófehér, 1-2 mm vastag kéreg gipsz anyagát sikerült kimutatni.

A *Beremendi-kristálybarlangban* is több mintában megjelenik szennyezőként a kvarc. A bejáratnál gyűjtött bauxitszerű mintában gibbsit, goethit és kaolinit fordul elő.

Mindkét barlangban a kalcit anyagú kiválások dominálnak nagy formagazdagságban. Optikai emissziós vizsgálataink alapján a mintákban lévő karbonátok nagy tisztaságúak, nyomelemekben szegények.

A cseppkő a *Beremendi-kristálybarlangban* csak a tónál, az eltömedékelt Előcsarnokban és a Cseppkő-teremben fordul elő kisebb mennyiségben. A tó fölött a sztalaktitokat borsókő fedí. Ezzel szemben a *Nagyharsányi-kristálybarlang* cseppkövekben igen gazdag. Érdekes, hogy a nyugati oldal teremrendszerében elsősorban nagyméretű, néha emberderék vastagságú sztalagmitok és hatalmas, olykor 10 méteres cseppkölefolyások fordulnak elő, míg a keleti oldal lejtős, szűk járatrendszerére a mindössze néhány, max. 10 cm vastag sztalaktitok a jellemzőek. Az eltérés oka lehet,

hogy a nyugati oldalon nagyon vékony, mindössze 10 méter vastagságú, meredeken dőlő rétegekkel jellemezhető főte található, amelynek legyalult felszínén fejletlen a talajtakaró és gyér a növényzet, ami nem biztosítja a folyamatos csepegést. A belógó gyökérzet évszakos ingadozású gyökérlégzése valószínűleg megemeli a CO<sub>2</sub> koncentrációt. A fiatal, méteres hosszúságú szalmacseppkövek mellett az is feltűnő, hogy a sztalagmitok a robbantásoktól sokszor több darabba törtek.

A közönséges borsókő a *Beremendi-kristálybarlangban* hófehér. Szinte mindenhol gazdagon borítja a falakat, a mennyezetet, a kőzet csak kevés helyen figyelhető meg. A közönséges borsókő elterjedési határa sokszor éles vonallal zárul. A barlang belső részeiben megjelenik a 0,5 cm alatti élhosszúságú, romboédes lapok által határolt szögletes borsókő (*TAKÁCSNÉ BOLNER K.* 1981) is. A felfedezéskor megfigyeltük a korall borsókő egy szép példányát is, ez azonban rövid időn belül eltűnt a barlangból.

A *Nagyharsányi-kristálybarlang* borsókőve nem ilyen fehér, a budai barlangok közönséges borsókővére (*LEÉL-ŐSSY SZ.* 1997) hasonlít, barnás színezetű. Feltűnő azonban, hogy — elsősorban a Nyugati-ágban — a borsókő kiválások cseppkőrétegekkel váltakoznak. A cseppkőnek legalább három generációja különíthető el! A borsókő kiválások vékonycsiszolatban vizsgálva koncentrikusan zónásak. Nem lumineszkálnak.

Viszonylag elterjedt a barlangban azt üveggömb borsókő (*LEÉL-ŐSSY SZ.*, 1997). Sárgásbarna színű, üvegszerűen áttetsző, gömbszerű képződmény, ami CaCO<sub>3</sub>-ra nézve telített lefolyó hideg vizes oldatokból mechanikai hatásra válik ki.

A Nyugati-ág középső omlásos zónájában cseppkőves környezetben megjelenik a szokatlanul nagy, 2,5 cm átmérőjű szemekből álló cseppkő borsókő (*LEÉL-ŐSSY SZ.* 1998).

A *Nagyharsányi-kristálybarlang* abszolút első számú különlegessége a Keleti-ágban sokfelé előforduló borsókő oszlop. Kb. 20-30 cm magas, 4-8 cm átmérőjű, cseppkő habitusú képződmény. Hálózatos szerkezetű, sugaras felépítésű, közepén lyukas képződmény. A belső szemek általában kisebbek. Valószínűleg a kialakult borsókő halmazt agresszív csepegő vizek legalább is részben visszaoldották.

A többgenerációs kalcitkéreg a *Beremendi-kristálybarlangban* alig fordul elő, ott is inkább visszaoldott állapotú. A *Nagyharsányi-kristálybarlangban*, elsősorban a Nyugati-ágban azonban az egyik leggyakoribb kiválás típus. Egyes példányai 10-20 cm vastagságot is elérhetnek. Felületük általában erősen korrodált.

A telérkalcitok mindkét barlangra jellemzőek, valószínűleg idősebbek a barlangrendszerénél. A gömbfülkék sokfelé ebbe a képződménybe maródtak bele. A bemaródások helyén a felületek szálasan, túszerűen széthullanak. Némelyik telér 1-1,5 m vastag is lehet, színük a hófehértől a vörösig sávosan változik.

Az aragonit tükristály halmazai mindkét barlangban előfordulnak, de a *Nagyharsányi-kristálybarlangban* csak kevés helyen, míg a *Beremendi-kristálybarlangban* közönségesnek számítanak. A cm-t közelítő hosszúságú, üvegszerű, néha fehéres kristálytűk leggyakrabban a közel 1 cm-es borsókó szemekből állnak ki tüpárnaszerűen. A Mosóporos-ágban megfigyelhető a lefelé lógó, a csepegő vízben álló tűk visszaoldódása is. Itt a röntgen pordiffrakciós vizsgálatok szerint a járat alját borító pornak is alkotóeleme.

Dolomit és vasas dolomit fordul elő mindkét barlang porszerű anyagmintáiban.

Magnezitet és vasas magnezitet mutattunk ki a *Beremendi-kristálybarlang* Mosóporos ágából.

A huntitot Magyarországon először a *Beremendi-kristálybarlangból* sikerült kimutatni (BOGNÁR L. 1986). A borsókóvek felszínén látható tömeges, fehéres anyag szinte teljesen tiszta huntit. Ugyanezt nekünk sikerült először meghatároznunk a *Nagyharsányi-kristálybarlangból* is, hasonló előfordulási körülmények között.

A képződményeken számos esetben végeztünk stabil izotópos vizsgálatot. A  $^{13}\text{C}$  és a  $^{18}\text{O}$  vizsgálatok még nem fejeződtek be.

## Következtetések

A kőbányászat által az elmúlt évtizedekben felfedezett, általunk most tanulmányozott villányi-hegységi és beremendi-rögi, immár fokozottan védett barlangok kialakulásában a tektonikai működés és a — keveredési korrozión keresztül — a meleg vizes oldatok játszották a fő szerepet.

A terület felszínalaktani és közettani adottságai, a meleg vizes források működésének ismerete alapján még számos rejtett barlang húzódhat meg a környéken. Ezek esetleges helyéről, kiterjedéséről semmilyen információval nem rendelkezünk.

Az általunk megvizsgált és leírt, 15 ásványfajba tartozó kiválások alapján a *Beremendi-* és a *Nagyharsányi-kristálybarlangok* hazánk képződményekben leggazdagabb barlangjai közé tartoznak.



## Befejezés

A most tárgyalt két kristálybarlang hazánk legféltettebb, ritka természeti kincsei közé tartozik. Bár felfedezésüket a kőbányászatnak köszönhetjük, állagukat a kőfejtés veszélyezteteti legjobban. Szerencsés helyzet, hogy a felfedezett barlangok közvetlen közelében sikerült a termelést leállítani. A bányavállalat és a természetvédelem — egyébként nem mindig felhőtlen — együttműködésének köszönhetően létüket nem fenyegeti veszély.

## IRODALOM

- BOGNÁR L.* (1986): Ásványérdekességek kristálybarlangjainkból.- Ásványgyűjtő Figyelő/III., p. 16-18.
- LEÉL-ŐSSY SZ.* (1997): A budai Rózsadomb különleges barlangjai.- Földtani Közlöny, 125. p. 363-432.
- LEÉL-ŐSSY SZ.* (1998): A József-hegyi-barlang geológiai viszonyai, fejlődéstörténete és a Rózsadomb környéki termálkarsztos barlangok genetikája.- Kandidátusi értekezés, Kézirat, MTA.
- RÓNAKY L.* (1984): 10. sz. Terepfüzet. Kézirat, p. 12-21.
- RÓNAKY L.* (2000): A Villányi-hegység és a Beremendi-rög barlangjai.- Beremend Nagyközség Önkormányzatának kiadványa, Pécs.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (1981): Új feltárások a Pál-völgyi-barlangban.- Karszt és Barlang, 1980, p. 87-92.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (1986): A Beremendi-kristálybarlang.- Karszt- és Barlang, 1985/I-II. p. 83-88.
- VIGASSY T.* (1999): A Nagyharsányi- és a Beremendi-kristálybarlangok és képződményeik genetikai vizsgálata.- ELTE Általános FöldtanTanszék, Szakdolgozat, Kézirat.



## CSEPPKŐ-PUSZTULÁSI JELENSÉGEK VIZSGÁLATA A PÁL-VÖLGYI-BARLANGBAN

TAKÁCSNÉ BOLNER KATALIN

Környezetvédelmi Minisztérium, Természetvédelmi Hivatal Barlangtani  
Osztály, 1025 Budapest, Szépvölgyi út 162/b. bolner.katalin@mail4.ktm.hu

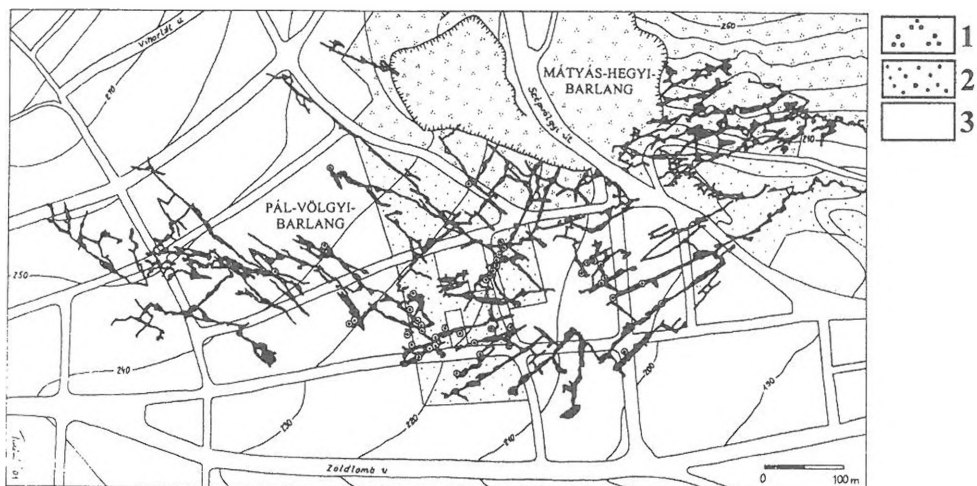
*Abstract: A state assessment carried out in 1998-99 in Pál-völgy Cave – the only dripstone-decorated member of the large relic hydrothermal mazes situated within the Hungarian capital – revealed degradation features (etched surfaces, irregular hollows, radial flutes, and dissolutional channels) caused by recent drippings on some 150 dripstone formations. Occurrence of these features proved to be independent from the depth of the passages (20-80 m under the surface), as well as the type of surface utilisation in this urban environment; but most of the degrading drippings were conspicuously intense (up to 72 ml/min). Though chemical analyses carried out on altogether 21 points revealed high concentration of sulphate, nitrate and chloride in these waters, the aggressive drippings were not more contaminated than the drippings feeding apparently intact formations nearby, and no consistent differences could be shown in other chemical parameters, either. All these facts may refer to a special kind of mixing corrosion, where mixing of infiltrating waters takes place just before entering the aerated cave.*

### Bevezetés

A jelenleg már 13,3 km hosszúságban ismert *Pál-völgyi-barlang* az egyetlen a Budai-hegység nagy hévizes eredetű barlangrendszerei közül, amely jelentős mennyiségben tartalmaz cseppköveket is. E képződmények fő tömegét a cseppkölefolyások és a sztalaktitok alkotják, de találhatóak itt kisebb sztalagmitok, oszlopok, cseppközászlók, cseppkömedencék és más, ritkább cseppkőváltozatok is. Előfordulásaik az eocén Szépvölgyi Mészkö Formációban kialakult, de többnyire jelentős vastagságú márgarétegekkel (Budai Marga Formáció) fedett labirintusszerű járatrendszerben bizonyos körzetekre korlátozódnak, melyeket rövidebb-hosszabb képződménymentes szakaszok választanak el egymástól. A cseppköalakzatokat létrehozó beszivárgások zömmel jelenleg is aktívak; száraz, „halott” cseppkövek szinte csak a barlang 1904-ben felfedezett Régi Részén fordulnak elő.

A hazánkban részletesebben elsőként JAKUCS L. (1985, 1986) által tanulmányozott s „*újkeletű cseppködegradációs szindróma*” néven leírt cseppkö-pusztulási tünetek jelentkezése itt elsőként 1998 májusában, a barlang 1993-ban feltárt szakaszán végzett részletes cseppkö-állapotfelvétel során került észlelésre (FÜREDI K. – FEHÉR V. 1999). Miután az ezt követő tüzetesebb megfigyelések a barlang egyéb részein, sőt a rendszeresen használt járóútvonalak közvetlen közelében is számos további, mindaddig észrevétlenül maradt tünet regisztrálását eredményezték, 1998 nyarán megkezdő-

dött a jelenség tényleges elterjedtségének, mértékének és előfordulási körülményeinek részletes feldolgozása, illetve az azt kiváltó lehetséges okok vizsgálata.



1. ábra: A cseppkő-pusztulási tünetek ismert előfordulásainak (o) elhelyezkedése a Pál-völgyi-barlangban  
 Jelmagyarázat: 1. védett természeti terület, 2. beépítetlen terület, 3. lakóingatlanok  
 Fig. 1: Known occurrences of degrading dripstone formations (o) in Pál-völgy Cave  
 Legend: 1. protected area, 2. unbuilt lots, 3. built-in lots

## A cseppkő-pusztulási tünetek jellege és előfordulási körülményei

A megkezdett szisztematikus vizsgálatok keretében a *Pál-völgyi-barlang* alapterületének mintegy a felét kitevő eddig átvizsgált szakaszon (TAKÁCSNÉ BOLNER K. – FÜREDI V. 1999, 2000) közel 50 képződménycsoport esetében, összesen mintegy 150 ponton regisztráltunk kisebb-nagyobb mértékű lepusztulást jelző tüneteket (1. ábra). E tünetek igen hasonlóak a JAKUCS L. (1985, 1986) által leírtakhoz: e pontok aktív csepegései alatt a sztalagmitokon, cseppkölefolyásokon és cseppkőkérgen az aláhulló vízcseppek becsapódási-szétfreccsenési körzetében a normális, sima tapintású cseppkőfelület helyett finoman szálkás felületű, világosabb foltok; sugárirányú barázdák; egyenetlen-rücskös felületű sőt durva ragyákkal tagolt bemélyedések; szabálytalan peremű, mély kráterek; vagy a képződmény felső rétegeinek héjas visszaoldódása figyelhető meg, melyekhez számos esetben a képződmény felületén továbbfolyó víz által kialakított, s akár 40-60 cm hosszúságot is elérő keskeny korróziós árkok kapcsolódnak. Több esetben

visszaoldottak vagy egyéb módon torzultak (pl. malacfarok-szerűen görbülő végűek vagy csavarodó tengelyűek) a pusztuló aljzati képződményekre hulló csepegésekhez tartozó mennyezeti képződmények is; ezt a jelenséget eddig összesen 12 ponton tapasztaltuk. Az előfordulások közel egynegyedénél azonban a lepusztulási folyamat már nem tűnik aktívnak: ezek sérülései a többiekkel ellentétben nem éles pereműek, hanem kisimuló, sőt helyenként kifejezetten új kiválásréteggel bevont, regenerálódó jellegűek.

Hasonló részletességű megfigyelések hiányában mindezek közül sajnos csupán egyetlen aktívan pusztuló képződmény és egy szenilis jelenség-csoport esetében ismert, hogy e nyomok már a nyolcvanas évek közepén is észlelhetőek voltak. Az összes többinél sem azok korábbi jelenlétére, sem az adott képződmény felfedezéskori (azaz 5-20 évvel ezelőtti) bizonyosan ép voltára nincs információ.

Az aktív lepusztulási jelenségekre vonatkozó eddigi megfigyelések alapján az azokat előidéző csepegések környezeti és fizikai adottságai igen tág határok között változnak. Ezek a jelenségek a barlang legmélyebb szakaszain, 70-80 m felszín alatti mélységben éppúgy megtalálhatók, mint a felszín akár 20 m-re megközelítő járatokban. Csepegéseik között egyaránt vannak jelentős, 6-8 m magasságból hullók és csupán pár dm magasságból érkezők, sőt árkos visszaoldódás közvetlenül az oldalfalból előszivárgó víz által előidézett is megfigyelhető. Az előfordulások területi elhelyezkedése nem mutat összefüggést az antropogén felszíni környezet hasznosítási jellegével sem: a beépítetlen, kertes-bokros felszín alá eső járatszakaszokon, illetve a beépített lakóingatlanok és utak alatt egyaránt észlelhetőek. A visszaoldó jellegű csepegések intenzitása ugyancsak szélsőségesen különbözőnek bizonyult. A nem hallható gyakoriságútól egészen a folyamatos sugárban való csorgásig terjedt. Figyelemre méltó azonban, hogy az esetek több mint kétharmadánál a percenkénti cseppszám meghaladta a 10-et, közel felénél pedig 30-nál is több, azaz kifejezetten intenzív volt. Ez a megfigyelés fordítottan is igaz. A lepusztulási tünetek az ilyen intenzív csepegések alatt szinte kivétel nélkül megtalálhatók voltak, ugyanakkor regenerációs jelenségeket szinte kizárólag csak a kifejezetten gyér, 1 csepp/perc-nél ritkább csepegések alatt észleltünk.

Kémiai vizsgálatok mintavételi pontjai; agresszív csepegések  
Sampling sites for chemical analyses; aggressive drippings

mintavételi helyek	fedő	esés-	csepegésintenzitás
	vastagság	magasság	
1. Pentacon-terem, a létra előtti cseppkölefolyás felső részének kis terasza: éles peremű vályú, a szétfreccsenési zónában 10 cm átmérőjű szalkás felülettel, folyásirányban árkokkal; tápláló a harántirányú sztalaktit-sor legbelső tagja	40 m	3,3 m	98.08.03.: 15 csepp/perc 12.06.: 18 csepp/perc 99.07.07.: 20 cs = 1,6 ml/p 10.17.: 16 cs = 1,1 ml/p
2. Bekey-terem torkolata, a létra melletti cseppkölefolyás: világos folt a becsapódás helyén mély barázdákkal; tápláló: mennyezet jobboldali szalmacseppköve	50 m	2,7 m	98.08.08.: 1-2 csepp/perc 12.06.: 3 csepp/perc 99.07.07.: 7 cs = 0,6 ml/p 10.17.: 8 csepp/perc
3. Bekey-terem: cseppkődomb nagy sztalagmitja a csúcán mély, ragyás-szabálytalan felületű kráterrel; tápláló: a mennyezeti sztalaktit-csoport leghosszabb tagja	50 m	3,1 m	98.10.04.: kb. 10 csepp/p 12.06.: 24 cs = 2,6 ml/p 99.07.07.: 41 cs = 4,6 ml/p 10.17.: 36 cs = 3,3 ml/p
4. Gyöngyös-folyosó, torkolati omladéktömb teteje mellett: 5 cm átmérőjű, rücskös felületű csepptál, folytatásában 0,5 m hosszú árkokkal; tápláló: a fötteredés melletti cseppkősor	50 m	Kb. 6 m	99.07.05.: 38 cs = 3,3 ml/p 07.07.: 38 cs = 3,6 ml/p 10.17.: 39 cs = 3,5 ml/p
5. Csipkerózsika-folyosó, kiszélesedő rész cseppköves tömbje: utolsó kis sztalagmit ragyás mélyedéssel, folyásirányban rücskös felülettel; tápláló: kétágú sztalaktit jobb ág	70 m	1,5 m	98.05.10.: 30 csepp/perc 07.27.: 32 cs = 2,2 ml/p 99.10.12.: 32 cs = 2,2 ml/p
6. Csipkerózsika-folyosó, előzőtől 1,5 m-re jobbra: széles kis sztalagmit, tetején héjas visszaoldással, palástján körben világos árkokkal; tápláló: arasznyi, szabályos sztalaktit	70 m	1,7 m	98.05.10.: 42 csepp 07.27.: 46 cs = 4,2 ml/p 99.10.12.: 42 cs = 3,4 ml/p
7. Csipkerózsika-folyosó, cseppköves átjáró középső része: kis sztalagmit 3 cm átmérőjű ragyás felülettel; tápláló: kis cseppkőzászló	70 m	Kb. 0,5 m	98.05.10.: sugárban csorog 07.27.: 114 cs = 21,0 ml/p 99.10.12.: 98 cs = 17,6 ml/p
8. Nyolcezres-folyosó, köpence mögötti lefolyás terasza: világos, ragyás felületű mélyedés, folyásirányban 0,6 m-es árkokkal; tápláló: mennyezeti cseppkőcsoport kis sztalaktitja	70 m	1,5 m	98.05.10.: 51 csepp/perc 07.27.: 40 cs = 4,0 ml/p 99.10.12.: 53 cs = 5,0 ml/p
9. Nyolcezres-folyosó oldaljárata, D-i fulke: visszaoldott tetejű kis sztalagmit; tápláló: torz, korrodált szalmacseppkő	75 m	Kb. 0,5 m	98.05.10.: 12 csepp/perc 99.06.24.: 47 cs = 5,0 ml/p
10. Kis-Dóm, Ny-i oldal aljzati lefolyásának kezdete: omladéktömb oldalának bekérgezésén kb. 2 cm átmérőjű, 30 cm hosszú oldott csatorna; tápláló: a falkiszögellés élének cseppkőcsoportja	65 m	Kb. 6 m	98.07.27.: 84 ml/perc (!) 99.03.01.: 90 cs = 19,8 ml/p 06.24.: 120 ml/perc (!) 10.12.: 56 cs = 10,8 ml/p
11. Kis-Dóm Ny-i oldaljárata, aljzati bekérgezés hátsó része: fehér, ragyás felületű kraterszerű mélyedés; tápláló: mennyezeti cseppkőcsoport	70 m	Kb. 6 m	98.05.10.: 74 csepp/perc 99.03.07.: 116 cs = 12,4 ml/p 06.24.: 96 cs = 10,2 ml/p 99.10.12.: 72 cs = 6,2 ml/p
12. Z-folyosó, kanyarulat cseppkölefolyása: féloldalasan visszaoldott, ragyás felületű kis sztalagmit-csonk, alatta kb. 40 cm hosszú árkokkal; tápláló: apró sztalaktit-csonk (?)	70 m	Kb. 0,4 m	98.12.06.: 104 cs = 16,2 ml/p 99.07.07.: 104 cs = 16,8 ml/p 10.17.: 26 cs = 3,8 ml/p
13. HOSE-terem, oldalfulke legbelső cseppkömedencéje: peremen 3 cm átmérőjű, ragyás felület; tápláló: visszaoldott zászló-csonk, a fötteredéstől ráfutó, 15 cm hosszú árkokkal	70 m	0,45 m	98.12.06.: 164 cs = 30,0 ml/p 99.07.07.: 238 cs = 34,2 ml/p 10.17.: 65 cs = 8,9 ml/p
14. Patakos-ág, létra feletti lefolyás: 3 cm átmérőjű ragyás felület, alatta 0,1 m széles sávban szétterülő, 0,5 m hosszú árkokkal; tápláló: kis cseppkőzászló	75 m	0,6 m	98.12.06.: 64 cs = 13,2 ml/p 99.07.07.: 112 cs = 20,0 ml/p 10.17.: 49 cs = 9,1 ml/p
15. Gipszes-folyosó, a középső rész kalcitkiválásos kis mederben folytatódó lefolyása: kis ragyás felület 10 cm-re szétterülő árkos visszaoldással; tápláló: 3 cm-es sztalaktit	80 m	0,1 m	98.12.06.: 78 cs = 7,6 ml/p 99.07.07.: 156 cs = 20,8 ml/p 10.17.: 3 csepp/perc
16. Gipszes-folyosó, végponti cseppkődomb terasza: 5 cm átmérőjű, ragyás felületű bemélyedés, túlfolyó vize alatt rücskös felülettel, tovább árkokkal összekötött tetarátamedencékkel; tápláló: visszaoldott sztalaktit-csonk	83 m	1,3 m	98.12.06.: 132 cs = 35,6 ml/p 99.07.07.: 70,8 ml/p 10.17.: 64 cs = 15,0 ml/p

I/b. táblázat  
Table I/b

Kémiai vizsgálatok mintavételi pontjai; kontroll-minták  
Sampling sites for chemical analyses; control samples

mintavételi helyek	fedő vastagság	esés-magasság	csepegésintenzitás
R/K. Régi Rész, Cseppkő-folyosó: csapadékmérő-karral szemben lévő cseppkőfolyás; tápláló: kis mennyezeti sztalaktit	25 m	< 1 m	99.10.28.: 1 csepp/perc
1/K. Pentacon-terem: a névadó képződménycsoport alatti dobszerű alakzat; tápláló: főtehasadék kis vastag sztalaktitja	40 m	2,5 m	99.10.28.: 2 csepp/perc
3/K. Bekey-terem: a cseppkődomb felett, a fal tövében lévő kis sztalagmit (rajta bekérgezett szúnyog); tápláló: cseppkőlécz pereméről induló 1 cm-es sztalaktit-embrió	50 m	0,3 m	99.10.28.: 11 csepp/perc
D/K. Hajós-terem: a nagy cseppkőfolyás felső részének narancssárga színezetű sztalagmitja, tápláló: nagy zászló	45 m	6-7 m	99.07.07.:104 cs=11,0 ml/p 10.17.: 21cs = 1,7 ml/p
13/K. HOSE-terem: az oldalfülke közepén álló, lapos tetejű narancssárgás kis sztalagmit; tápláló: a zászló sor első tagja	70 m	0,4 m	99.10.17.: 6 cs = 1,1 ml/p

II. táblázat  
Table II

A Pál-völgyi-barlang védőterülete alatt beszivárgó vizek kémiai jellemzői  
Chemical characteristics of infiltrating waters under the protective zone of Pál-völgy Cave

összetétel	Kőhid-t., Turista-f., Hosszú-f. (1984); Színház-terem (1987)	Cseppkő-folyosó (1999)
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	109,8 –	145,9
Ca <sup>++</sup> (mg/l)	77 – 94	76,7
Mg <sup>++</sup> (mg/l)	21,8 – 27,8	9,3
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	6,4 – 17	2,8
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	5,0 – 12,1	9,0
SO <sub>4</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	163 – 182	142,3
PH	7,9 – 8,1	–
KOI (mg/l)	1,5 – 8,0	–
összes keménység (mgeé/l)	170 – 190 (CaOmg/l)	4,6
lúgosság (mgeé/l)	1,8 – 2,4	2,4
állandó keménység (mgeé/l)	–	2,2

III. táblázat  
Table III

Pál-völgyi-barlang, a csepegővíz-minták kémiai elemzési eredményei  
Pál-völgy Cave, chemical parameters of dripping water samples

minta száma	időpont	pH	KOI (mg/l)	összes keménys. (mekv/l)	lúgosság (mekv/l)	áll. keménység (mekv/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	Ca <sup>++</sup> (mg/l)	Mg <sup>++</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	CL <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup> (mg/l)
1.	99.07.07.		1,3	8,5	3,8	4,7	231,8	68,1	62,0	65,9	37,0	108,9
	99.10.31.			8,5	4,3	4,3	265,2	72,9	60,5	79,0	44,0	163,1
2.	99.07.07.		1,2	7,3	2,4	4,9	146,4	83,2	37,9	29,1	63,0	139,9
	99.10.29.	7,8		7,5	2,8	4,6	172,4	86,3	38,4	31,8	62,0	207,4
3.	99.07.07.		1,1	7,9	3,0	4,9	183,0	96,4	37,9	31,0	63,0	143,6
	99.10.31.			8,0	3,5	4,6	212,1	99,7	37,2	33,2	68,0	201,2
4.	99.07.07.		0,9	8,9	2,0	6,9	122,0	121,0	34,4	69,0	73,0	237,8
	99.10.29.	7,8		9,3	2,2	7,1	132,6	124,6	37,2	74,4	77,0	280,4
5.	99.10.12.	7,7	0,48	5,6	3,0	2,6	185,0	61,1	31,3	47,9	22,0	84,0
6.	99.10.12.	7,8	0,68	5,5	3,1	2,4	191,9	59,2	31,3	53,0	18,0	98,3
7.	99.10.12.	7,6	0,81	6,7	3,1	3,5	191,9	84,0	30,1	54,0	26,0	143,3
8.	99.10.12.	7,5	1,49	10,1	4,3	5,8	260,4	160,3	25,5	49,4	136,0	174,9
9.	99.06.24.	7,3	0,3	6,2	2,8	3,4	170,8	81,3	26,4	42,8	35,0	97,9
10.	99.06.24.	7,5	1,0	8,2	2,2	6,0	134,2	130,4	20,6	73,4	65,0	146,3
	99.10.17.	7,7	1,26	7,6	2,4	5,2	146,4	115,1	22,1	130,7	60,0	152,6
11.	99.06.24.	7,5	1,0	12,3	2,2	10,1	134,2	172,0	44,7	24,0	77,0	210,8
	99.10.17.	7,7	1,04	12,3	2,4	9,9	146,4	168,7	46,5	242,9	75,0	273,4
12.	99.07.07.		1,1	12,4	5,8	6,6	353,8	128,6	72,3	140,0	68,0	149,8
	99.10.17.	7,4	1,04	12,3	5,6	6,7	341,6	128,5	72,1	142,4	66,0	222,5
13.	99.07.07.		0,9	15,5	7,0	8,5	427,0	147,5	98,7	84,6	136,0	205,0
	99.10.17.	7,4	1,11	13,8	7,0	6,8	427,0	134,2	86,1	74,1	107,0	218,2
14.	99.07.07.		1,4	11,1	5,2	5,9	317,2	117,2	64,2	124,4	62,0	145,4
15.	99.07.07.		1,5	13,7	6,0	7,7	366,0	139,9	81,5	111,0	71,0	191,0
	99.10.29.	7,6		11,8	5,9	5,9	358,1	122,7	68,6	101,0	65,0	265,1
16.	99.07.07.		1,0	9,9	4,8	5,1	292,8	119,1	48,2	72,9	47,0	137,6
	99.10.17.	7,4	1,11	9,4	5,0	4,4	305,0	111,2	46,5	64,3	42,0	161,7
<b>R/K</b>	99.10.31.			4,6	2,4	2,2	145,9	76,7	9,3	2,78	9,0	142,3
1/K	99.10.31.			9,6	3,7	5,8	225,4	51,8	83,8	115,6	64,0	199,3
3/K	99.10.31.			6,7	3,0	3,7	185,7	47,9	52,4	39,3	43,0	205,3
D/K	99.07.07.		1,9	14,1	7,0	7,1	427,0	168,3	68,8	69,5	127,0	144,7
	99.10.29.	7,6		13,8	8,5	5,3	517,2	151,5	76,5	72,4	97,0	149,8
13/K	99.10.29.	7,8		11,7	4,6	7,1	278,5	90,1	87,3	80,2	110,0	234,9



## Vízkémiiai vizsgálatok

A beszivárgó vizek minőségében bekövetkezett, s a korábbi cseppkő-kiválások visszaoldódását eredményező változások jellegének kiderítése érdekében eddig két sorozatban, 1999 nyarán és őszén összesen 21 pontról történtek kémiai vizsgálatok. Ezek részben a visszaoldó csepegések kémiai összetételének és azok időbeli változásainak megismerését célozták, részben pedig kontroll-jelleggel, néhány "normális", építőnek tűnő csepegés vizsgálatára irányultak; mely utóbbiak közül három egy-egy visszaoldó csepegés pár m-es körzetében helyezkedett el, a negyedik egy intenzív, de visszaoldást (még ?) nem eredményező csepegést képviselt, míg az ötödik a barlang 1944-ben természetvédelmi területté nyilvánított, beépítetlen felszíne alól származott.

A vizsgált csepegések adatait az *I. táblázat* tartalmazza. A begyűjtött vízminták kémiai elemzését Fehér Katalin végezte az ELTE Természetföldrajzi Tanszékének Laboratóriumában a Magyar Ivóvíz-szabvány előírásai szerint. Az eredményeit a *II. táblázat* mutatja be.

### Az eredmények értékelése

Az eredmények értékeléséhez a témakörrel rendelkezésre álló ismereteket áttekintve, *JAKUCS L.* (1985, 1986) e jelenséget - egyes hazai és külföldi barlangok csepegő vizeinek kémiai összetételében kimutatható változási trendeket elemezve - a beszivárgó vizek megnövekedett szulfát-koncentrációjára, azaz végső soron a savas esők hatására vezette vissza. Ezt azonban a Postojnai Karsztkutató Intézet 1988-ban, a Jakucs László által is hivatkozott *Postojnai-barlangban* végzett részletes összehasonlító vizsgálatai nem erősítették meg. E vizsgálatok szerint ugyanis az agresszív és a túltelített, cseppkővet lerakó vizek csupán a keménység-értékek tekintetében bizonyultak lényegesen eltérőnek (mely különbség mintegy kétszeres volt az utóbbiak javára), ám ennek okára a vizsgálat nem adott magyarázatot (*KOŠOVŠEK, J. – KRANJC, A.* 1988).

Mint ahogy a *Pál-völgyi-barlang* érintett szakaszai csupán az elmúlt 20 esztendő során váltak ismertté, esetünkben a beszivárgó vizek minőségi változásainak értékeléséhez sajnos régebbi, a barlang feletti felszín beépülése előtti időszakot tükröző elemzési adatok nem állnak rendelkezésre. A természetes beszivárgás kémiai összetételére vonatkozóan csupán a barlang régóta ismert része fölött (a Pálvölgyi út és a kőfejtő pereme között) elhelyezkedő, s már 1944-ben természetvédelmi területté nyilvánított beépítetlen felszínről érkező beszivárgások adatai nyújtanak információt. Itt a domborzati és kő-

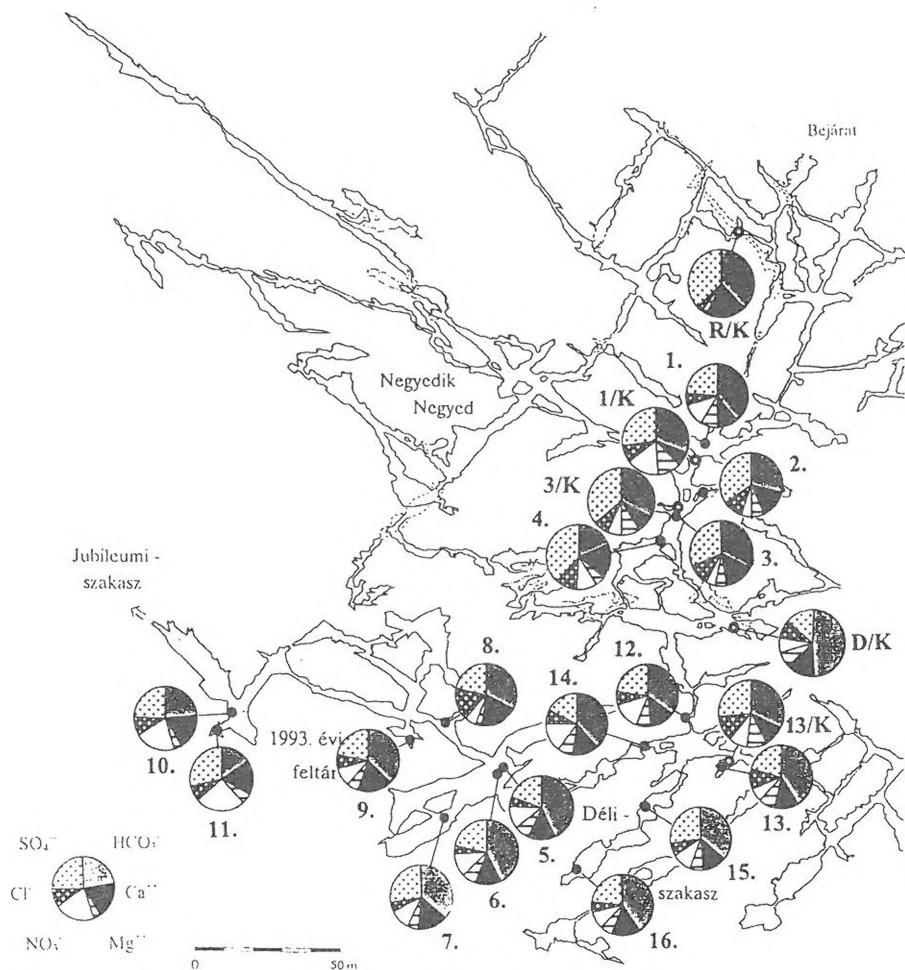
zetdőlési viszonyok a nem csapadékeredetű vizek oldalirányú hozzáfolyását is kizárják. Itt a Környezetvédelmi Intézet 1984-ben 3 ponton egy-egy alkalommal (*TAKÁCSNÉ BOLNER K.* 1984), a Fővárosi KÖJÁL pedig 1987-ben egy további ponton négy alkalommal végzett vizsgálatokat. Az elemzési eredményeit a jelen vizsgálatsorozat keretében gyűjtött kontroll-mintáival együtt a *III. táblázat* mutatja be.

Ezek a vizek akár *JAKUCS L.* (1985, 1986) aggteleki adataival, akár a postojnai adatokkal összehasonlítva nagyságrendileg nagyobb szulfát-tartalmat mutatnak. Ez azonban, figyelembe véve nemcsak a *Pál-völgyi-barlangban*, de a többi rózsadombi nagy barlangban is számos helyen előforduló gipsz-kiválásokat, itt természeti adottságként értékelhető. A szulfácionok bőséges jelenléte az eltérő földtani környezetből, nevezetesen a fedő márgaösszlet pirit-tartalmának bomlásából származtatható.

A tárgyi vizsgálatsorozat eredményeit értékelve, a lakóterület alatt elhelyezkedő barlangszakaszokról vett csepegővíz-minták kémiai elemzése a vizsgálat céljától függetlenül is figyelemre méltó adatokat szolgáltatott. Az összesen 20 pontról származó minták klorid- és nitrát-tartalma kivétel nélkül lényegesen magasabb (átlagosan öt-tízszeres) értéket mutatott a tisztán csapadékeredetű beszivárgások kémiai összetételéhez képest. Sőt az esetek többségében (a klorid-tartalom vonatkozásában 4 ponton, a nitrát-tartalom vonatkozásában pedig 17 ponton) az ivóvíz-szabványban rögzített – s a fenti természetes beszivárgásokra jellemző értékek mintegy tízszeresét illetve négyzszeresét képviselő – 100 mg/l-es illetve 40 mg/l-es tűrhetőségi határértéket is meghaladta. Minthogy ezen összetevők megnövekedése az adott barlangszakaszokon a földtani viszonyokkal nem magyarázható, a *Pál-völgyi-barlang* e szakaszaira beszivárgó vizeket jelentős mértékben szennyezettnek kell minősítenünk, amely az antropogén környezet hatásaira (utak fagymentesítése, műtrágyázás, szennyvízbeszivárgás, stb.) vezethető vissza.

Ugyanakkor az eddigi eredmények alapján a beszivárgó vizek e klorid- és nitrát-szennyezettsége, illetve annak mértéke nem mutat közvetlen összefüggést a cseppkőpusztulási jelenségek előfordulásával. Így például a védőterület alól származó kontroll-mintát (R/K) követően a legalacsonyabb nitrát-tartalom a (2) pont barázdás visszaoldást eredményező csepegésében volt mérhető. A visszaoldó jellegű csepegések közvetlen környezetéből származó kontroll-minták nitrát-tartalma pedig mindhárom esetben magasabb volt a szomszédos agresszív csepegésekénél, sőt a Pentacon-teremből származó (1/K) a vizsgált pontok közül az ötödik legmagasabb értéket képviselte. Hasonlóképpen, a Hajós-terem teljesen épnek tűnő nagy sztalagmitjút tápláló, kontrollként megmintázott csepegés (D/K) klorid-tartalma a vizsgált pontok közül a harmadik legmagasabb értéket képviselte, ugyanakkor viszont

a védőterület alól származó kontroll-mintát követően a legalacsonyabb klorid-tartalom a (6) pont héjasan korrodált sztalagmitjára hulló csepegésben volt mérhető. A közvetlen összefüggés hiánya a szulfát-tartalom vonatkozásában még markánsabban jelentkezett. Hat (!) legalacsonyabb szulfát-koncentráció agresszív csepegésekben volt mérhető, melyek közül négy alig 60-70 %-a volt a kontroll-minták közötti legalacsonyabb értéknek.



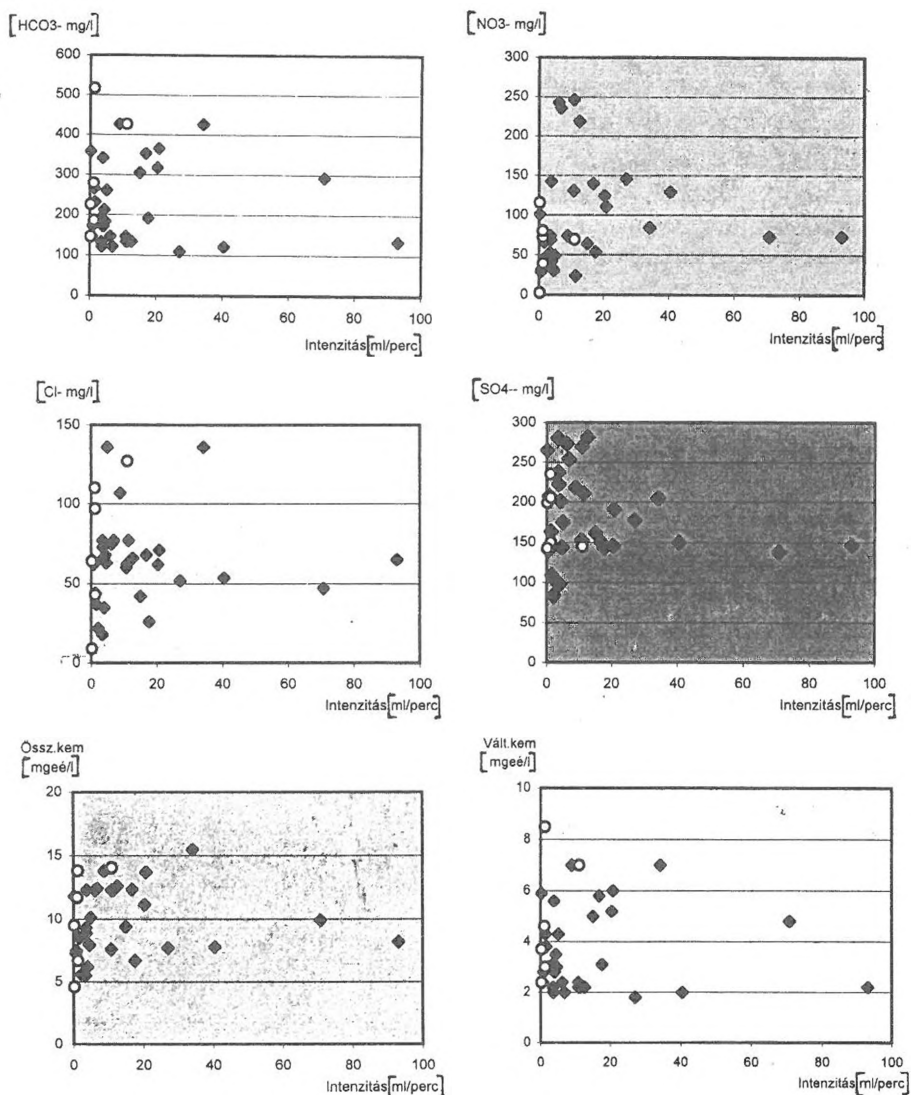
2. ábra: A vizsgált agresszív csepegések (o) és a kontroll-minták (o) elhelyezkedése és kémiai összetétele a Pál-völgyi-barlangban  
 Fig. 2: Location and chemical composition of the aggressive drippings (o) and control samples (o) analysed in Pál-völgy Cave

Az agresszív, visszaoldó és a "normális" csepegések között azonban következetes eltérések a keménység-értékek vonatkozásában sem voltak kimutathatók. Bár az agresszív csepegéseknél az összes keménység és a karbonát-keménység átlagértéke alacsonyabb, az állandó keménység átlaga pedig magasabb volt a kontrollminták átlagaihoz képest (4. táblázat), a szélsőértékek már átfedték egymást. Így a legmagasabb összes keménység-értéket a HOSE-terem kalcitmedres oldalfülkéjének agresszív, a mennyezeti cseppkőzászlócskát is visszaoldó csepegése (13) mutatta. A legalacsonyabb értéket pedig a védőterület alól származó kontroll-minta (R/K) képviselte. Ugyanezen agresszív csepegés karbonát-keménysége a Hajós-terem kontrollmintáját (D/K) követően a második legmagasabb érték volt, míg a védőterület alól származó kontroll-mintáénál alacsonyabb érték csak négy agresszív csepegésben volt mérhető.

IV. táblázat  
Table IV

*Az agresszív csepegések és kontrollminták összehasonlító adatai*  
*Comparative values of aggressive drippings and control samples*

összetétel	agresszív csepegések			kontroll-minták		
	min.	max.	átlag	min.	max.	átlag
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	109,8	427,0	220,6	145,9	517,2	296,6
Ca <sup>++</sup> (mg/l)	59,2	173,9	117,4	47,9	168,3	97,7
Mg <sup>++</sup> (mg/l)	20,6	98,7	47,6	9,3	87,3	63,0
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	24,0	246,4	97,5	2,8	115,6	63,3
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	18,0	136,0	63,7	9,0	127,0	75,0
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup> (mg/l)	84,0	281,4	183,6	142,3	234,9	179,4
pH	7,3	7,8	7,6	7,6	7,8	7,7
KOI (mg/l)	0,3	2,0	1,1	1,9	1,9	1,9
összes keménység (mgekv/l)	5,5	15,5	9,8	4,6	14,1	10,1
lúgosság (mgekv/l)	1,8	7,0	3,6	2,4	8,5	4,9
állandó keménység (mgekv/l)	2,4	10,4	6,2	2,2	7,1	5,2

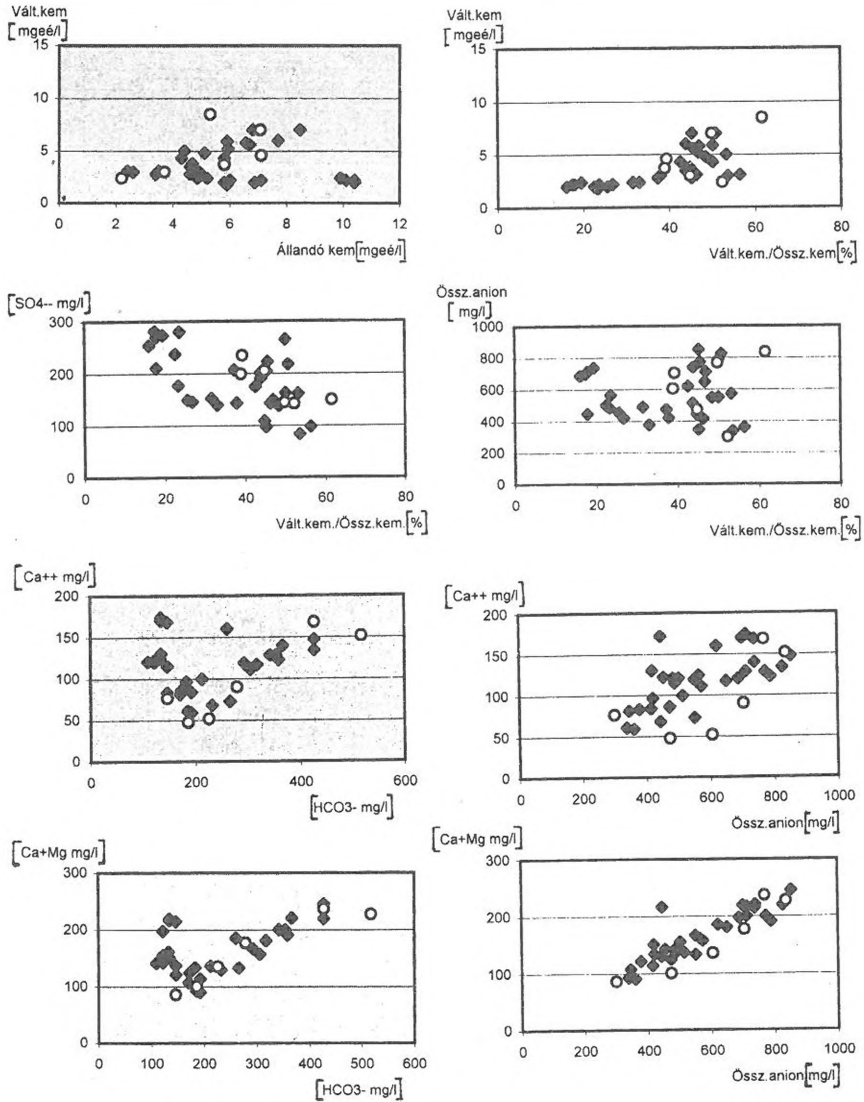


3. ábra: Az agresszív csepegések (●) és a kontroll-minták (o) különböző paramétereit a csepegésintenzitások függvényében

Fig. 3: Chemical parameters of the aggressive drippings (●) and the control samples (o) related to the intensity of the drippings

Az agresszív és a "normális" csepegések között szignifikáns különbségek azonban nemcsak a fentiek, de egyetlen vizsgált paraméter vonatkozásában sem voltak kimutathatók. A kontroll-minták szélsőértékei szinte minden esetben a visszaoldó csepegések szélsőértékein belül helyezkedtek el. Az

átlagértékekben is csupán a hidrokarbonát- és magnézium-tartalom valamint a már említett karbonát-keménység tekintetében mutatkozott számottevőbb különbség a "normális" csepegések javára. Természetesen felmerül annak a lehetősége is, hogy a visszaoldódás nem valamely paraméter(ek) konkrét értékéhez, hanem a paraméterek egymáshoz való viszonyához köthető, vagy azt különféle tényezők is előidézhetik. Ám a rendelkezésre álló adatok elemzésével eddig ilyen összefüggést sem sikerült még találnunk.



4. ábra: Az agresszív csepegések (◆) és a kontroll-minták (○) egyes kémiai paramétereinek egymáshoz való viszonya  
 Fig. 4: Relations between the different chemical parameters of the aggressive drippings (◆) and the control samples (○)

Az egyes beszivárgások oldottanyag-tartalmát és a különböző ionok egymáshoz való arányát tekintve a vizsgált beszivárgások igen változatos képet mutatnak (2. ábra); ahol az egyes járatrészek közötti különbségek sokkal markánsabbaknak tűnnek, mint az agresszív és kontroll-minták közöttiek. A 21 vizsgált pont többségének (12 pont) anion-összetételében a hidrokarbonát volt a domináns, melynek aránya 6 ponton az 50 %-ot is meghaladta, ám a kontroll-minták közül csak egy (D/K) tartozott ebbe a kategóriába. Öt további ponton ugyan szintén a hidrokarbonát aránya volt a legmagasabb, de mellette közel azonos arányban volt jelen a szulfát is - a kontroll-minták többsége, ideértve a védőterület alól származót is, ehhez a csoporthoz tartozott. Végül a fennmaradó 4 ponton - köztük egy kontroll-mintánál (3/K) is - a szulfát bizonyult dominánsnak; sőt a Kis-Dóm DNy-i oldaljáratának aljzati cseppkőkérgébe krátterszerű mélyedést oldó csepegés (11) esetében nemcsak a szulfát, de a nitrát aránya is meghaladta a hidrokarbonátét. A különböző csepegések intenzitása és kémiai összetétele között összefüggés ugyancsak nem volt tapasztalható (3. ábra). Nem vezetett szignifikáns eredményre az egyes paraméterek egymáshoz való viszonyának elemzése sem (4. ábra). Összefoglalóan megállapítható, hogy bár a vizsgált 16 agresszív csepegés közül 10-nél volt legalább egy olyan paraméter vagy viszonyszám, melynek szempontjából az (legalábbis időszakosan) kívül esett a kontroll-minták által lefedett tartományon, a fennmaradó 6 csepegés semmilyen tekintetben nem különült el azoktól.

## Összegzés

A vizsgálatok jelenlegi állása szerint – bár természetesen nem lehetünk bizonyosak abban, hogy a visszaoldott képződményekre hulló csepegések a mintavételek időpontjában is kivétel nélkül visszaoldó jellegűek voltak, illetve hogy a kontrollként megmintázott csepegések a mintavételkor is kivétel nélkül cseppkövet lerakó jellegűek voltak – a *Pál-völgyi-barlangban* észlelhető cseppkő-pusztulást előidéző tényező(k) felderítése a vártnál jóval összetettebbnek tűnik.

A problémakör további vizsgálatához figyelemre méltó adaléknak ítéljük azonban azt a megfigyelést, hogy a visszaoldó jellegű csepegések többnyire feltűnően erős, s évszakosan alig változó intenzitásúak. Ugyanakkor többnyire egy összetett képződménycsoportnak csak egy-egy tagjára korlátozódnak, azaz mellettük normális intenzitású, építő jellegű csepegések tucatjai találhatóak. Mindezek felvetik azt a már *MAUCHA* (1984) által is vázolt lehetőséget, hogy itt a keveredési korrózió egy sajátos típusával állunk szemben, amelynél az adott csepegések vizét szállító repedések mintegy

gyűjtőcsatornaként működve, a barlangba lépés előtt megcsapolják a környező repedések vizét, ismételt telítődésükre pedig az intenzív vízmozgás miatt a köztömegben belül már nincs lehetőség. E kitüntetett vízszállító képességű „gyűjtőcsatornává” válásra a Pál-völgyi-barlang földtani és környezeti adottságai alapján két kézenfekvő lehetőség is kínálkozik. Közrejátszhat benne egy-egy lokális piritfelhalmozódás (piritgumó) körzetének bekapcsolódása az adott szivárgási pályába, de lehet az a sajnos elő-elő forduló közműtörések koncentrált vízbefolyásainak „öröksége” is.

Befejezésül szeretnék köszönetet mondani Fehér Katalinnak a vízkémiai vizsgálatok elvégzésével nyújtott segítségért, valamint a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport tagjainak a helyszíni megfigyelésekben és a mintavételezésekben való aktív közreműködésükért.

## IRODALOM

- FÜREDI V. – FEHÉR K. (1999): A Pál-völgyi-barlangba beszivárgó vizek mennyiségi és minőségi változásainak vizsgálata a 15603/4 hrsz. ingatlan térségében. – Vizsgálati jelentés. Kézirat, 34 p. TvH Barlangtani Adattár
- FÜREDI V. – TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1999): Cseppkő-visszaoldódási jelenségek a Pál-völgyi-barlangban. – In: Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1998. évi munkájáról, p. 36-47. Kézirat, MKBT Adattár
- JAKUCS L. (1985): A savas esők és a karsztjelenségek. (A barlangi cseppkőképződmények újeletű degradációs szindrómájának kutatása). – Kutatási beszámoló jelentés. Kézirat, 183 p. TvH Barlangtani Adattár
- JAKUCS L. (1986): A savas esők (ülepedések) hatásának nyomai a barlangi cseppkövek visszaoldódásában. – Karszt és Barlang, I. p. 15-22.
- KOGOVIŠEK, J. – KRANJC, A. (1988): A comparative investigation of precipitation and seeping waters of the Postojna Cave. – Acta Carsologica. Magyar nyelvű ismertetés: Karszt és Barlang, 1988. II. p. 11-112.
- MAUCHA, L. (1984): Megjegyzések a „Megkezdődött a cseppkőbarlangok pusztulásának Korszaka?” c. cikkhez. – Természet Világa, 12. p. 567-568.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. – FÜREDI V. (2000): Cseppkő-pusztulási jelenségek vizsgálata a Pál-völgyi-barlangban. – In: Jelentés a Bekey Imre Gábor Barlangkutató Csoport 1999. évi munkájáról, p. 29-45. Kézirat, MKBT Adattár
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1984): A csepegő vizek szennyezettségének vizsgálata a Pál-völgyi-barlangban. – Vizsgálati jelentés. Kézirat, 28 p. TvH Barlangtani Adattár



## AZ AGGTELEKI-KARSZT ZSOMBOLYAI

NYERGES ATTILA

Környezetvédelmi Minisztérium, Természetvédelmi Hivatal, Barlangtani és Földtani Osztály; Budapest, 1025, Szépvölgyi út 162/b nyerges.a@mail4.ktm.hu

*Abstract: The NE-Hungarian folk phrase 'zsomboly' (meaning originally damp sites, swallets, potholes) is widely applied now by speleologists for any caves with vertical entrances in Hungary. The paper defines the concept of typical 'zsomboly' potholes and classifies their morphological elements. From among the 112 potholes known on the Alsó (Lower) Hill, Aggtelek Karst, 4 typical ones are presented, as well as all the 14 further potholes (5 typical and 9 atypical ones) known in other parts of this karst region. Based on the morphological relationship established between the typical 'zsomboly' potholes and the vertical passages explored recently from below in the largest stream caves of the region, the genesis of these potholes as ancient swallets is concluded.*

### I. Bevezetés

Az Aggteleki-karszt zsombolyai elsősorban az Alsó-hegyről ismeretek, azonban hasonló jellegű üregek azon kívül is megtalálhatóak a környék karsztos fennsíkjaiban. Ezek felelhetősége érdekében a vizsgálati kör meghúzásához tisztázni kell, hogy mit értünk zsomboly alatt.

A omboly, zomboly, zsomboly, bolgár jellegű szláv, vagyis ószláv eredetű lehet (DÉNES GY. 1979, 1998.). Fenti elnevezések előfordulnak az Aggteleki-karszton is. Omb(oly)okat már az 1298. évi oklevél is említ László határában, a Telekes-völgy oldalában (DÉNES GY. 1970). Az omboly szó tornagörgőn, a zomboly és a zombor a Gömör-Tornai-karszt egész területén, a zsomboly Szilicén földrajzi köznévként „aknabarlang” vagy „víznyelő”, esetleg „vizenyős hely” jelentésű ma is. Eredeti jelentése — aknabarlang, víznyelő, vizenyős hely — mára már kissé átalakult és kibővült, mivel főleg barlangkutatók között mindenki előszeretettel alkalmazza minden függőleges kezdetű barlangra, sőt ez egyfajta utalást is tartalmaz, mely a kialakulásra és a belső formakincsre egyaránt vonatkozik. Geomorfológiai jelentése van.

A „klasszikus Alsó-hegyi zsombolyok” általános jellemzői a következők:

- Bejáratuk a töbrök oldalában nyílik vagy azok peremén, de semmi esetre sem víznyelők alján.
- Többnyire számos egymástól csak részben elkülönülő akna együttesből állnak.

- Elsősorban vertikális kiterjedésű üregek, amelyeknél még a legnagyobb zsombolyrendszerek párhuzamos aknasorai esetében is igen kis-, néhányszor tíz négyzetméteres alaprajzi területen helyezkednek el.
- Jelenlegi ismereteink szerint egyik zsomboly sem éri el a karsztvízszintet, vagy az alsó vízvezető járatokat (annak emeleti szakaszát sem).
- Látszólag nincs jelentős konkrét víznyelő területük, járataik nem mutatnak nagy mennyiségű víznyelési tevékenységet, nincsen bennük időszakos patak sem, (azonban vízfestési eredmények alapján több karsztforrással való kapcsolatuk kimutatható).

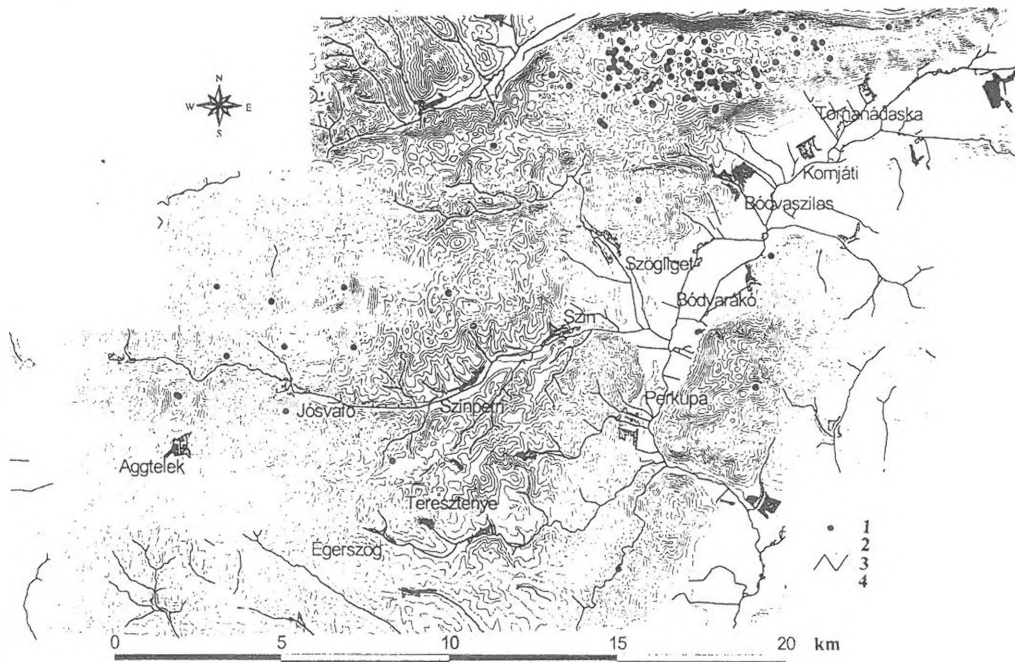
I. táblázat  
Table I.

A zsombolyok főbb morfológiai jellemzői (Nyerges A. 1997. 2000c)  
More principal characteristics of the avens

nagy formák	kis formák		üledékek		
	pozitív forma- elemek	negatív forma- elemek	a barlangban képződő üledé- kek	a felszínről bekerült üledé- kek	
<ul style="list-style-type: none"> <li>- aknaembriók,</li> <li>- normálaknak</li> <li>- óriásaknak</li> <li>- bejáratú aknak</li> <li>- hasadékaknak</li> <li>- egybefortt aknak</li> <li>- meanderaknak</li> <li>- aknalejtők</li> <li>- aknatermek</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- "ablakok", szűk átjárók</li> <li>- felül zárt kúrtók</li> <li>- akna talpak,</li> <li>- álfenekék</li> <li>- cseppkő elrekesztéses akna</li> <li>- beszakadások, zsomboly kezdemények</li> <li>- omladékok</li> <li>- összetöredezett falfelületek</li> <li>- sima képződ-mény mentes falfelületek</li> <li>- fosszilizálódo falfelületek</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- szálkőoszlopok</li> <li>- köpengék,</li> <li>- köhidak, tarajok</li> <li>- párkányok,</li> <li>- kiugrók</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- karrosodott felületek</li> <li>- kicsepegési lyukak</li> <li>- "hullám-kagylók"</li> <li>- gömbüstök, mennyezeti tölcserék</li> </ul>	<p>(<i>autochton</i>)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- cseppkövek,</li> <li>- borsókövek,</li> <li>- heliktitek</li> <li>- egyéb ásvány-kiválások</li> <li>- agyag, agyag-formák</li> <li>- közettörmelék</li> </ul>	<p>(<i>allochton</i>)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- közettörmelék</li> <li>- talaj</li> <li>- biogén eredetű üledékek</li> <li>- antropogén eredetű üledékek</li> </ul>

Az 50 km<sup>2</sup>-es kiterjedésű Alsó-hegyen 112 zsomboly ismeretes, ebből 65 található a magyar oldalon (1. ábra). Ezek a területre oly jellemző hatalmas méretű, lefolyástalan, tál alakú mélyedések — töbrök — északi oldalában nyílnak (általában a felső kétharmadában). Az Alsó-hegyi zsombolyok több mint felének ismert mélysége a -20 m-t sem haladja meg. -50 m-nél mélyebbre 20, míg a -100 m-nél mélyebbre csak 6 — az Almási- (-100), a Szabó-pallagi- (-151 m), a Vecsembükki-zsomboly (-236 m) valamint a szlovákiai Priepast Natrnhutá (-112 m) a Hlinos (-105 m) és az Óriás-zsomboly (-100

m) — hatol le. A rendkívüli "zsomboly sűrűség" elsősorban a 400-500 m tszf. magasslatokból álló fennsíkok területén a triász mészkő közel függőleges szinklinálist mutató szerkezeti egységbe rendeződése és a tektonikus preformáció miatt jöhetett létre (LESS GY. 1998, ZÁMBÓ L. 1998). Az Alsó-hegyi zsombolyok főbb jellemzőit az I. táblázatban foglaltuk össze.



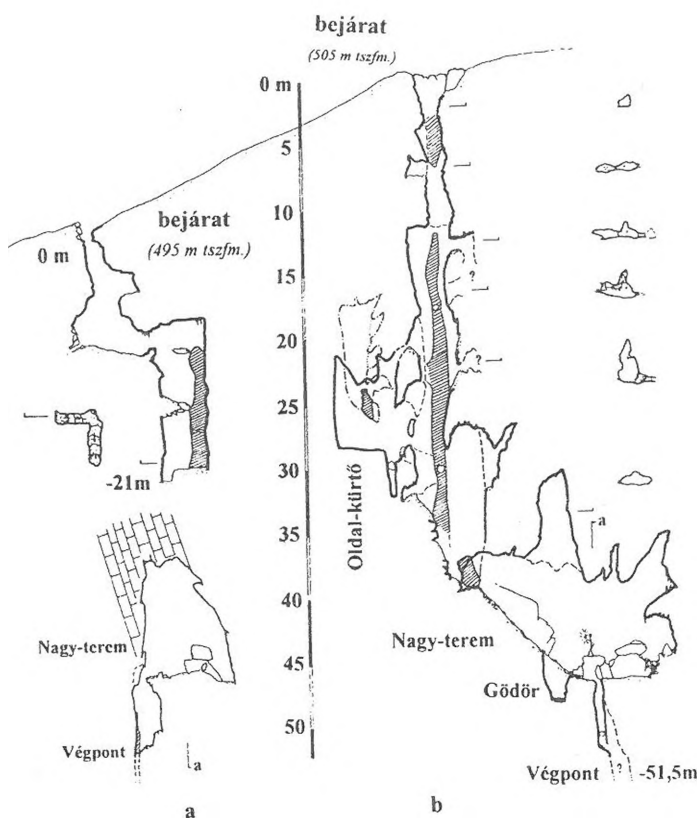
1. ábra: Az Aggteleki-karszt zsombolyai (bejárataik ponttal jelölve)  
 Jelmagyarázat: 1. zsomboly, 2. szintvonal, 3. patak, 4. országhatár  
 Fig. 1: Avens of the Aggtelek-karst (their entrances are to mark with points)  
 Legend: 1. aven, 2. contour line, 3. brook, 4. frontier national boundary

## II. Tipikus zsombolyok az Alsó-hegyen

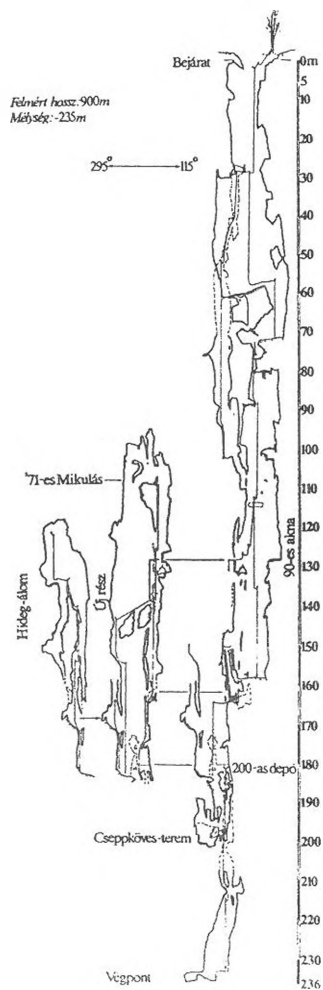
Az alábbiakban röviden szeretnék bemutatni néhány Alsó-hegyi zsombolyt a legnagyobb és tipikusabbak közül:

- *Almási-zsomboly* (-100 m): Az Alsó-hegy fennsíkjának belsejében egy töbör peremén nyílik (514 m tszfm.). A barlang fő részét egyetlen hatalmas átlag 10-15 m hosszú 1,5-5 m széles lefelé táguló, hasadéknakna alkotja, amely a bejárat oldalán három lépcsőben törmelék lejtőkkel tagolva mélyül le. A II-akna hatalmas hófehér cseppkőlefolysa kiszáradt mésztufás medencébe ereszkedik alá, ami mellett vízszintes vörösgyagyas aljzat és az akna oldaláról leszakadt omladék tömbök között lehet lemászni az igen elagyagosodott

végpontra. Több pontjáról holocén cseppkövesedett mésztufával bevont csontlelet került elő (RÁCZ J. 1978). A vízfestési kísérletek alapján a benne leszivárgó vizeket a szlovákiai oldalon fakadó Tapolca- ill. Andó-kerti-forrásba vezeti le (igen lassú: 9,0; 3,9 méter/óra áthaladási sebességgel) (SÁRVÁRI I. 1971).



2. ábra: November 7-zsomboly (a) Széki-zsomboly (b) hossz metszet  
 Fig. 2: The length-section of the November 7-aven (a) and Széki-aven (b)



3. ábra: A Vecsembüki-zsomboly hosszszelvénye  
 Fig. 3. The length-section of the Vecsembüki-aven

- Szabó-pallagi-zsomboly /Baglyok Szakadéka/ (-151 m): A legösszetettebb Alsó-hegyi zsomboly, mely egy nagy lapos töbör oldalában nyílik (490 m tszfm.). Benne szinte az összes, a zsombolyokra jellemző morfológiai forma-elem megtalálható. É-D-i tektonikus zóna mentén kialakult -151 m mély 950 m-nyi függőleges járatai szorosan egymás mellett (41x34 m-es területen) helyezkednek el (ELEKES B. et al. 1992). A leghosszabb óriásaknak, ill. kúrtök erősen megközelítik a felszínt, bennük 2-3 esetleg több hasadék is kimutatható. A párhuzamos hasadékok mentén kibővülő aknákat helyenként csak vékony falak választják el, esetenként teljesen vagy részlegesen egymásba

nyílnak. Összesen 28 db aknájából 3 db haladja meg az 50 m-t, 1 db a 40 m-t. Az erősen elcseppkövesedett, elagyagosodott aknákat számos álfenékre települt aknaterem tagolja. A legalsó zónájában egy idősebb generációjú (fosszilis) lépcsőzetes ősi víznyelőbarlang kapcsolódik bele (Szent-akna), aminek kialakulása valószínűleg független a zomboly többi részétől.

- *Széki-zomboly* (-51 m): Töbör peremen nyíló (505 m tszfm.) 37 m mélységű hasadéknakna vezet a 130 m<sup>2</sup>-es Nagy-terembe. A *közeli November 7-zsombollyal* egymáshoz képest, egy lépcsőzetes, a víznyelőbarlangokhoz hasonló szerkezetbe rendeződik (2. *ábra*). A felső, ősbibb lejáratot a Széki-, az visszafejeződött bejáratot a *November 7-zsomboly* képezi. A zomboly vörösgyagos kitöltése holocén csontanyagot tartalmaz (RÁCZ J. 1978).

- *Vecsem-bükki-zomboly* (-236 m): A legmélyebb Alsó-hegyi zomboly, de -236-m-es mélységével sem éri el a horizontális vízvezető járatokat. Az erős tektonikus preformáltság mellett a beszivárgó vizek korrozója határozza meg az aknák arculatát. A 900 m hosszúságú függőleges járata 14x28 m-es alapterületen koncentráli (251 m tszfm). A sűrűn egymás mellett található aknákat helyenként csak vékony falak választják el, melyeket kőpengék, kőhidak és párkányok tagolnak. Az aknák között ablakok jelentik az összeköttetéseket (3. *ábra*). A tektonikus hasadékok mentén kibővülő aknák, más alárendelt tektonikai vonalakkal kiegészülve alkotnak nagyobb légteretet, esetenként több akna egymásba oldódásával. Összesen 19 db akna közül, lényegében 4 db nagymélységű akna (83, 65, 60, 53 m) adja a zomboly fő részét. Ezen kívül a 4 db 30 m, 2 db 20 m, 6 db 10 m feletti és 3 db 10 m alatti akna alkotja. A zomboly mélyzónájában két nagy méretű csomóponti aknaterem található. Formakincsét az elcseppkövesedés, elagyagosodás és az omlások is nagymértékben formálták.

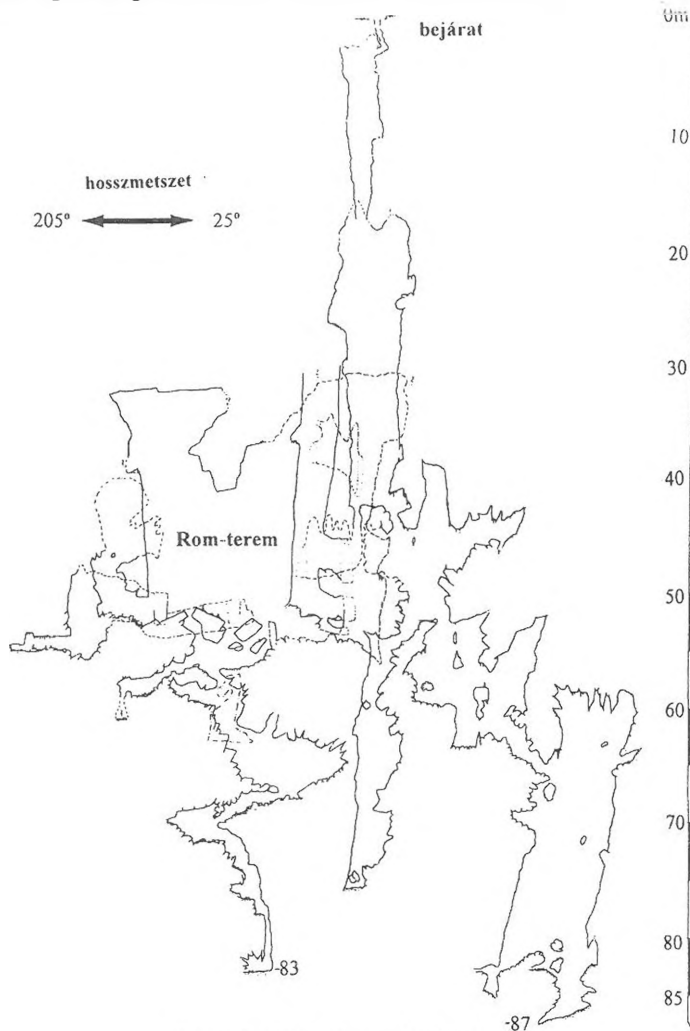
A zomboly több pontján vett vörös agyagmintáiban dihexagonális kvarc-szemcsék, metamorf kőzetszemcsék, kvarckaviccsok és limonit szemcsék találhatóak, amik egyértelműen egykori riolittufaszórásra és egykori törmelékes fedőhegységre utalnak (SZENTHE I. 1971).

A bejáratától távoli -183 m-es mélységben nagyméretű emlőcsontokat találtak, amiből a zomboly relatíve gyors átrendeződésére lehet következtetni. A vízfestési kísérletek alapján a benne leszivárgó vizeket a szlovákiai oldalon fakadó Zsámány-, ill. Kör-kútba vezeti le (SÁRVÁRI I. 1971).

### III. Zsombolyok az Aggteleki-karszt területén

Az *Alsó-hegy* tipikus zombolyain kívül, az *Aggteleki-karszton* még tizennégy zomboly jellegű barlang ismert. Ezek közül csak öt felel meg a fenti fő

kritériumok mindegyikének. A további kilenc hasonlóan zsomboly jellegű üregben, esetleg más genetikára utaló forma is előfordul.



4. ábra: A Baradla-tetői-zsomboly hosszszelvénye  
 Fig. 4: The length-section of the Baradla-tető-aven

### 1. Tipikus zsombolyok az Aggteleki-karszt területén

- *Baradla-tetői-zsomboly* (-87 m): Az Alsó-hegyen kívüli legnagyobb kiterjedésű tipikus zsomboly (306 m hosszú). A *Baradla-barlang* feletti fennsíkon egy töbor oldalában nyílik (473 m tszfm.). Határozott hasadékrendszer mentén alakult ki jellemzően a függőleges, -87 m mély, alsó régiójában többaknás zsomboly (4. ábra). Az pusztulófélben lévő főleg omladékos formakincs

mellett a cseppköves és borsóköves képződmények igen gyakoriak. Kitöltésében jellemző az agyagos kőzettörmelék, de néhol kvarckavics is előfordul benne (GRUBER P. 2000). Az aknában a zombolyokra jellemző tipikus formakincs figyelhető meg: kőpengék, párkányok, kipreparálódott szálkőoszlopok, valamint a falakon lévő oldási csatornák és karrosodott felületek.

- *Ciprus-barlang* (-5,5 m): A Haragistya fennsíkján Ocsisnya-tetőtől D-re lévő töbör Ny-i oldalának peremén nyílik (520 m tszfm.). Töbör peremi helyzete és függőleges járata tipikus zombolyra utal. Jelenleg -2,5 m mélységű, de a '70-es évek elején -5,5 m-ig kibontott É-D irányú hasadék, az alján kő-törmelékkel. Kitöltésének faunája a korai holocén boreális szakaszának első felére tehető (kb. ie. 8000-7000), ami szintén fiatal betemetődésre utal (KORDOS L. 1974). A mezolitikumban eltömődött barlang feltételezhetően a *Vass Imre-barlangrendszer* vízgyűjtő területéhez tartozik, annak egykori víznyelője.

- *Eger-zomboly* (4,5 m): A *Baradla-tetői-zomboly* szomszédságában nyílik a töbör K-i peremén (467 m tszfm) attól 80 m-re. -4,5 m mély keskeny hasadék.

- *Féldecis-barlang* (-7,5 m): A *Láz-tető töbrének* DNy-i pereme alatt 5 m-el nyílik (367 m tszfm) a -7,5 m mély zomboly. Egykori víznyelő járat lehetett, ami a felszín erőteljes lepusztulása miatt mára már szinte teljesen elveszítette vízgyűjtő területét. Valószínűsíthető, hogy hidrológiai kapcsolatban van az alatta 60-70 m-el mélyebben húzódó *Béke-barlanggal*. A 2 m vastagságban feltárt üledékréteg alig pár száz éves csontleletet tartalmaz (GASPARIK M. 1999, NYERGES A. 1999c).

- *Nagyoldali-zomboly* (-28 m): A Nagyoldal egyetlen ma ismert zombolya, amely a fennsíkon egy töbör K-i oldalában nyílik (550 m tszfm). Formakincse alapján valószínűsíthető, hogy egy régi vízgyűjtőjét elvesztett, feltöltődő víznyelőbarlang maradványa. A jelenleg -28 m mély akna gyors betemetődését a 10 m vastagságban feltárt üledékrétegek viszonylag fiatal kora jellemzi, mely csak néhány ezeréves (bronzkori). Hidrológiai kapcsolatai tisztázatlanok, de feltételezhető, hogy a *Kossuth-barlang* vízgyűjtőterületébe tartozik.

## 2. Nem tipikus zombolyok az Aggteleki-karszt területén

- *Büdös-lyuk* (-16 m): Egy vízmosás aljában (297 m tszfm) frissen felnyílt -24 m mély helyenként jelentősen kitáguló függőleges aknabarlang. Aljzatát agyagos, kőttörmelék alkotja, ahol CO<sub>2</sub> felhalmozódást észleltek. Elképzelhető, hogy a völgyben felette lévő *Patkós-barlanggal* (-16 m) szoros hidroló-



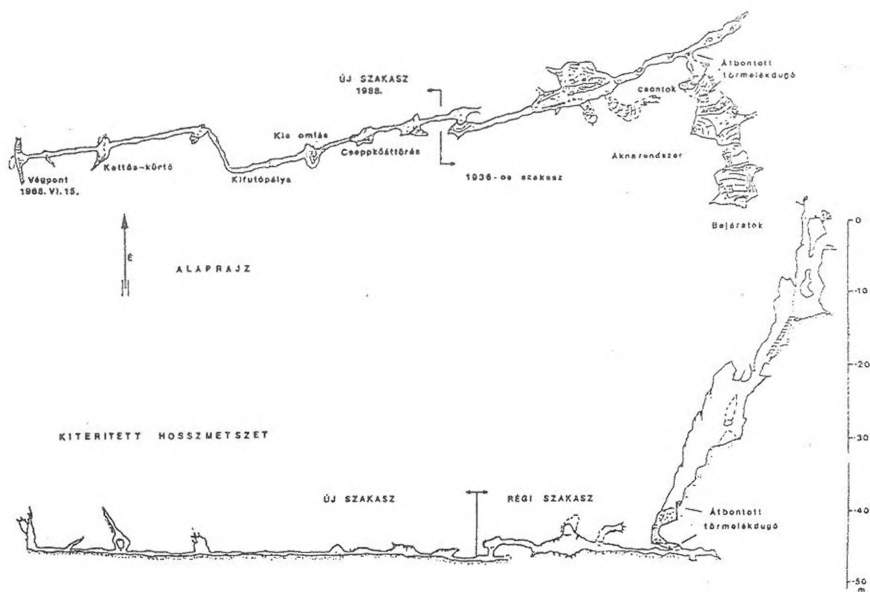
giai kapcsolatban lehet, valamint a feltételezhetően a vízmosás alatt húzódó kisebb barlang rendszerrel is.

- *Csengő-kút* (-24 m): A Telekes-völgy oldalában nyílik (200 m tszfm) a paták felett 30 m-el. Elképzelhető, hogy egykor víznyelőként működött majd a Telekes-völgy gyors bevágódása miatt inaktívvá vált, de nem túl nagy mélysége (-24 m) miatt a völgy oldalában kialakult forrásbarlangként is értelmezhető (NYERGES A. 2000b).

- *Gergés-lápai-víznyelőbarlang* (-23 m): Egyetlen -23 m mély képződménymentes keskeny hasadéknakna. Egy nagy uvala Ny-i oldalában nyílik a *Kosuth-barlang* feletti töbörös fensíkon, mellyel kapcsolata vízfestéssel igazolt. Az időszakosan aktív víznyelő bejárata (270 m tszfm) lassan a töbör kimélyülésével annak oldalába helyeződik át.

- *Gerinc-zsomboly* (-10,5 m): Az esztramosi barlangokhoz hasonlóan feltételezhetően freatikus kialakulása a 10,5 m mély függőleges járatú üreg. A területen egyetlen töbör sem ismeretes (a bányászat előtti időkből sem). (300 m tszfm)

- *Kis-Háló-réti-beszakadás* (-16 m): Kialakulása a közeli töbör miatt zsombolyra utal, de formakincse alapján egy mára már jelentős vízgyűjtő nélküli, eltömődött víznyelőbarlangra lehet következtetni. Valószínűleg a Kopolya-forrás vízrendszerének egykori nyelője (392 m tszfm).



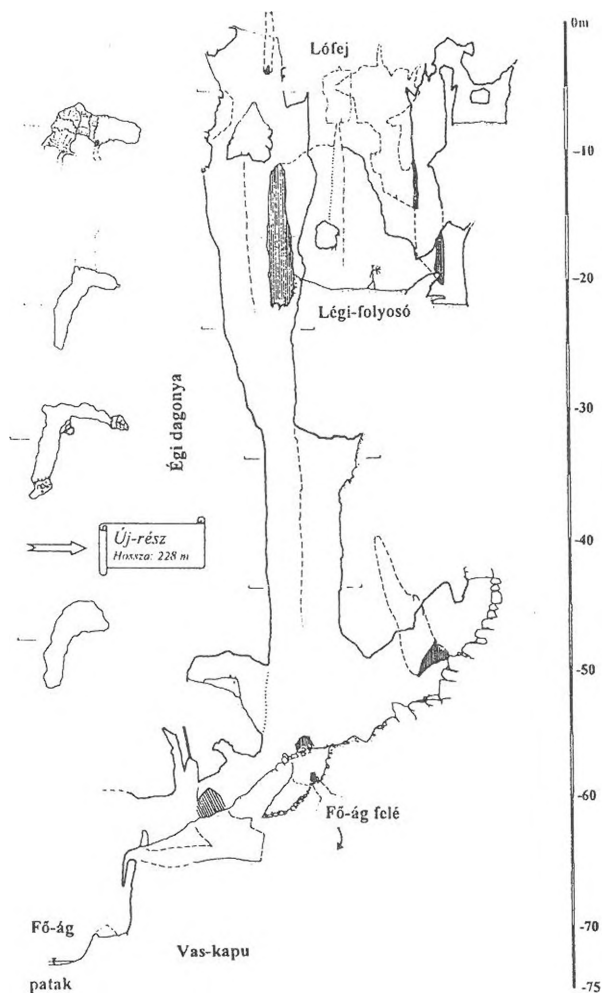
5. ábra: A Kopolya-zsomboly  
Fig. 5: The Kopolya-aven

- *Kopolya-zsomboly* (-42 m): A bejárat (291 m tszfm) alatti -40 m-nyi függőleges járat elér egy inaktív, erősen feltöltött 150 m hosszú vízszintes folyosót, ami biztosan a Kopolya-forrás egykori forrásjárata volt és ma már, mint emeleti szint értelmezhető (5. ábra). A függőleges szakasz valószínűleg egykor víznyelőbarlangként működött és a felszín lepusztulása miatt került a mai hegyoldali helyzetbe (a forrás felett 76 m-re), de lehetséges, hogy a relatív nagy mélység ellenére árvízi forrásjárata volt.
- *Kurisztlan-fői-zsomboly* (-16,5 m): Összetett, több párhuzamos aknából álló, -16,5 m mély aknabarlang, mely egy völgy aljában (hegyoldal) nyílik (360 m tszfm). Feltételezhető, hogy egykor *Kossuth-barlang* víznyelőjeként működött és csak később került a völgy mélypontjáról magasabb helyzetbe.
- *Sehova-zsomboly* (-43 m): Hasadékos járata teljesen vertikális. Bejárata hegyoldalban nyílik (335 m tszfm), nem kapcsolódik egyetlen töbörhöz sem. Valószínűleg a Babot-kút vízrendszerének egykori nyelője.
- *Tücsök-lyuk* (-30 m): Bejárata egy ellaposodó hegyoldalban nyílik (351 m tszfm), nem kapcsolódik egyetlen töbörhöz sem Genetikailag nem teljesen tisztázott, de valószínűleg szoros összefüggésben van a völgy aljához közelebbi Micimackó-kuckója nevű szintén függőleges hasadék jellegű -9 m mély üreggel. Feltételezhető, hogy ugyanazon vízrendszer inaktív forrás üregei (árvízi forrasszáj). Ezt valószínűsíti, hogy az egész terület jelenleg is emelkedik. Ezzel áll kapcsolatba Lófej-forrás jelen idejű fokozatos elapadása és mélybefejeződése.

#### IV. Zsombolyok a patakos barlangokban.

A felsorolt függőleges aknabarlangok között van freatikus kialakulású vertikális üreg, tipikus víznyelőbarlang (időszakosan aktív) és szárazzá vált forráskürtő is. Mindegyik kialakulása más-más hidrológiai körülmények között zajlott le. Az Alsó-hegyi zsombolyok esetében a forráskürtő, ill. a freatikus (víz alatti) kialakulási mechanizmus kizárható, a nagy mélységig is lehatolni képes aknarendszerek, valamint az ismert domborzati (fennsíki elhelyezkedés) helyzet miatt.

Tehát a kérdés a következő: a felülről a karsztos kőzetbe bejutó víz oldási folyamatának intenzitása, azaz lassú beszivárgás vagy időszakos befolyás útján hozta létre a zsombolyokat? A beszivárgás esetében elképzelhető, hogy az aknák nem kapcsolódnak horizontális karsztos vízvezető járatokhoz. Egyelőre ezt támasztják alá ismereteink. Lásd Alsó-hegy zsombolyok!

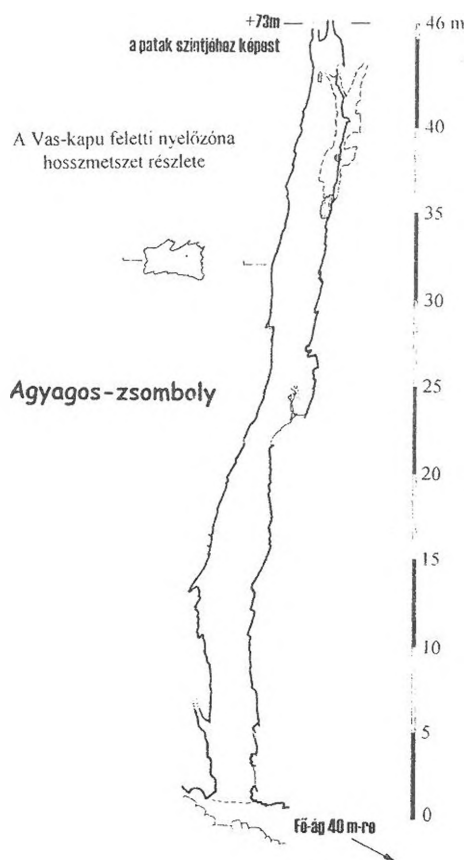


6. ábra: A Béke-barlang legnagyobb ismert kürtője az Égi dagonya (hosszmetset)  
 Fig. 6: Biggest pipe the Égi dagonya, which there is in Béke-cave (length-section)

Vizsgáljuk meg ugyanezt fordított módon: a horizontális karsztos vízvezető járatokból indulnak-e ki hasonló formakincsű „zsomboly jellegű” függőleges kürtőrendszerek? Úgy tűnik, hogy igen. Az Aggteleki-karszton a következő (nem Alsó-hegyi) barlangokról vannak ilyen információink (NYERGES A. 2000).

- Béke-barlang /Égi dagonya, Tavasz-kürtő, Fekete-zsák-terme, Pletykafészek/: 7183 m hosszú átmenő patakos barlang. A vízszintes Fő-ágra számos további alárendelt horizontális oldaljárat és függőleges kürtő csatlakozik be (SZUNYOGH G. 1995). Ezek közül a legnagyobb a +73 m magas Égi Dagonya szakasza. Az 58 m magas kürtő oldal folyosójának mennyezete

meanderszerűen végződik, főknáját pedig egy 2 m széles agyagdugó zárja le, ami a felszínen a felette lévő töbör mélypontját 1,5 m-re közelíti meg, ami nem azt jelenti, hogy ennyi választja el a felszíntől, mivel a kürtő teteje a töbör oldalába fut fel (6. ábra). A felderített 8 magasba nyúló kürtő, és több mint 25 sziklamászó technikát igénylő, napjainkig feltehetőleg be nem járt barlangszakasz közül részletesen átvizsgált négy nagy kürtőrendszer mindegyike egy-egy nyelőzóna, ősi (inaktív) vízbefolyási pontja, ami a barlang eddig megismert vízutási rendszerétől ellentétesen, jellemzően vertikális, azaz: „zsombolyszerű”. Annál is inkább mivel mind a négy egy-egy töbör oldalához kapcsolódik (NYERGES A. 1998, 1999ab, 2000a).



7. ábra: A Baradla-barlang legnagyobb ismert kürtője az Agyagos-zsomboly (hosszmeteszete)  
 Fig. 7: Biggest pipe the Agyagos-aven, which there is in the Baradla-cave (length-section)

- Baradla-barlang /Vas-kapu zónája, Agyagos-zsomboly, Tündér-vár-kürtő/:  
 25 km hosszú átmenő, emeletes barlangrendszer. Az óriási méretű időszak-

san aktív vízszintes járatokra számos több kilométer hosszú szintén jellemzően horizontális oldalág fűződik fel, valamint a járatokba több helyen ősi (inaktív) vízbefolyások pontjai láthatóak. Ezek közül a részletesebben átvizsgált a Vas-kapu feletti zóna, ami egy kiterjedt több ágra szakadozott lejtőlépcsőzetes és vertikális nyelőrendszer. Az eddig számontartott klasszikus baradlai, jellemzően horizontális vízbejutási rendszerétől eltérő: főként vertikális, azaz „zsombolyszerű” (7. ábra). A megvizsgált kürtők zónája szintén egy-egy töbor oldalához kapcsolódik (NYERGES A. 2000c).

- Szabadság-barlang /Új rész kürtője/: 3284 m hosszú időszakosan aktív víznyelőbarlang, jelentősebb oldalág nélkül. A végponti zónájában, a közelmúltban feltárt utolsó 500 m-es szakaszában egy magas kürtőt találtak, ami egy ősi (inaktív) vízbefolyási pont. Ez a barlang eddig megismert horizontális vízjutási rendszerétől eltérő, jellemzően vertikális. Sajnos ennek a részletes feldolgozása még nem készült el.

## V. Következtetések

Kizárólag morfológiai megfigyelésekkel alátámasztható az, hogy a patakos barlangok kürtőinek az arculata nagyon sok egyezést mutat az eddig csak a felszínről ismert zsombolyok aknáik formakincsével. Tehát, többé-kevésbé hasonló módon kellett kialakulniuk.

Azaz, eddigi ismereteink alapján valószínűsíthető, hogy a zsombolyok a felülről bejutó víz oldó hatására alakultak ki. Ez a beszivárgó, de főleg a tágasabb keresztmetszetű üregek esetében nagyobbbrészt a befolyó víz egykori jelenlétére utal. Megállapítható, hogy a vertikális járatok a magasabb fennsíkok alatt alakultak ki és ezek egykor víznyelőként működtek. A víznyelők markáns formái lassan a töbrökké alakultak át és a helyi mikroklimatikus hatások érvényesülése miatt az egykori mélypontjuk áthelyeződött.

A zsombolyok kedvező közettani viszonyok (jól oldódó vastag kifejlődésű mészkő), meghatározó tektonikai előkészítettség (preformáltság) és a kiemelt jellegű lefolyástalan domborzati helyzet adottságai mellett kezdtek kialakulni. A megfelelően hosszan tartó idő alatt ezek létrejötté természetes. A víz változó, de optimális klímaviszonyok alatt a hűvösebb időszakokban inkább lefelé tágitja az üregeket, mivel a karsztba bejutó csapadék alacsony hőmérséklete miatt az oldás folyamata lassúbb, ezért az még oldóképesen érkezik a nagyobb mélységekbe is (JAKUCS L. 1971). A nyiltabb, kevésbé beerdősödött térszíneken kevesebb a növényzet párolgása és ezért több csapadék jut a kőzet repedéseibe.

A zsombolyok között több generáció kifejlődése rögzíthető. Az idős pusztulófélben lévő, szinte teljesen feltöltődött töborperemi zsombolyroncsok

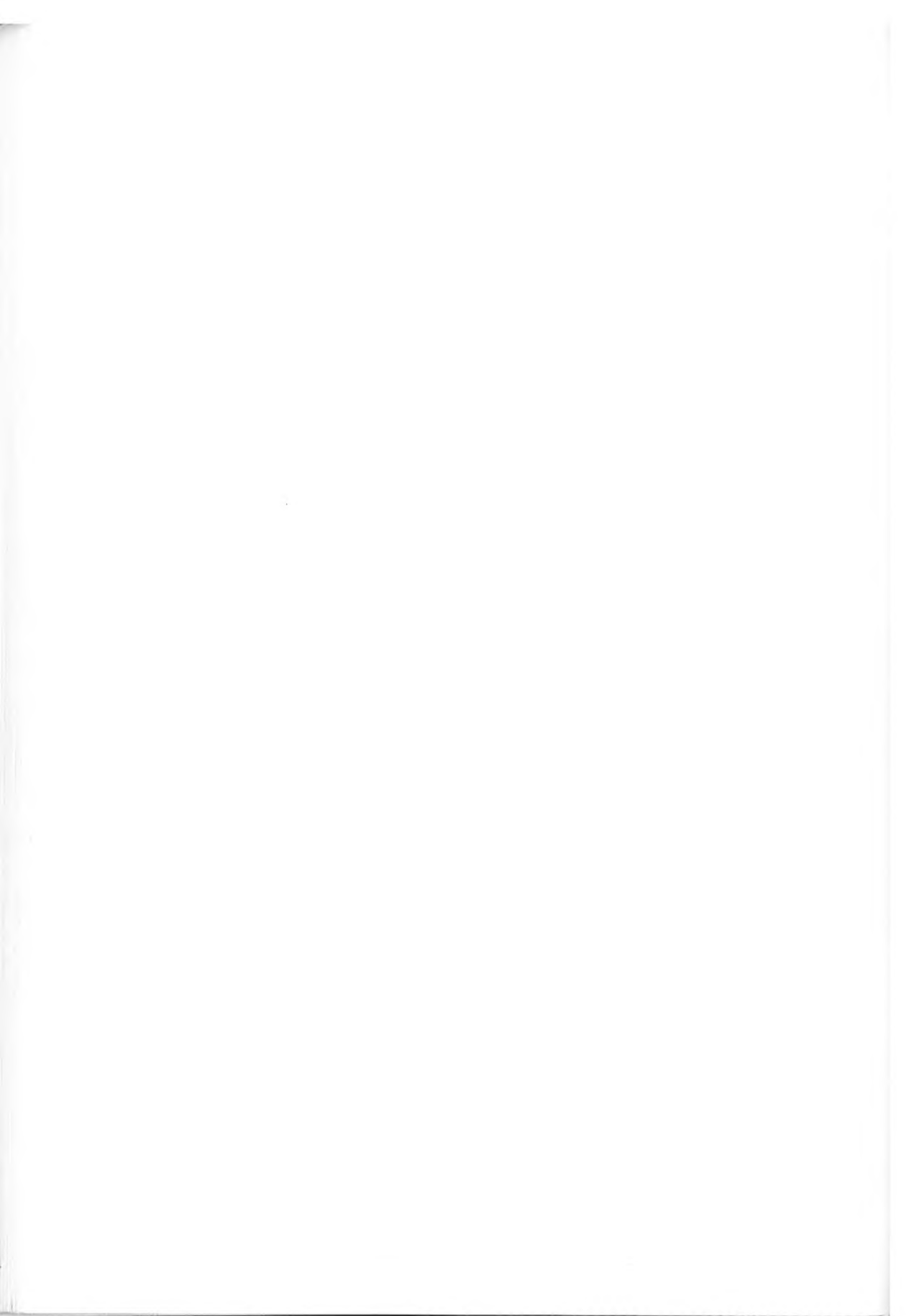
főleg a magas fennsíkokon vannak, a fiatal még ma is viszonylag intenzív oldódással bíró aknabarlangok inkább az alacsonyabb, nagyobb vízgyűjtőjű térszíneken helyezkednek el.

A zombolyok bejáratai a legfejlettebb aknák esetében valószínűleg eleve nyitottak voltak, és a felszín lepusztulásával további aknamélységig tárultak fel, azonban előfordulhatott, hogy teljesen elhantolódtak az egykori üregek. A kevésbé fejlett aknák esetében pedig, ha azok nem közvetlenül a felszínről indultak, akkor többnyire csak a fel-, ill. beszakadással (lepusztulás) nyíltak fel (esetleg bontással).

## IRODALOM

- DÉNES GY. (1970): Az első irodalmi adat a Tornai-Alsó-hegy zombolyairól — Karszt és Barlang I. p. 19-20.
- DÉNES GY. (1979): Mi a zomboly és honnan ered ez a szó? — A KPVDSZ VMTE Évkönyve 1979 p. 275-278.
- DÉNES GY. (1998): Történeti áttekintés a XIX. Század második feléig – Az Aggteleki Nemzeti Park, Mezőgazda Kiadó, p.338-377.
- ELEKES B. — NYERGES A. — NYERGES M. — ROSE GY. (1992): A Szabó-pallagi-zomboly (Baglyok szakadéka) újabb kutatásának eredményei. — Karszt és Barlang 1992, I-II. p. 3-10.
- GASPARIK M. (1999): Az Aggteleki Nemzeti Park barlangjaiban talált csontleletekről — XII., KöM TvH BTO, Kézirat
- GRUBER P. (2000): A Baradla-tetői-zomboly — KöM TvH BTO, Kézirat
- GRILL J.—KOVÁCS S.—LESS GY.—RÉTI ZS.—RÓTH L.—SZENTPÉTERI I.(1984.) — Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete — Földtani Közöny IV.
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája — Akadémia Kiadó, Budapest
- KORDOS L. (1974): Gerinces ősmaradványok az Ocsisnya tetőről — MKBT beszámoló 1974. p. 5-7
- LESS GY. (1998): Földtani felépítés - Az Aggteleki Nemzeti Park, Mezőgazda Kiadó, p. 26-41.
- NYERGES A. (1989): A Baglyok Szakadékanak térképe. — KöM TvH BTO Kézirat.
- NYERGES A. (1992): A Vecsembükki-zomboly térképe. — KöM TvH BTO Kézirat.
- NYERGES A. (1997): Morfológiai megfigyelések Alsó-hegyi zombolyokban — BEAC 1997. évi jelentése

- NYERGES A.* (1997): Az Alsó-hegy zsombolyainak felszín alatti morfológiája — ELTE TFK Földrajz Tanszék, Szakdolgozat
- NYERGES A.* (1998): Béke-barlangi kutatások. — BEAC 1998. évi jelentése; Barlangkutatók Szakmai Találkozója Kiadvány.
- NYERGES A.* (1999a): Több mint 40 év után újabb feltárások a Béke-barlangban — MKBT Tájékoztató 1999 január-február.
- NYERGES A.* (1999b): Kürtömászás a Béke-barlangban. — MKBT Tájékoztató 1999 július-augusztus.
- NYERGES A.* (1999c): A Féldecis-barlang kutatása. — KöM TvH BTO, Kézirat.
- NYERGES A.* (2000a): A Béke-barlang másik arca. — MKBT Tájékoztató 2000 I-II.
- NYERGES A.* (2000b): Az Aggteleki-karszt barlangjai (Kataszteri feldolgozás)— KöM TvH BTO, Kézirat
- NYERGES A.* (2000c): Az Aggteleki-karszt ismeretes zsombolyai — ELTE TTK Földrajz Tanszék, Szakdolgozat
- RÁCZ JÓZSEF* (1978): A VMTE Vass Imre csoport tagjai által gyűjtött üledékmintáinak öslénytani elemzése.
- SÁRVÁRY I.* (1971): Viznyomjelzés az Alsó-hegy zsombolyaiban — Karszt és Barlang I. p. 25.
- SZENTHE I.* (1971): Vízföldtani vizsgálatok a Vecsem-bükki-zsombolyban — Karszt és Barlang II. p. 57.
- SZUNYOGH G.* (1995): A Béke-barlang speleológiai értékeinek összegzése — KöM TvH BTO, Kézirat
- ZÁMBÓ L.* (1998): Az Aggteleki-karszt felszínalaktani jellemzése. — Földr. Ért. p. 359-378.
- ZÁMBÓ L.* (1998): Az Aggteleki-karszt felszínalaktani jellemzése - Az Aggteleki Nemzeti Park, Mezőgazda Kiadó, p. 70-95.





## AZ ÓZD–PÉTERVÁSÁRAI-DOMBSÁG BARLANGJAI

HEGEDŰS ANDRÁS

3300. Eger, Petőfi S. u. 26.

*Abstract: This paper shows the recesses and caves of Ózd–Pétervásárai-hills. This slir, sand and sandstone built ridge of hills is situated between Ózd and Pétervására towns (NE Hungary). In this area there are a number of smaller hollows and some bigger caves in the rocks of sandstone. The hollowes are mainly formed by selective denudation (physical and chemical weathering, linear and areal erosion etc.) But the karstic processes also take part of some caves (for example Szarvas-kői cave, cave of Gyepes valley) formation and development.*

### Bevezető

Magyarország sok szempontból még kevésbé ismert és kutatott kistája az Ózd–Pétervásárai-dombság (a manapság használatos térképeken, nem túl szerencsés megnevezéssel, Heves–Borsodi-dombságként szerepel). Az ezen a területen folytatott felszínalaktani vizsgálatok során figyeltem fel a számos kisebb-nagyobb egymástól nagymértékben különböző homokköüregre. Jelen cikkben a jelentősebbek leírásával próbálom a figyelmet erre a kistájra és érdekes képződményeire felhívni. Bár a vizsgálatok még igen kezdeti szakaszban tartanak igyekszem az üregek kialakulására is magyarázatot adni és azokat ilyen szempontból rendszerezni.

### A terület felépítésének és felszínfejlődésének vázlatja

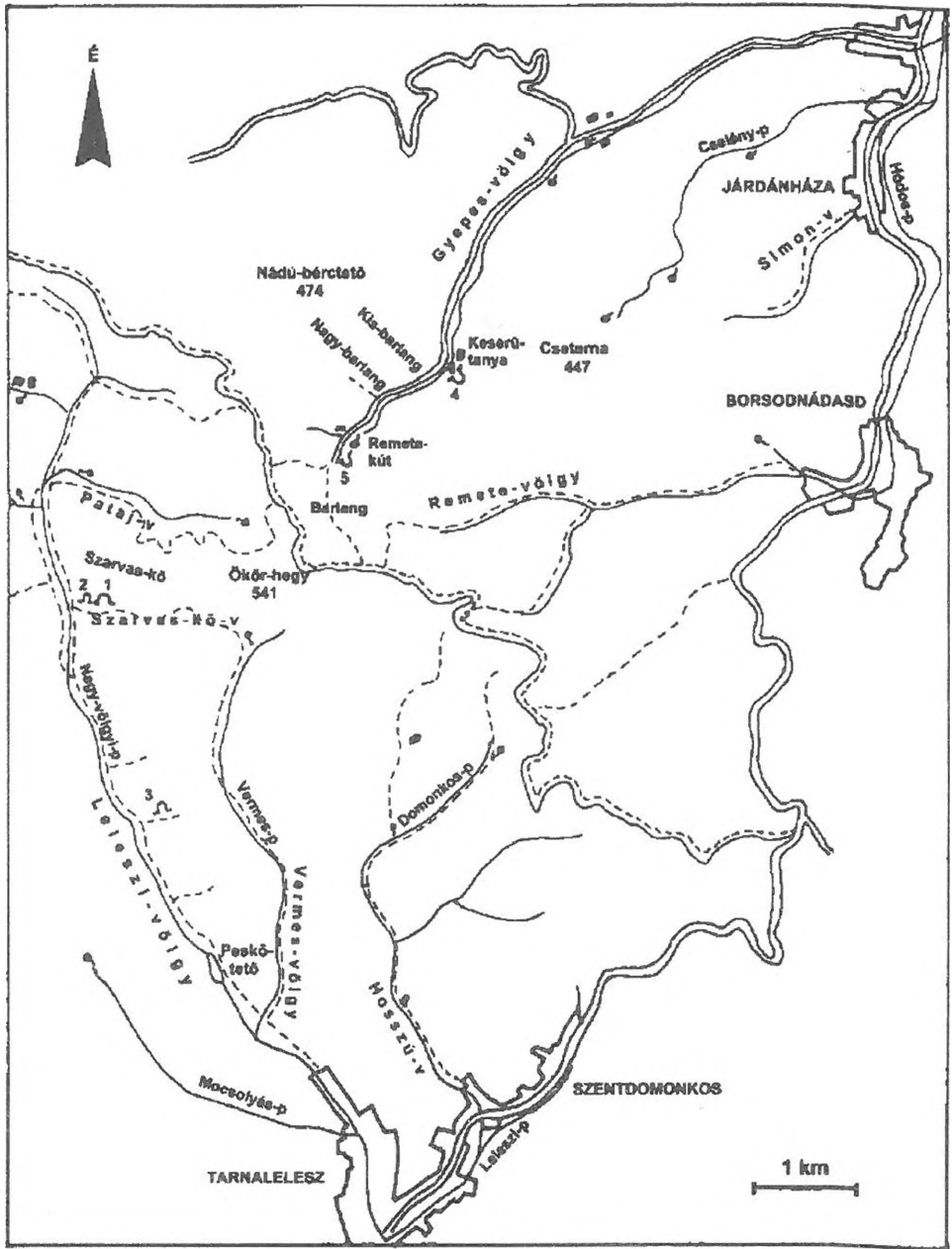
A terület földtani, földtörténeti fejlődésének vizsgálatához a harmadidőszak kezdetéig kell visszatekinteni. Ennél idősebb képződmények sem a felszínről, sem mélyfúrásból nem ismertek.

Az eocénban rakódott le a Recsk–Pétervására–Bükkszék térségében meglévő Budai Marga Formáció üledékanyaga, melyre a kistáj déli részén az oligocén Tardi Agyag Formáció, majd az erre következő Kiscelli Agyag Formáció üledékfolytonosan települ (BALOGH K. 1964). A helyenként homokos, kavicsos, tufás rétegeket is tartalmazó összlet legnagyobb vastagsága több mint 1000 m, de az üledékgyűjtő medence peremei felé elvékonyodik és kiékelődik (BÁLDI T. 1998). A kistáj északi részéről (a Leleszi-pataktól északra) a fenti képződményeket nem írták le. Ezekre a jellemzően nagyobb mélységben elhelyezkedő összletekre települnek a kistáj jelenlegi felszínét hordozó kőzetek. A Pétervására–Váraszó–Bükkszenterzsébet–Tarnalelesz–Szentdomonkos vonal mentén nagy felszíni elterjedésben erősen csillámos,

entdomonkos vonal mentén nagy felszíni elterjedésben erősen csillámos, apokához (slírhez) hasonló középső–felső-oligocén szürke agyagos homok és homokos agyag ismert.

A felső-oligocén (egri korszak) regressziót a hasonló elterjedésben nyomozható homokos agyagmárga és márgás homokkő jelzi (BALOGH K. 1964, SCRÉTER Z. 1942). A miocénba átvezető egri korszak végén tengeripartszegélyi homok és homokkő, valamint nyíltvízi agyagos üledékek rakódtak le. Ezen, a kistájra legjellemzőbb összletek közé tartozik a korábban felső-kattinak leírt (JASKÓ S. 1940, SCHRÉTER Z. 1942) durvaszemű, álrétegzett, keresztrétegzett, sárgás színű, gyakran aprókavicsos homok és homokkő. JASKÓ S. (1940) az összletet három típusba sorolta, melyek közül a főleg dombságszegélyi területekre jellemző, meredek sziklafalakat alkotó, rétegzett, keresztrétegzett, álrétegzett homokkő megfeleltethető a sekélyvízi környezetben képződött Pétervásárai Homokkő Formáció glaukonitos homokkövének. A formáció jellegzetes álrétegzett szerkezetét a mészben gazdagabb padokból kipreparálódó konkréciók és homokkőcipók sorai adják. A másik két típus vékonypados, rétegzett agyagos laza homok, agyagmárga összlete leginkább a Szécsényi Slír Formáció partközeli-sekélytengeri zöldesszürke, finomhomokos, csillámos, agyagos aleurit, agyagmárga összletével feleltethető meg. A miocén eggenburgi korszakában eleinte még folytatódott a Szécsényi Slír képződése, mely a Pétervásárai Homokkövel összefogazódva 600-800 m vastag összletet alkot. Az ekkor lejátszódó szávai hegységképző szakasz során alakult ki a terület szerkezete (SCHRÉTER Z. 1942). A KDK–NyÉNy-i irányú nyomóhatás következtében a Bükk és környékének idősebb kőzeteihez torló üledékek ÉÉK–DDNy-i csapású redőkbe gyűrődtek. Ezen redők egyikének része a bükkszéki boltozat, mely észak felé szinklinálisba megy át, melynek mélypontja Heves és Borsod megye határán, a térszín legmagasabb része alatt van. A bükkszéki boltozat és a vajdavári teknőrész között a tarnai törés a határ (SZENTES F. 1951), melyet a Leleszi-p. („Leleszi-Tarna”) völgye is követ (SZÉKELY A. 1958). Végül a területen foltokban a szávai orgén fázishoz kapcsolódó vulkanizmus erősen mállott termékei is megtalálhatók (HÁMOR G. 1998).

A negyedidőszakból az alluviális üledékek mellett a kistájra igen jellemző szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások üledékei és a jégkorszakokban a szélvédettebb felszíneken felhalmozódott homokos lejtőlössz, más néven palóclössz említhető meg.



1. ábra: A vizsgált barlangok elhelyezkedésének térképvázlata  
 Jelmagyarázat: 1. Szarvas-kői-barlang, 2. Áltektonikus barlang, 3. Peskői-barlang, 4. Keserői-barlang, 5. Remete-barlang

Fig. 1. Sketch map of the location of the studied caves  
 Legend: 1. Szarvas-kői-cave, 2. Áltektonikus cave, 3. Peskői-cave, 4. Keserői-cave, 5. Remete-cave

## A terület domborzati, vízrajzi, éghajlati jellemzői

A kistáj 150–541 (Ökör-h.) m közötti tengerszint feletti magasságú tagolt hegyközi dombság. Az erős tagoltságból és a viszonylag nagy tengerszint feletti magasságból következően nagy az átlagos relief:  $120 \text{ m/km}^2$ , ami csak a legészakibb részeken csökken  $60\text{--}80 \text{ m/km}^2$ -re (MAROSI S. – SOMOGYI S. 1990). A felszínt jellemzően É–D-i futású patakok szabdalják fel, melyek völgyeinek egy része szerkezetileg előjelzett. Az átlagos vízfolyássűrűség  $5,7 \text{ km/km}^2$ . A terület nagy része a Felső-Tarna bal oldali vízgyűjtőjéhez tartozik, melynek fő vízfolyása a Leleszi-patak. Kisebb északi része a Hangony-patak vízgyűjtője (MAROSI S. – SOMOGYI S. 1990).

A kistáj felszínalaktanilag két jól elkülöníthető részre tagolható. A központi magasabb, eróziós formákkal jellemezhető alacsony hegységi jellegű területet az alacsonyabb térszíneken kialakuló szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások által hullámosított eróziós–deráziós dombság mintegy „hegylábfelszín” veszi körül. Az alacsony hegységi hatást erősítik a puhább összletekből kipreparálódó, magas homokkőfalakat alkotó Pétervásárai Homokkő F. ellenállóbb tömegei. A gyakran több mint 100 m hosszú sziklafalakat a hátravágódó vízmosások látványos homokkőormokká tagolják fel.

## A terület barlangjairól általában

A terület barlangjaira DÉNES GY. (1975) hívta fel a figyelmet, aki az árulkodó topográfiai nevek (pl. Peskő, Vermes-v.) alapján egy helyi pásztor segítségével talált meg és írt le két barlangot a Leleszi-völgy mentén: egyet a Szarvas-kő sziklafalában, egyet a Peskő-tető oldalába mélyülő vízmosásban. Ezen a nyomon elindulva a Nagy-völgyi-patak (a Leleszi-v. vízfolyása) vízrendszeréhez tartozó völgyek és vízmosások sziklafalait átvizsgálva számos kisebb üreget, néhány nagyobb kőfülkét és egy áltektónikus barlangot találtam. A kistáj É-i (Borsod megye területére eső) részén pedig a helybeli (járdánházai) erdészek segítségével két részben természetes, részben mesterséges üreget ismertem meg a Gyepes-völgyben (I. ábra).

A kisebb, pár 10 cm átmérőjű és hasonló mélységű üregek jellemzően a meredek sziklafalakban alakulnak ki. A sziklaormokat alkotó álrétegzett homokkőből kipreparálódó konkrécio- és homokkőcipók kipergése után hátramaradó sekély üregek árnyékmállással<sup>1</sup> mélyülnek tovább. Szelektív lepusztulással képződnek ugyanezen homokkőfalakban a pár méter széles és 1–

<sup>1</sup> Főleg féligszáraz, száraz éghajlatú területeken a közettömbök repedéseiben vagy árnyékos oldalán tovább megmaradó légnedvességhez, illetve az abból kicsapódó cseppfolyós vízhez kapcsolódó mállás (Hevesi A. után).

2 m mély kőfülkék. Az ellenállóbb homokkőpadok közötti puhább rétegek gyorsabb pusztulásával kialakuló elnyúlt, sekély mélyedések továbbfejlődésében az árnyékmállás és a bennük meglepedő zuzmók és mohák élettevékenységéhez kapcsolódó biológiai mállás is szerepet játszik. A legnagyobbak mélysége sem haladja meg a 3 métert, mivel a hosszabb szakaszon alátámasztását veszített sziklaereszek gyakran leszakadnak, megszüntetve alattuk az üregeket.

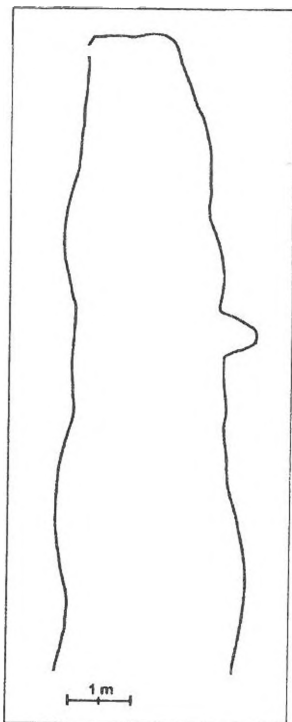
Gyakoriak az állandó vagy időszakos vízfolyások medrét kísérő sziklákban a völgytalp közelében oldalazó és örvénylő erózióval kialakult pár méter hosszú, 0,5-1 m magas és ugyanilyen mély kőfülkék is.

A fent említett üregtípusokból a területen „*megszámlálhatatlanul*” sok fordul elő. Sokkal kevesebb a méreteiben is barlangnak tekinthető képződmény, ezek a Leleszi-völgy mentén, illetve a Gyepes-völgyben találhatók.

### A Leleszi-völgy menti barlangok

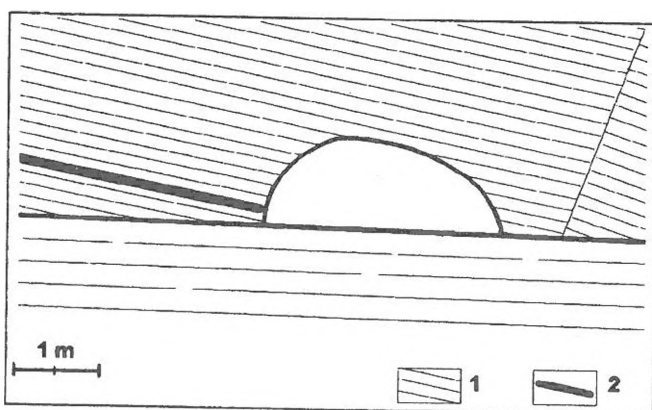
Tarnalelesz határában ömlik a Leleszi-patakba a Nagy-völgyi-patak, melynek völgye mentén (Leleszi-v.) három homokkőbarlang található (1. ábra). A völgy felső harmadában a balról becsatlakozó Szarvas-kő-v. torkolati szakasza mentén emelkedik a Szarvas-kő hegy. Ennek sziklafalában a völgytalp fölött mintegy 50 m magasan nyílik a már DÉNES GY. (1975) által ismertetett *Szarvas-kői-barlang*. Az üreg 2,9 m széles és 1,1 m magas íves bejárat mögött 10,4 m hosszan egyenes csőként mélyül a sziklába (2. ábra), miközben fokozatosan összeszűkül és lealacsonyodik, illetve az alzata is enyhén emelkedik. Az elvégződésénél már csak 1,3 m széles és 0,5 m magas. Kialakulásában a víz játszotta a főszerepet. A keresztretegzett homokkő összlet felszínén beszivárgó csapadékvizek a körülbelül 6-8°-os dőlésű rétegekben egy vékony (mindössze 8-12 cm vastag) agyagos réteg mentén tartanak lefelé, majd elérve az első rétegkiékelődést a felszínre kényszerülnek (3. ábra). Mindez azonban még nem lenne elegendő egy ekkora üreg kialakulásához, hiszen a terület sziklafalaiban számos hasonló rétegkiékelődés fordul elő jelentősebb üreg nélkül. Itt azonban más is közrejátszik a barlangképződésben. A sziklafalat ormokra tagoló vízmosások egyike részben az orom mögé vágódott a sziklafal peremét alámosva. Ennek következtében az orom enyhén megmozdulhatott, peremén, a vízmosásban kisebb omlások játszódtak le, miközben a sziklafalban is törések, repedések keletkeztek. A vízmosásban összegyűlő víz a törmelék közé szivárogva lelassul, megáll és a repedésekbe juthat. Ennek bizonyítéka, hogy a barlang végén egy karvastagságú „járaton” keresztül, mely a vízmosás omlásos részébe vezet gyengén fény szűrődik be. Vagyis az üreg egy rövid átmenőbarlang. A kezdeti repedést

(„víznyelő”) a víz eróziósan és oldással is tágíthatta. Ugyanis a barlang falából vett két kőzetminta mésztartalma (Scheibler-készülékkel vizsgálva) 14,7, illetve 19,4 %, ami néhol nagyobb is lehet, mint azt a sziklafalon helyenként vékony mállási kéregként kiváló mészfoltok valószínűsítene. Az átmenő vizek mechanikai eróziós hatását pedig a barlang mindkét oldalfalában kialakult 1,5-3 m hosszú 20-35 cm mély színlők tanúsítják (2. ábra). A képződmény tehát egy részben felülről részben a repedéseken („víznyelőn”) bejutó vizek hatására kialakult oldásos (pszeudokarsztos) – eróziós átmenőbarlang.



2. ábra: A Szarvas-kői-barlang alaprajzának vázlata  
Fig. 2. Sketch of ground-plane of Szarvas-kői cave

Ugyanezen sziklaoromban az előzőtől pár méterre újabb barlang nyílik. Ez a mindössze 3 m hosszú háromszög alaprajzú képződmény az orom omlásos részén az elmozdult homokkötömbök között kialakult áltektónikus barlang. Létrejöttében a víznek nem volt közvetlen szerepe.



3. ábra: A Szarvas-kői-barlang bejáratának elhelyezkedése a kőzetrétegek mentén  
 Jelkulcs: 1. homokkő rétegek, 2. agyagos réteg  
 Fig. 3. Location of the entrance of Szarvas-kői cave along the beds  
 Legend: 1. sandstone beds, 2. clay bed

Lefelé haladva a Leleszi-völgyben a völgy bal oldalán emelkedik a Peskő hegy, melybe több időszakos vízfolyás szurdika vágódott hátra. Az első jelentősebb vízmosás jobb oldali falában (a fővölgytől kb. 80 m-nyire) nyílik a DÉNES GY. (1975) által tanulmányozott másik barlang (1. ábra). Ez a képződmény valójában nem más, mint egy 2 m magas, 9,5+11 m hosszú, 2,3, illetve 2,4 m mély a homokkőbe vágódott kettős beöblösödésű meander, amely ma már a völgytalp fölött mintegy 2,5 m magasan található. Méretei miatt mégis barlangként említhető. Kialakulásában a vízmosásban időszakosan hirtelen lezúduló, illetve a barlangtól alig pár méternyire lévő 2 m magas mederlépcsőn leeső vizek örvényléses eróziója játszotta a főszerepet.

### A Gyepes-völgy barlangjai

Járdánházánál ömlik a Hódos-patakba a Gyepes-patak, melynek völgyében a térképeken ígéretes elnevezések tűnnek fel. A Nagy-barlang, illetve a Kis-barlang név egy-egy vízmosást jelöl, míg a Barlang egy domboldal neve a völgy felső szakasza mentén. Ezekben a helyeken barlang nem nyílik. A helybéliek is csak a nagy-barlangi barlangra emlékeznek, melyben elmondásuk szerint a két világháború idején még a sorozás elől bujkálók húzódtak meg, de mára nyomtalanul beomlott. Található azonban a völgyben két egymáshoz igen hasonló elhelyezkedésű feltételezhetően természetes eredetű mesterségesen átalakított üreg. Mindkettő a völgy jobb oldalán a völgytalp fölött 1,5-2 m közötti magasságban nyílik egy-egy forrás közvetlen közelében (1. ábra).

A felső üreg a Remete-kút nevű forrástól lefelé 10 m-re található. Valójában egy 8 m hosszú homokkőbe faragott pince, megerősített, ajtóval ellátott bejárat. A járdánházai erdészet építette ki és csemetetárolónak használja, de az erdészetnél is van aki úgy tudja, hogy eredetileg is volt a helyén egy kisebb üreg. A falubeliek egy része is mint *Remete-barlang* emlegeti.

Az alsó üreg közvetlenül a Keserútanya melletti forrás („*Keserűsforrás*”) fölött nyílik. Bejárati szakasza láthatóan természetes képződmény, amely egy 1,4 m széles, 0,85 m magas bejárat mögött némileg összeszűkülve 3,5 m hosszan kb. 30°-ban lejt. A bejárat előtt a barlang fölül a fák gyökerei által még épphogy megtartott lefelé kúszó talaj képez ereszt. (Lehetséges, hogy a nagy-barlangi üreget is hasonló folyamatok „*tüntették el*”). Az üreg folytatása egy kb. 25 m hosszú, vízszintes, bányafával megerősített táró, melyet a sorozás elől itt bujkáló környékbeli bányászok vágtak a II. világháború idején. A járat végén egy 1,37 m mély kútból forrás tör fel, melynek vize a vágat jelentős részét is 5-10 cm vastagon elöntötte. Figyelemre méltó, hogy a táró elvégződő 6 m-es szakaszát cseppkőképződmények borítják. A vágat ezen szakaszát nagyrészt vékony cseppkőkéreg béleli ki, melyen a jellegzetes formák is kialakulnak kicsiben: pár cm-es, rövid kis cseppkőzászlók a falakon, apró szalmacseppkövek és cseppkőcsapok a mennyezeten. A vágat végfalán pedig cseppkőlefolyás fejlődik. E képződmények a bezáró kőzet mészsanyagának oldódását tanúsítják.

Mind az üregek elhelyezkedése, mind a „*Keserűi-barlang*.” cseppkővei valószínűvé teszik, hogy elődjük természetes képződmény, mégpedig oldással, kimosással keletkezett „*forrásbarlang*” lehetett.

## Következtetések

A területen öt méreteiben barlangnak tekinthető üreg található. A gyepes-völgyi üregekről már csak valószínűsíthető, hogy eredetileg természetes képződmények voltak, mára mesterségesen teljesen átalakították azokat. A Leleszi-völgy képződményei ellenben egyértelműen természetes barlangok. Ezeken kívül számtalan kisebb-nagyobb legfeljebb kőfülkének nevezhető üreg található a kistáj területén.

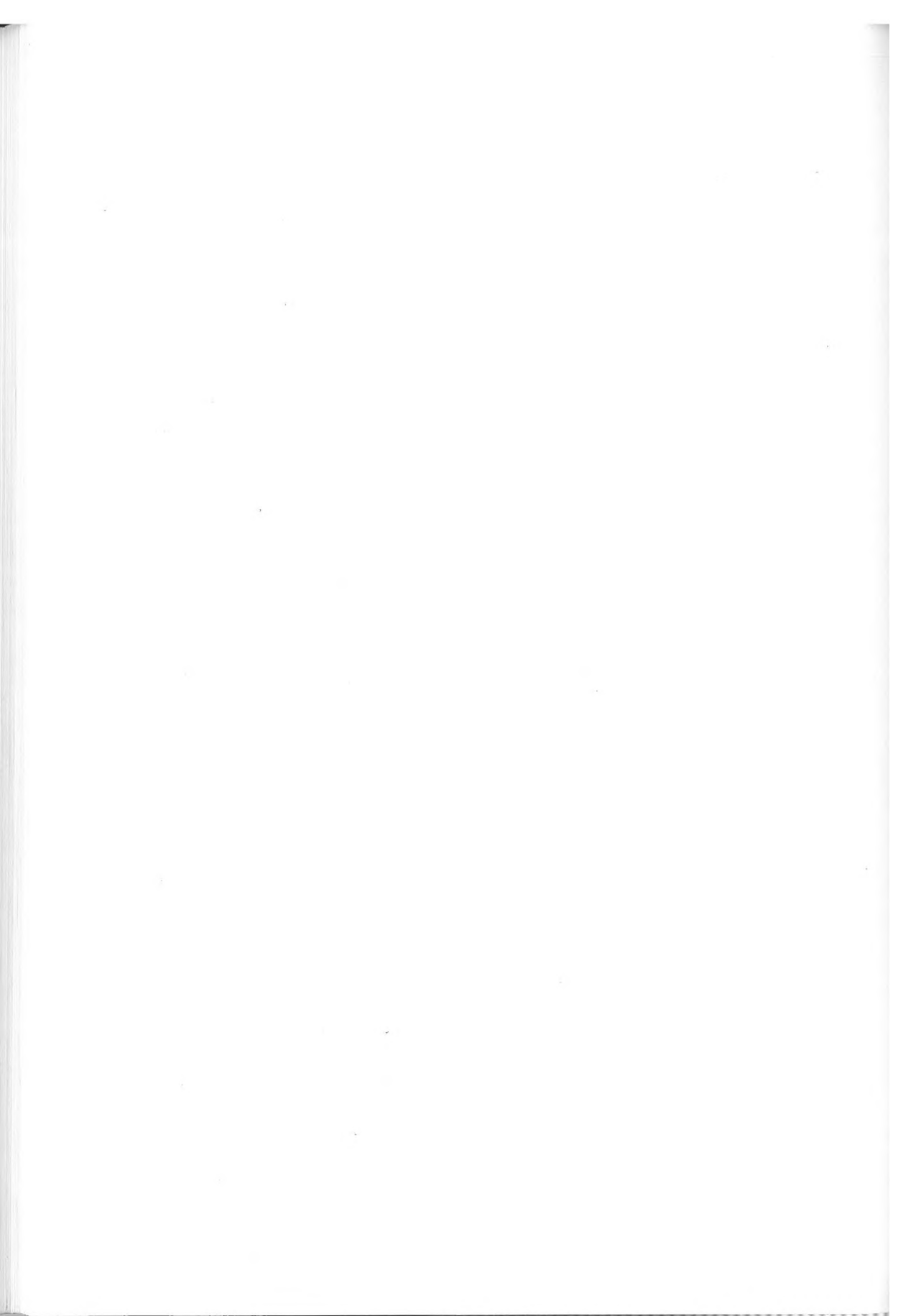
Az üregek, kőfülkék és barlangok több folyamat hatására alakulhatnak ki és fejlődhetnek tovább. A területen a legjellemzőbb „*üregképző*” folyamatok: az aprózódás, a mállás (árnyékmállás), az omlás, az oldalazó víz-erózió, az oldás és az emberi tevékenység, melyek közül általában több folyamat együttes hatása alakít ki egy-egy üreget az egyik dominanciájával.



A legkisebb üregek jellemzően aprózódással (homokkőcipók kipergése) és árnyékmállással, a kőfűlkék főleg a víz oldalazó eróziójával és árnyékmállással jönnek létre. A barlangok többféleképpen kialakulhatnak, pl. oldalazó vízerózióval mint a Peskő oldalában, vagy kőzetomlással mint a szarvas-kői áltektonikus barlang, általában azonban komplex kialakulásúak. Legérdekesebb probléma, hogy a terület kőzeteitől első pillantásra idegen karsztosodás folyamata is közrejátszhatott egyes üregek létrejöttében. Ennek minden kétséget kizáró igazolásához, illetve mértékének megállapításához további vizsgálatok és a terület alapos feltárása szükséges a jövőben.

## IRODALOM

- BALOGH K.* (1964): A Bükk-hegység földtani képződményei – Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve XLVIII. 2.
- BÁLDI T.* (1998): Magyarország epikontinentális oligocén képződményeinek rétegtana – In: Bérczi I. – Jámbor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, A MOL Rt és a MÁFI kiadványa, Budapest. p. 419–435.
- DÉNES GY.* (1975): A Peskő hegynév és a tarnaleleszi Peskő barlangjai – Karszt és Barlang, p. 25–28.
- HÁMOR G.* (1998): A Magyarországi miocén rétegtana - In: Bérczi I. – Jámbor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, A MOL Rt és a MÁFI kiadványa, Budapest. p. 437–452.
- JASKÓ S.* (1940): A Rima és a Tarna közének oligocén rétegei és kőületei - Földtani Közlöny LXX. p. 294–302.
- MAROSI S. – SOMOGYI S.* (szerk) (1990): Magyarország kistájainak katasztere. - MTA FKI, Budapest. p. 946–950.
- SCHRÉTER Z.* (1942): Bükkszék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai – Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38-ról, II. p. 831–858.
- SZENTES F.* (1951): Fedémes környékének hegyszerkezeti viszonyai – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1945–47-ről, II. p. 157–159.
- SZÉKELY A.* (1958): A Tarna-völgy geomorfológiája – Földrajzi Értesítő VII. p. 389–414.



## PSZEUDOKARSZTOS JELENSÉGEK VIZSGÁLATA KORZIKÁN

FÜREDI VALÉRIA<sup>1</sup> – SALLAY ENIKŐ<sup>1</sup> – SÁSDI LÁSZLÓ<sup>2</sup> – FUTÓ JÁNOS<sup>3</sup><sup>1</sup>Magyar Külkereskedelmi Bank<sup>2</sup>Magyar Állami Földtani Intézet 1143 Budapest, Stefánia krt. 14.<sup>3</sup>Bakonyi Természettudományi Múzeum, 8420 Zirc, Rákóczi tér 1.

*Abstract: We took part in a Corsican expedition, which was organized by László Jakucs in May 2000. We examined tafoni – it is a pseudokarstic form like a spherical niche – in different rock types: granite, gneiss, greenschist, Tertiary conglomerate, calcareous sandstone. In the metamorphic rocks the cavities are parallel with the plane of schistosity. In the sedimentary rocks the extended hollows were preformed by the layer planes. We saw other pseudokarstic phenomena on granitic surfaces: roundish, flat "bird watering troughs" formed on about horizontal surfaces besides "bobsleigh course forms" and "rill erosion forms" that are channels of different depths on steep granite cliffs. We explain the origin of the first one by chemical weathering and the second one by water erosion. We made macroscopic and microscopic descriptions from our samples and we examined these by using X-ray diffraction and major element analysis. After all we can conclude that the major forming factors are: climate that influences chemical weathering, evaporation and the fluctuation of temperature as well as physical weathering, wind and exfoliation.*

## 1. Bevezetés

A gránit mállása során rendkívül érdekes felszíni formakincs képződhet, ennek tanulmányozására Magyarországon sajnos igen kevés a lehetőség. A Korzika szigetén ismert formákra Dr. Jakucs László hívta fel a figyelmet egy 1999. évi előadása során, melyben elsősorban a tafonikra helyezte a fő hangsúlyt. Véleménye szerint – bár kialakulásukban több tényező is szerepet játszik – nem hagyható figyelmen kívül a szingenetikus keletkezési mód sem. Az üregek ebben az esetben a gránit lassú kihülése során az olvadékban megrekedt gázbuborékok maradványüregei lehetnek. Jakucs L. 2000. május 14-28 közötti időszakra hívott meg néhány szakembert egy korzikai tanulmányútra, melynek mi is részesei lehettünk. Az alábbiakban ennek a tanulmányútnak, e tanulmány szerzőinek a szakmai tapasztalatait foglaljuk össze.

## 2. Korzika geológiája és a gránit vázlatos morfológiai bemutatása

A sziget É-D-i kiterjedése 180 km, K-Ny-i 80 km. Partvonala erősen tagolt, meredek sziklás, kivéve a K-i oldalt, mely sík, homokos part. Ezen az oldalon jellegzetes abráziós teraszok láthatók. A sziget legmagasabb hegység-

ge a Monte Cinto (2710 m), az átlag magasság 578 m. A jelenlegi magasságkülönbségek posztmiocén mozgások során keletkeztek.

A sziget 9000 km<sup>2</sup>-es területe geológiailag 2 részre tagolható (*I. ábra*). Az ÉK-rész a Nyugati-Alpok folytatása, mely közvetlenül a Provence-i térséghez tartozott. Nizza térségében a Ligur-tenger alá bukó szubalpi láncok Korzika keleti hegyvidékén bukkannak ismét felszínre. A sziget mai helyzetét a terciér során Korzika-Szardínia 50°-os, K-i irányú elmozdulása eredményezte. Ez a forgás ÉNy-on térnövekedést K-en viszont térrövidülést eredményezett, ennek következtében a ligur szerkezeti egység ofiolitos képződményei Ny-felé rátolódtak a sziget alaphegységi képződményeire. A metamorf, ofiolitos képződmények a sziget területének ¼-ét foglalják el (*FISHER, W. 1999*).

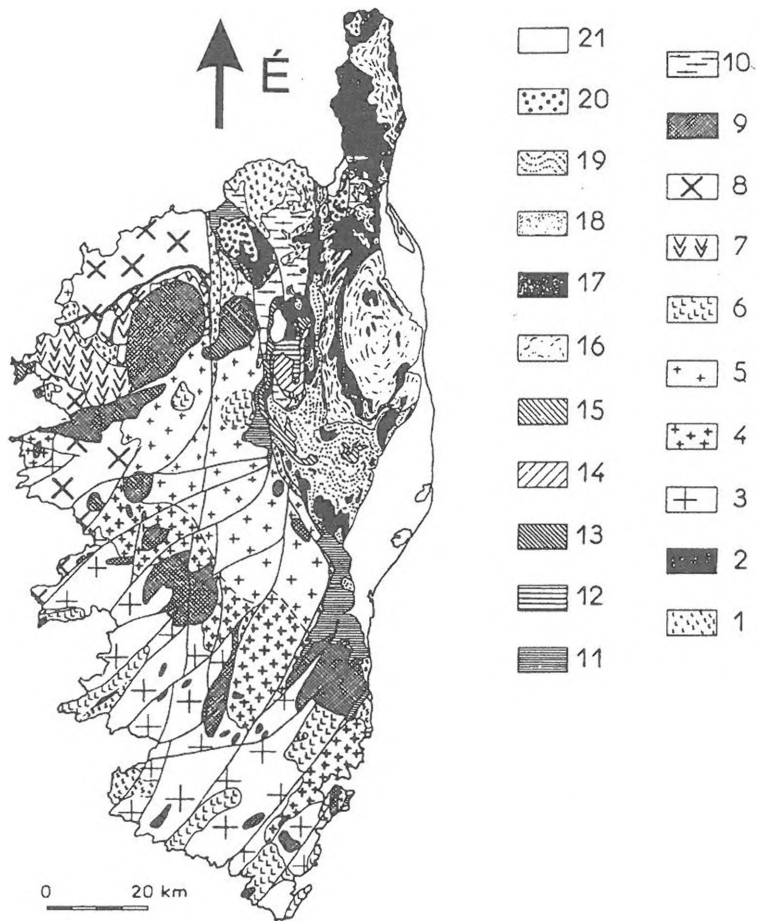
A sziget DNy-i része idős, variszkuszi eredetű, mely a sziget területének 2/3-át alkotja. Dominánsan hercini granitoid kőzetek alkotják, melyeket helyenként vulkáni telérek szelnek át. A hercini kőzetek Szardínián is folytatódnak. A szigetnek ez a része Dél-Franciaország idős masszívumaihoz (Fekete-hegység, Maures-Esterel-Tanneron) hasonló (*DELGA, M. D. 1978*). Ahol az alpi és az idős korzikai egység közti határvonal fut, É-D-i központi depresszió található (*DELGA, M. D. 1978*).

Az üledékes kőzetek közül fontos megemlíteni a terciér mészhomokkővet, mely Bonifacio meredek tengerpartját alkotja. A sziget É-i részén ugyancsak többfelé előfordul a terciér konglomerátum.

A gránitra elsősorban a zsákos, párnás morfológia a jellemző. Ezek a formák általában a kis magasságú térszínek gránit szirtjeire jellemző, melyek növény és talajmentesek. Előfordulnak egy-két m<sup>2</sup>-es, valamint több tíz m<sup>2</sup>-es felületek és tömbök. A gömbölyöttség mértéke eltérő, a gömbölyítettebb forma elsősorban a sziklafelszíneken levő, kőgomba jellegű tömbökre jellemző, ez a fejlettebb – lepusztultabb – forma. Hasonló forma sivatagi és szavanna területekről is ismert. Egyes útbevágásokban tapasztaltuk, hogy a gránit jelentős vastagságban murvásodott, s a murva üde, illetve kevésbé mállott, kerek közettömböket zárt magába.

A kőzetfelszíneken általában mm-m vastagságú leválási közethéjak láthatók, vagy szintén héjasan lepattogzó néhány mm-cm-es, FeO- ill. MnO<sub>2</sub>-dal átitatott mállási kérgék.

A felszíneken ismert gömbölyded sziklatömbök különálló, legurult közettömbökből keletkeztek. A mállás leginkább a tömb sarokpontjainál érvényesült, a folyamat során fokozatosan alakult ki a mállásnak jobban ellenálló, legkisebb támadási felületet adó kvázi gömb forma.



1. ábra: Kozsika vázlatos geológiai térképe

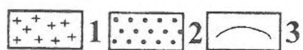
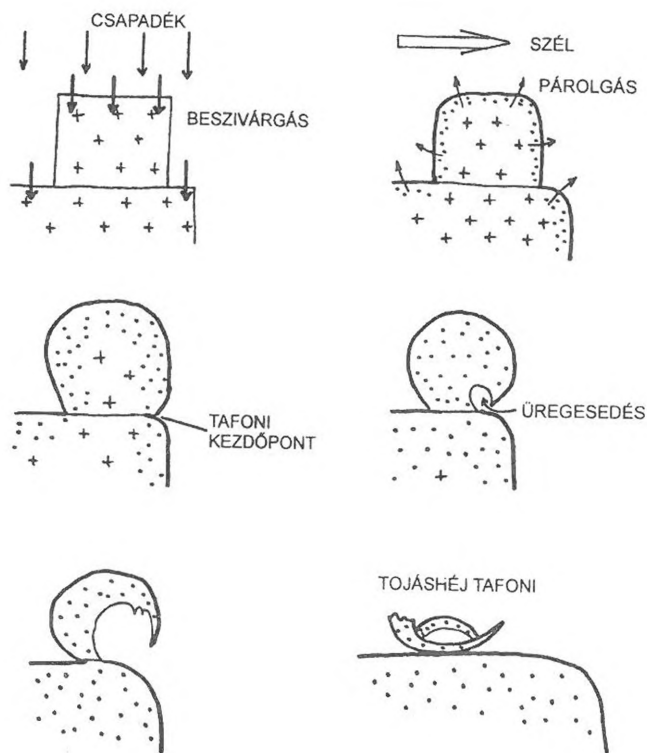
Jelmagyarázat: 1. Gránit előtti metamorf és paleozoós sorozat, 2. Gabbro-diorit, 3. Granodiorit és monzogránit, 4. Granodiorit és tonalit, 5. Granodiorit és monzogránit, 6. Leukokrata gránit, 7. Mészalkáli vulkanit, 8. K-os szubalkáli sorozat, 9. Alkáli, anorogén komplexum, 10. Kelet-korzikai gránit, 11. Autochton sorozat, 12. San Angelo egység, 13. Corte egység, 14. Santa Lucia egység, 15. Bagliacone-Rivantose egység, 16. Castagniccia sorozat, 17. Ofiolit, 18. Santa Pietro di Tenda sorozat, 19. Insecca sorozat, 20. Sekély allochton egység, 21. Neogén és kvarter

Fig. 1. Geological map of Corsica

Legend: 1. Crystalline rock and Palaeozoic tier, which earlier than the granite, 2. Gabbro-diorite, 3. Granodiorite and monzogranite, 4. Granodiorite and tonalite, 5. Granodiorite and monzogranite, 6. Leucocratic granite, 7. Calc-alkalic volcanic, 8. K-contain subalkalic tier, 9. Alkalic, anorogenic complex, 10. East-Corsica tier, 11. Autochthon tier, 12. San Angelo unit, 13. Carte unit, 14. Santa Lucia unit, 15. Bagliacone-Rivantose unit, 16. Castagniccia tier, 17. Ophiolite, 18. Santa Pietro di Tenda tier, 19. Insecca tier, 20. Allochthon unit, 21. Neogene and Quaternary



2. ábra: A korszikai tanulmányút útvonala  
 Fig. 2. Our study-tour on Corsica



3. ábra: Tafonik keletkezésének elvi sémája  
 Jelmagyarázat: 1. üde gránit, 2. mállott gránit, 3. mállási kéreg  
 Fig. 3: Phasis of tafoni development  
 Legend: 1. granite, 2. altered granite, 3. weathering crust

### 3. A tafonik

#### a. Mi a tafoni?

A tafoni szó geomorfológiai terminus, melyet *PENCK, A.* (1894) használt először korzikai gránitok tanulmányozása során. *TERMIER, H.* (1963), majd *JENNINGS, J. N.* (1968) definiálta a korzikai dialektusból származó kifejezést, mely függőleges falú, kristályos kőzetben kialakult méhsejt üreget jelöl. A tafonik keletkezésének legkülönbözőbb fajtáit írták le a világ számos pontjáról. A tapasztalatok alapján a nedves trópusi klímát kivéve mindenféle éghajlati feltételek mellett kialakulhatnak e formák. A tafonik gyakoriak a mediterrán-, sivatagi- valamint poláris területeken, tengerparti és tengertől távoli helyeken egyaránt megtalálhatók. Az anyakőzet is igen változatos lehet: mélységi magmás (gránit, diabáz), kiömlési magmás (riolittufa) üledékes (homokkő, mészkő), metamorf (gneisz, kristályos pala) egyaránt. Az üregek mérete eltérő, természetesen a kialakulás kezdetén lehet centiméteres, a fejlettebbek viszont több métereseek. Ausztráliában a Vörös Szikla arkózás homokkővében 20 m-es is előfordul (*BALÁZS D.* 1982).

#### b. Kutatástörténet

A tafonikat kialakító tényezők területenként különböző súllyal szerepelhetnek, ezek tekintetében a kutatók között általában széleskörű vita bontakozott ki. Alapvető fontosságú a kialakító tényezők figyelembe vételekor, hogy a tafoni milyen éghajlati feltételek mellett keletkezik.

*TERMIER H.* (1963) méhsejt üregeknek írta le a tafonikat, melyek véleménye szerint mindig dél felé néző kőzetfelszínen alakulnak ki. *SEGERSTROM K. et al.* (1964) Atacama sivatagbeli tapasztalatai azt mutatják, hogy a legtöbb nyílás az uralkodó szélirányba tekint. A szerzők szerint a kialakulásban a legfontosabb tényező a szélerózió, emellett a csapó eső, a fagyás, az inszoláció, a külső-belső nedvességtartalom különbsége, de a hidratáció és sómarás is szerepet játszhat a folyamatban.

*RÁDAI Ö.* 1980-ban spanyolországi miocén mészkövekben kialakult tafonik vizsgálatok a tafoni kialakulásának hatótényezőiként a kőzetminőséget és a klímát látta, miszerint a levelesen elváló-porlódó anyag a gravitáció hatására lehull, s az a szél által el szállítódik.

Az apró üregek képződését (méhsejtes mállásforma) *MUSTOE, G. E.* (1982) sókristálynövekedéssel magyarázta, mely a tengerparton természetesen tengeri eredetű. Kutatásait a Cascade-hegységben elsősorban arkózában végezte. Hasonló következtetésre jutott *BRADLEY W. C. et al.* (1978) és



*TWIDALE C. R.* (1976, 1982) is, akik számos helyen vizsgálták ezen formák képződését, szerintük is a fő tafoniformáló tényező a sókristálynövekedés. *KLAER W.* (1973) a korzikai tafonik esetében jutott ugyanerre a megállapításra. *TWIDALE C. R. et. al.* (1963) hangsúlyozta továbbá a közetszerkezet ill. a szövet fontosságát.

Más éghajlati feltételek között képződött tafonik esetében hasonló megállapításra jutott *MATSUKURA Y. et. al.* (1989), aki szerzőtársaival a tengeri hullámverés és a sómarás szerepét hangsúlyozta. Japánban a Boso szigeten konglomerátumban, homokkőben és agyagkőben kialakult tafonikat vizsgálta.

*DRAGOVICH D.* (1966) dél-ausztráliai kutatásai során jutott arra a következtetésre, hogy a csapadékvíz egyenetlen lefolyása a kőzetfelszínen, valamint a talajnedvesség a sziklák lábánál eltérő intenzitású mállási folyamatot idéz elő.

*BALÁZS D.* (1982) sivatagi tanulmányútjainak tapasztalatai alapján a hidrolízist találta a tafoniképződés legfőbb tényezőjének.

*CAMPBELL S. W.* (1998) a hidratáció szerepét hangsúlyozta, mely az ásványok térfogatnövekedését idézi elő, amely ezáltal repesztí a kőzetet. A sókristálynövekedésnek és a fizikai mállásnak kisebb jelentőséget tulajdonított. Kutatási területe Arizona középső része.

*CSUTÁK M. et. al.* (2000) szerint a korzikai tafonik esetében szingenetikus üregképződés is valószínűsíthető, vagyis a magmaolvadék kigázosodása során a kihülő olvadékba belefagytak a gázbuborékok (mely elsősorban CO<sub>2</sub> lehetett).

### *c. Terepi észlelések, következtetések*

Tanulmányutunk (2. ábra) során a tafonikat az alábbi helyeken tanulmányoztuk.

#### *Tafonik grániton*

A leglátványosabb morfológiai elem gránitos területeken, mely Korzikán a tengerszint feletti 1-2 m-es szinttől 1500 m-es tszf. magasságig előfordul. Számunkra újdonságnak számított, hogy Korzikán metamorf palában és miocén mészhomokkőben is megtalálhatók a tafonik, illetve tafoni jellegű üregek. Méretük cm-től több méter átmérőig terjed. Korzikán a tafonik sziklafalakban és önálló kőzettömbökben egyaránt előfordulnak, helyileg tengerparton és tengerparttól távoli helyeken, magashegységi körülmények között kitett sziklafalakon (alárendelten), valamint fiatal szurdokvölgyekben – a

legalsó zónát kivéve – egyaránt megtalálhatók. Az üreg mindig gömbölyű, homorú (gömbfülke jellegű) felületekkel határolt, a felső részeken a gömbfelületet kisebb üregek tagolják, melyek kezdő üregeknek tűnnek. Mivel némi különbség mutatkozik az egyes területek képződményei között, ezért a meglátogatott legfontosabb területeket külön-külön ismertetjük.

A Desert des Agriates, magyarul gránitsivatagot jelent. Már a nevéből is következik, hogy a terület igen kopár, a növényzetet szúrós, macchia bozót képviseli. Az itt észlelhető nagy napi hőingadozás a kitett kőzetfelszínre repesztő hatással van. Tafonikat minden égtáj irányában találtunk. Igen gyakoriak voltak, méretük változatos, de maximum 1-2 métereseket láttunk.

Ravellata félszigeten a tafonik megtalálhatók a tengerparton és attól 1-2 km-re D-re is, a szárazföld belsejében. Az üregek teljesen szabálytalan alakúak, eloszlásúak, méretűek. A kőzetfelszíneket vizsgálva megállapítható, hogy először a biotit, aztán a földpát pereg ki a kőzetből, végül kipreparálódva megmarad a kvarc. Ha a földpát nagy méretű (több centiméteresek is előfordultak), akkor az is megmaradhat kipreparálódva.

A félszigeten néhol aplitelérek szelik át a gránitot tektonikai hasadékok mentén (hálózatosan). Ezeken a helyeken az aplit marad meg kipreparálódva a kőzetből és körülötte mállik el a gránit. Gyakoriak az ultrabázis telérek is, melyekben ugyancsak találtunk apró, 10-20 cm-es tafoni jellegű üregeket.

A félszigettől DK-re levő területen (Madonna della Serra) a tafonik ugyancsak minden égtáj irányában megtalálhatók, méretük eléri a több méteres átmérőt is. Az üregek itt is szabálytalan eloszlásúak, alakúak. Jellemző a FeO-os, MnO-os kéreg, melyen belül a kőzettömb erősen mállott. A kőzettömb belseje levelesen mállik. Előfordul, hogy a nagy üregen belül, – melyet napellenzőként véd a lelógó kéreg – sok apró üreg alakult ki. Ezek az üregek naptól védett helyen találhatók, ahol kisebb a párolgás.

A terület egyik kőfejtőjében megállapítható volt, hogy a kőzet – a legfelső 2 m-t kivéve – ép, masszív, nem mállott, üregeket egyáltalán nem láttunk a szálkőzetben.

Lumioban a tengerparton bázisos kőzettelérek szelik át a gránitot, de gyakoriak itt az 5-10 cm-es bázisos zárványok is. Általában a zárványok mállottak el, mivel a fő alkotók - a biotit és az amfibol - kevésbé ellenállóak. A repedések mentén gyakori, hogy apró üregek összenövéséből nagy, barlangszerű üregek keletkezhetnek. Számos ilyen több méter magas üreget láttunk a tengerparton, melyek abrúziós barlangokhoz hasonlóan, kis üregek láncszerű összekapcsolódásával keletkeztek a kis méretű tafonikból a tengeri hullámverés hatására. A nagy sziklatömbök aljában található tafonik ugyanakkor pusztulnak az abrúzió hatására.

Les Calanche (Vörös Sziklák) környékén a tengerparton ill. attól 1-2 km-re, 400 m tszf. magasságig magas gránittornyok alakultak ki függőleges repedések mentén. A gránit keményebb, ellenállóbb, mint a Ravellata-félszigeten, a gránittornyok között tektonikus hasadékvölgyek láthatók. Itt a tafonik függőleges tektonikus vagy közel vízszintes hülési repedésekhez kapcsolódnak. A tafoni kialakulása negatív exfoliációnak tekinthető.

Golo-szurdokban, a Golo-folyó völgyében keskeny autót vezet végig. A szurdok fala meredek, helyenként többszáz méter magas. Tafonik a szurdok mindkét falán, – az alsó 40 m kivételével – teljes magasságban, igen sűrűn megtalálhatók. Méretük rendkívül változatos. Az egészen apró üregektől a több méter átmérőjű, barlangszerű üregekig.

Col de Bavella kb. 10 km-re a tengertől, 1000-1200 m tszf. magasságban elterülő kopár hegyvidék. Ezt a területet télen hó borítja. Itt belül üreges oszlopos formák találhatók gránitban, melyek képződésében a kifagyás, valamint a tavaszi hóolvadáskor lezúduló olvadékvizek mállasztó hatása egyaránt szerepet kaphat.

### *Tafoni jellegű képződmények más kőzeteken*

Gneiszben apró tafoni jellegű üregeket láttunk a sziget ÉK-i részén Bastiaból a gránitsivatag felé vezető út mentén. Ebben a kőzetben a tafoni jellegű üregek lényegesen ritkábban fordulnak elő, mint a gránitban, és a méretük is kisebb. Az üregek a palásság síkja mentén találhatók, elnyújtott formájúak.

A sziget ÉK-i részén Nonza környékén a zöldpalában található a tafoni jellegű üregek. Ezek általában a tenger felé néző hegyoldalon, a palássági síkok mentén helyezkednek el. A palássági síkok vezették el a beszivárgó csapadékvizet, mely a kőzetet lokális ásványtani összetételétől függő mértékben oldotta, vagyis ott alakultak ki elnyújtott üregek, ahol a kőzet kevésbé ellenálló, oldható ásványokat tartalmazott.

A sziget É-i részén terciér konglomerátumban, D-i részén mészhomokkőben láttunk tafoni jellegű üregeket. Mindkét kőzettípus esetében elnyújtott üregeket észleltünk, melyeket a réteglapok preformáltak. A miocén mészhomokkőben látott tafoni jellegű üregek esetében a keletkezést fizikai mállásnak tulajdonítjuk. A mészhomokkő igen mállékony, összerosott kagylóvázak töredékeiből áll. Ebben az esetben a homokszemcsék kipergése játszik szerepet, mely a mésszel kötöttebb lencsékben alárendelt, így itt lencsecsomókkal tagolt boltozatok jönnek létre. A tengeri hullámverés alámossa a partot, így ezen esetekben érthető, hogy az üregek alulról felfelé harapozását az abrázio továbbformáló hatása fokozza. Érdekesség, hogy né-

hol a boltozatokban a trópusi tufacseppkövekhez hasonló képződmények láthatók.

#### 4. A kialakító tényezők

Az egyes formák képződésekor meghatározó az anyakőzet típusa (ásványos összetétel, rétegzettség ill. ennek hiánya, ásvány illetve szemcseméret), tektonikai preformáltság (palásság), a felszín lejtése, a csapadék mennyisége és eloszlása, a tengerszint feletti magasság, szélirány és szelerősség, inszoláció.

Korzika klímája mediterrán. Nyáron nagy a forróság ( $20^{\circ}\text{C}$  feletti középhőmérséklet), a csapadék kevés (215 mm), míg télen bőséges (520 mm) a csapadék, a középhőmérséklet  $10^{\circ}\text{C}$  körüli. A szeles napok száma a keleti oldalon a 190-et is eléri, a sebesség gyakran a 100 km/h-át is meghaladja. Az uralkodó szélirány a DK-i. A lehetséges párolgás mértéke az évi közepes csapadékmennyiséget 60 mm-el haladja meg.

Kémiai mállásra a vasas, mangános kéreg jelenléte utal, mely a biotit hidrolíziséből származtatható. A kőzet belsejében a mikrorepedések mentén az oldatok a szelek hatására létrejövő párolgás következtében kapillárisan mozognak, majd a kőzet felszínén kiválik belőlük a limonit és egyéb oxidhidroxidok, melyek a kőzetfelszínen egy kemény, a mállásnak jobban ellenálló kérget hoznak létre. Erre utal, hogy a tafonik kérgében magasabb a  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  mennyisége, a tafoni belső, mállott részéhez viszonyítva. A belső részben viszont több a  $\text{Na}_2\text{O}$ . Az oldási kezdeményeknek alacsony a  $\text{Na}_2\text{O}$  tartalma, a tafoni kérgéhez hasonlóan. Szintén alacsony a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  tartalma, valamint a  $\text{CaO}$  tartalma.

Ez a kemény, ellenálló kéreg védi a külső zónát a lepusztulástól, míg a mögötte levő belső régió tovább mállik. Ezt a mállási folyamatot az exfoliáció készíti elő.

Az üregek alján összegyűlt gránitmurva azt bizonyítja, hogy a folyamat jelenleg is aktív. A tafonik belső falán a vékony kőzetlemezek kézzel leszedhetők (negatív exfoliáció).

A külső kőzetfelszín könnyen megreped az intenzív hőingadozás következtében. A hőingadozás hatása a tafoni belsejében csekélyebb, mint a külső kőzetfelszínen, mivel az egy árnyékos belső üreg.

A fizikai mállás sem elhanyagolható, mivel a kémiai mállással erősítik egymás hatását. Az erős szelek az aprózódás során keletkezett gránitmurva anyagát elszállítják, így teszik szabaddá a még bontatlan kőzetfelszínt.

A tengeri hullámverés hatása a korzikai tafonik képződése szempontjából elhanyagolható, inkább továbbformáló, illetve elpusztító szerepe van. A ten-

gerparti gránittafonik magasabb helyzetű sziklatömbök lepusztulása során kerültek jelenlegi helyzetükbe. Az állandó hullámverés zónájában tafonimentes, legömbölyített felszínű kőzettömbök vannak.

## 5. Következtetések

Egyértelműnek tűnik, hogy a tafoni a zsákos-párnás lepusztulás köz-belső szakaszában kezd kialakulni (3. ábra), s általában egy adott, törésekkel és litoklázisokkal határolt sziklatömb aljában, felfelé és befelé haladva. A kialakulásban feltehetően az játszik szerepet, hogy a kőzettömb a felszíni kéreg alatt egyre inkább mállottá válik.

A kémiai mállás, hidrolízis hatására a biotitok Fe-, Mn-, Si-tartalma, valamint a földpátok Si-tartalma kioldódik, majd az ezeket szállító oldatok a párolgás miatt a kőzet felszíne felé migrálnak. Az oldatokból a kicsapódás végül oxidos formában történik a kőzetfelszínen. Mivel a kialakuló tafonikéreg a további mállási folyamatokkal szemben igen ellenálló, így a kémiai mállás továbbra is a belső részeket bontja.

Kvarc több van a tafonik kérgében, mint a belső, mállott részen és az oldási kezdeményben, amely a kifelé migráló  $\text{SiO}_2$  tartalmú oldatokból válhatott ki. Földpát több van a tafonik belsejében. A földpát nem mállott ki a belső zónákból, a biotit viszont anyagásvánnyá bomlott le. Ezt igazolja a montmorillonit és az illit jelenléte a tafonik kérgében, melyek a kémiai mállás során képződtek. Halit nem volt kimutatható, vagyis a sókristály-növekedésnek feltehetően nincs szerepe a tengerpart közeli tafonik képződésében. Mivel a sópermetből kiváló só a csapadék hamar leöblíti, így lehet, hogy a sókristályosodás hatása csak az időtényezőt figyelembe véve nem számottevő.

A kéreg egységes gömbhéja csak felül és oldalt védi a kőzettömböt, míg alul, a tömböt alulról határoló vízszintes törésfelület mentén ez a kéreg nem tud kifejlődni. A tafoni üregének kezdő pontja ott alakulhat ki, ahol a felső és alsó kőzettömb között megszűnik az érintkezés. Ekkortól mindkét szabaddá vált, közel vízszintes kőzetfelszínen megindul a gömbhéjas mállás, az alsón lefelé, a felsőn felfelé. Ez esetben az aprózódás legkönnyebben a kéreg mögötti mállott kőzetben halad felfelé, így az üreg külső, bejárat felőli részét általában egy vékony, felfelé vastagodó kéreg alkotja. Ezen belül csak a mállott kőzet található, melynek néhol porló felületén ugyancsak héjas elválások tanulmányozhatók, melyek anyaga az aljzatra hullik. A lehullott anyag tovább bomlik, aprózódik, a legfinomabb frakciót az erős szelek elszállítják, helyet biztosítva az újabb mállási termékeknek. Az aprózódási folyamat egyre nagyobb térfogatú üreget hoz létre. Fejlett tafoni esetében –

tehát a le- és kipusztulás végső fázisában – már csak egy gömbhéj alkotja az üreg falát, melynek anyaközete végül egyensúlyát veszítve felborul, s széttörik.

## 6. Függelék

A makroszkópos és a vékonycsiszolatos leírást követően 8 mintáról készült röntgenvizsgálat és főelem-analízis. A röntgenvizsgálat a MÁFI laboratóriumában készült PW 1710-es számú PHILIPS RTG Pordiffraktóméterrel. A mérést Kovács-Pálffy Péter végezte el. A kémiai elemzést a MÁFI laboratóriumában LiBO<sub>2</sub>-os feltárással, JOBIN YVON JY 70-es számú ICP–OES készülékkel Ballók Istvánné, Szalka Edit és Horváth Zsolt végezte.

### *Mintajegyzék*

#### *Vékonycsiszolatok*

Pizzéria-völgyi zöldpala (2 db); Calvi, Ravellata-fsz.-i gránit (7 db).

#### *A vékonycsiszolatok kőzetanyagának makroszkópos általános leírása*

Kőzet neve: gránit. Világosszürke-világosbarna színű, közép-durvaszemcsés kőzet. Benne lilás, xenomorf kvarc (2-10 mm), fehér, hipidiomorf földpát (2-10 mm), mely néhol zöldes, bontott és biotit (mm-es) a fő alkotók. A biotit mennyisége elenyésző a földpát és a kvarc mellett. Gyakori a biotit limonitosodása ill. kloritosodása. A biotit és a földpát gyakran kipergett a kőzetből, helyét apró lyuk jelzi a kőzet felszínén. A kőzet belsejében nincsenek meg ezek a lyukak. Felülete egyenetlen, mivel a kvarc kipreparálódva megmaradt a kőzet felszínén.

Kőzet neve: zöldpala. Sötétzöld színű, finomszemcsés és világosabb zöld közép szemcsés sávok váltakozásából álló kőzet. Palás. Helyenként szerpentes a felülete. Néhol klorit- ill. kvarcér szeli át.

#### *A vékonycsiszolatok kőzetanyagának mikroszkópos általános leírása*

Kőzet neve: monzogranit. Közép-durvakristályos kőzet.

*Kvarc:* xenomorf, benne idiomorf mikroklin található.

*Mikroklin:* xenomorf, keresztrácsozott ikres, pertites, zárványai: idiomorf szericites plagioklász, biotit, kvarc.

*Plagioklász:* szericites, lehet zónás, oligoklász.

*Járolékos elegyrészek:*

*Biotit:* igen kevés, opak ill. apatit zárványos, erek mentén limonitosodik, vagy kloritos.

*Opak, titanit, leukoxén, apatit, ortit, hematit, limonit, agyagásvány.*

Kőzet neve: zöldpala. Finomszemcsés kőzet.

*Klorit:* kékeszöld színű. Thuringit.

*Epidot:* apró zömök, ill. oszlopos megjelenésű.

*Gránát:* széttöredezett, kloriterek szelik át. Rózsaszín. Almandin.

*Járolékos elegyrészek:*

*Kvarc:* xenomorf szemcsehalmaz.

*Hematit, limonit, zoizit.*

Kőzet neve: kékpala. Finomszemcsés kőzet.

*Glaukofán:* oszlopos megjelenésű.

*Epidot:* oszlopos.

*Járolékos elegyrészek:*

*Kvarc:* xenomorf szemcsehalmaz.

*Hematit, limonit, zoizit.*

## IRODALOM

- BALÁZS D. (1982): A sivatagok világa. – Gondolat Kiadó, Budapest p. 88-92.
- BRADLEY, W. C.-HUTTON, J. T.-TWIDALE, C. R. (1978): Role of salts in development of granitic tafoni South Australia. – *Journal of Geology* Vol. 86, p. 647-654.
- CAMPBELL, S. W. (1998): Chemical weathering associated with tafoni at Papago Park, Central Arizona. – *Earth Surface Processes and Landforms* Vol. 24. 3. p. 271-278.
- CSUTÁK M.-JAKUCS L. (2000): A korzikai gránittafonik morfogenetikai problémái. – *Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetének Természetföldrajz Tanszékéről.*
- DELGA, M. D. (1978): Corse. – Paris.
- DRAGOVICH, D. (1966): Granite lapies at remarkable rocks, South Australia. – *Rev. Geomorph. Dynam.* Vol. 18, p. 8-16.
- FISHER, W. (1999): Korzika – egy mediterrán sziget tájrajza. – *Földrajzi Közlemények CXXIII. (XLVIII.) kötet 1999.* p. 201-208.
- JENNINGS, J. N. (1968): Tafoni. *The Encyclopedia of Geomorphology* (Szerk. R. W. Fairbridge). – Reinhold Book Corp., New York, Amsterdam, London, p. 1103-1104.
- KLAER, W. (1956): Verwitterungsformen in Granit auf Korsika. – *Pet. Geogr. Mitt. Ergänzungsheft* 261.
- KLAER, W. (1973): Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie im Granit auf Korsika. – *Geogr.z.* Vol. 33, p. 247-260.
- MATSUKURA, Y.-MATSOUKA, N.-YANO, N. (1989): A preliminary study on tafoni and honeycombs in Nojimazaki, Boso Peninsula, Japan. – *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 15, p. 29-32.
- MUSTOE, G. E. (1982): The origin of honeycomb weathering. – *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 93, p. 108-115.
- PENCK, A. (1894): *Morphologie der Erdoberfläche.* – Engelhorn, Stuttgart.
- RÁDAI Ö. (1980): Tafoni képződés karbonátos kőzetben, É-Spanyolországban. – *Karszt és Barlangkutatás IX.* p. 93-106.
- SEGERSTROM, K.-HENRIQUEZ, H. (1964): Cavities or "tafoni" in rock faces of the Atacama desert, Chile. – *Geological Survey Research* 501-C, p. C121-C125.
- TERMIER, H. (1963): *Erosion and Sedimentation.* D. van Nostrand Compl. Ltd, London.
- TWIDALE, C. R.-CORBIN, E. M. (1963): „Gnammas”. – *Rev. Geomorph. Dyn.* Vol. 14, p. 1-20.

*TWIDALE, C. R.* (1976): Analysis of granite landforms. – John Wiley and Sons Australasia Pty Ltd, Sydney, New York, London, Toronto, p. 280-300.  
*TWIDALE, C. R.* (1982): Granite landforms. – Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, New York, Oxford.



## BARLANGI KÖZETEK RADON EXHALÁCIÓJA<sup>1</sup>

DEZSŐ ZOLTÁN<sup>2</sup> - HAKL JÓZSEF<sup>3</sup> - MOLNÁR LAJOS<sup>4</sup>

<sup>2</sup>Debreceni Egyetem TTK-ATOMKI Környezetfizikai Tanszék,  
4001 Debrecen Pf. 51. dezsoz@tigris.klte.hu

<sup>3</sup>MTA ATOMKI, 4001 Debrecen, Pf. 51 jhaki@moon.atomki.hu

<sup>4</sup>HBM ÁEÉÁ Regionális Laboratóriuma, 4002 Debrecen, Pf. 137.  
molnarl@indigo2.oai.hu

*Abstract: Sources of cave radon have been investigated in the Baradla-cave (Aggtelek, NE Hungary) using active radon detection technique. The exhalation of radon from clay deposits as well as from the limestone bedrock was measured in several experiments using specially designed exhalation chambers. The obtained radon concentration versus time profiles have been fitted to model calculations which were based on simple theoretical considerations on radon diffusion. The results show that under normal climatic conditions in caves, the effective diffusion length of radon in clay is large enough to play a significant role in feeding the cave atmosphere with radon gas. This is further enhanced by the relatively high radium-226 concentration and extremely small grain size of clay minerals. Limestone, in turn showed very weak emanation power which, together with its low radium content, resulted in two orders of magnitude less exhalation rate compared to clay. These results provide a clear evidence that the source of radon in karstic caves is clay deposit.*

### Bevezető

A barlangokra jellemző magas radonszint valamint ennek elsősorban az évszakos időjárással összefüggő jellegzetes változása meglehetősen régóta ismert tény. A radon, mint a levegő nyomjelzője fontos helyet foglal el a barlangi klímavizsgálatok eszköztárában (HAKL J. 1997), segítségével még a barlangi szerkezet kutatása is lehetséges (MOLNÁR L. 2000). Az egyes szerzők a barlangi radon forrását az alapkőzetben és a barlangi üledékekben egyaránt jelenlévő uránnal hozzák összefüggésbe. Nazaroff ide vonatkozó kompilációja szerint, pl. a mészkő átlagos rádium-226 tartalma 25 Bq/kg (NAZAROFF W. et al 1988), ami nagyjából megegyezik a talajokban erre az izotópra számos helyen és szerző által talált értékkel (UNSCEAR 1988). Talán ez a véletlen egybeesés az oka, hogy a forrás kísérleti vizsgálatával foglalkozó szakirodalom – legalábbis a barlangok viszonylatában – kifejezetten szegényes.

A szilárd mátrixban található rádiumból, annak elbomlása pillanatában keletkező radonnak diffúzió vagy áramlás révén kell kijutnia a kőzetből a barlang légterébe. A diffúziós állandó szilárd anyagban (a tömör szemcsé-

<sup>1</sup> Készült a 023181 sz. OTKA, a 0146/1999 sz. MKM valamint a Karszt- és Barlang Alapítvány támogatásával

ben) azonban  $< 10^{-32} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , azaz a radon onnan nem tud kijutni. Ha a kőzet porózus, akkor az ilyen anyagra érvényes  $10^{-6}$ - $10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  effektív diffúziós állandó mellett már  $\sim 20$  cm megtételére is van lehetőség. Ha megfelelő nyomásgradiens is fellép az adott helyen, akkor áramlás révén még mélyebb rétegek is hozzájárulhatnak a radon koncentráció kialakításához. Michel szerint a viszonylag tömör barlangi üledékek, mint pl. az agyag, kis porozitásuk miatt a barlang radon háztartásához csak kevés járulékot adhatnak (MICHEL J. 1987). Ezzel összhangban látszik lenni Burkett kísérleti eredménye, amely szerint az agyag radon exhalációjával nem volt magyarázható a vizsgált barlangban mért radonszint (BURKETT C. 1993). Valószínűleg ezek a szakirodalmi adatok is hozzájárultak ahhoz, hogy barlangi környezetben forrásként az alapkőzetet tekintik meghatározónak, s erre építve próbálnak elméleti magyarázatot adni az egyes barlangokban tapasztalt radon koncentrációk kialakulására, ezzel is igyekezvén alátámasztani a barlangi klímával kapcsolatban tett megállapítások helyességét (GÉCZY G. 1988).

Nyilvánvaló, hogy egy ilyen elképzelésben meghatározó szerepet kap a kőzet repedezettsége, s az áramlás a felszín és a barlangi tér közötti légcserre formájában is jelentkezhet. Tény, hogy karsztos területen a kőzet igen jó vízvezető, s egyebek között épp ennek köszönhető a térszín alatt húzódó barlangok gazdag formakincse. E karsztvíz azonban jelentősen befolyásolja a radon mozgását a repedésekben, elsősorban is segítve a radonnak a pórusterbe való bejutását (TANNER A. 1980). Másrészt azonban a jelentősebb víztartalom az exhaláció komoly gátló tényezőjévé válik, ugyanis a radon viszonylag jól oldódik vízben, a diffúziós hossz pedig kb. egy nagyságrenddel kisebb, mint porózus kőzetben. Fentiek alapján az is várható, hogy a csapadékviszonyok erősen befolyásolják a barlangi radonszintet. A tapasztalat azonban ezt az elvárást nem igazolja. Az elfogadott elmélet alapján az is meglepő, hogy a barlangi terekre jellemző, elég szűk határok között mozgó üregfelület/térfogat arány és az alacsony lég-csere ellenére a mért radon koncentrációk igen tág határok közé esnek.

Nagyszámú, hazai barlangokból gyűjtött különféle kőzet természetes radioaktivitásának vizsgálata alapján nemrégiben arra az eredményre jutotunk, hogy a mészkő radioaktivitása, s ezzel rádium tartalma is elenyészően kicsi az üledék döntő hányadát adó agyagéhoz képest (DEZSŐ Z. 2000). E hegységalkotó kőzet diagenézise ismeretében ez egyébként nem is meglepő. Ez, valamint a fenti tények alapos indokul szolgáltak arra, hogy a legfontosabb barlangi kőzeteket a radon forrása szempontjából részletes kísérleti vizsgálat alá vessük. Az alábbiakban ezek első eredményeiről számolunk be. Az *in situ* mérések helyszíne az aggteleki *Baradla-barlang* volt, ahol az ilyen vizsgálatokhoz szükséges technikai feltételek adottak voltak.

## Kísérleti módszerek és eredmények

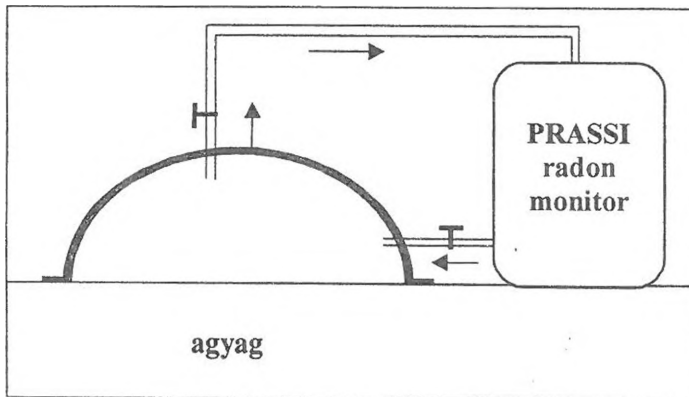
Egy kőzet radon exhalációján annak atmoszférával érintkező felület-egységén az időegység alatt kijutó radon aktivitást értjük. Ennek SI egysége  $\text{Bq}/\text{m}^2\cdot\text{s}$ . Ez a fluxussűrűség jellegű mennyiség a forráserősség mértékét fejezi ki. Ezt elsődlegesen a kőzet rádium tartalma szabja meg. Az exhaláció hajtóereje az a koncentráció különbség, amely a környező levegő és a pórus-tér között fennáll. Ez nyilvánvalóan kiegyenlítődni igyekszik, azonban a pórusok és az atmoszféra térfogata közötti sok nagyságrendnyi különbség valamint a radon véges életideje miatt ez sohasem következik be. A rádiumból képződő radonnak ráadásul csak egy része jut be a pórustérbe. Ezt a hányadot az ún. emanációs tényezővel fejezzük ki, aminek értéke 0-1 közé esik. Az emanációs képesség, pontosan nem meghatározható módon, a rádiumnak a szemcsében való elhelyezkedésére utal, s azt mutatja meg, hogy a rádium tartalom milyen hányadban járul hozzá a pórustér radon koncentrációjához.

Az exhalációképesség kísérleti meghatározására sokféle módszert dolgoztak ki (WILKENING M. 1990). A legáltalánosabb és általunk is használt az ún. akkumulációs eljárás. A vizsgálandó kőzet felületét egy alkalmas kiképzésű, radonra át nem eresztő edénnyel légmentesen lezárjuk, s az itt kialakuló radon koncentrációt mérjük az idő függvényében. Könnyen belátható, hogy ez a  $t$  időnek egy  $[1-\exp(-kt)]$  szerint változó függvénye lesz. Ha a rendszer teljesen zárt, akkor a telítési érték egyértelmű függvénye a pórustérben uralkodó radon koncentrációnak (és a mérési geometriának). Az elérési időt a radon felezési ideje szabja meg, s így a telítési szint elvileg kb. 30 nap alatt alakul ki. Amennyiben a koncentráció ennél hamarabb állandóvá válik, akkor az a kísérleti rendszer tökéletlenségére utal.

Az általunk használt *in situ* mérési elrendezés az 1. ábrán látható. A radon mérésére egy PRASSI típusú, periodikus üzemmódban (ún. grab sampling) is működtethető készüléket használtunk. A 15 perces mintavétel (ekkor a levegő az ábrán nyilakkal jelzett irányban áramlik) után 3 órát várunk, amíg kialakult a radioaktív egyensúly a radon és rövid életidejű leánytermékei között. (Erre a korrekt radon mérés miatt van szükség, ugyanis a detektor a bomlástermékek által kibocsátott alfa részecskéket is számlálja.) Az aktuális koncentráció meghatározására 1 óra mérési időt használtunk. A Róka-ág Labor-termében az agyag radon exhalációját közel két napon keresztül vizsgáltuk a fenti időrezsímben.

A mérési eredményeket a 2. ábrán a nyitott körök jelzik. Látható, hogy az alkalmazott felület/térfogat aránynál már néhány óra múlva könnyen mérhető magas radon koncentráció alakult ki, s az időben az elvárt módon emelkedett. A kísérlet ideje alatt a Labor-teremben egy AlphaGuard típusú, a

PRASSI-val összekalibrált készüléssel párhuzamosan is mértük a radon koncentrációját. A tapasztalat szerint ez mindvégig állandó, átlagosan  $(580 \pm 20)$  Bq/m<sup>3</sup> volt. A kísérleti adatokra illesztett görbe meredekségéből a lezárt felület és a búra térfogatának ismeretében az agyag exhalációja ki-számítható. A fluxus értékére 6.29 mBq/m<sup>2</sup>s adódott.



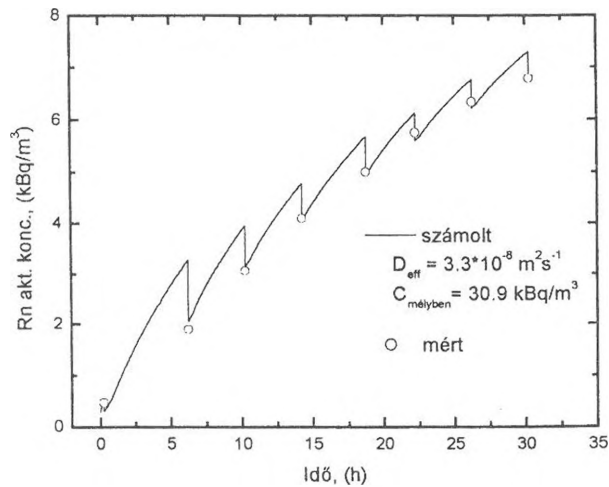
1. ábra. Exhalációs mérőberendezés vázlata  
Fig. 1. Sketch of exhalation experimental set up

Mivel az alkalmazott geometria igen egyszerű volt, a fenti kísérletet modellszámítással is szimuláltuk. Ebből a radon ún. effektív diffúziós állandója és a telítési radon koncentráció számolható. Az agyagban a radon koncentráció időbeli változását az alábbi parciális differenciálegyenlet írja le:

$$\partial c / \partial t = \text{div}(D_{\text{eff}} * \text{grad}(c)) - \lambda c + \lambda c_{\infty},$$

ahol a jobb oldal első tagja a diffúziót, a második a radioaktív bomlást, a harmadik pedig a radon forrását jellemzi. Hengeres geometriájú modellünkben figyelembe vettük, hogy az edény térfogata a kísérlet során periodikusan változik. Feltételeztük továbbá, hogy az agyag homogén. A parciális differenciálegyenletet az adott kezdeti és peremfeltételek mellett végeelem módszerrel oldottuk meg a mérőedényt és a hozzá csatlakozó 0.5 m sugarú és 0.5 m mély agyagot magába foglaló régión. Kezdeti feltételként vettük figyelembe, hogy  $c_k$  külső koncentráció a fent megadott mért érték és ehhez illesztünk a  $z$  mélység szerint exponenciálisan változó kezdeti értékfeltételt. A régió szélső, ill. alsó peremén a radon fluxusát nullának tekintettük, mert már távol vagyunk a zavart okozó mérőedénytől.

A modellszámítás eredménye az illesztési paraméterekkel együtt látható a 2. ábrán. A számított görbe fűrészfog jellege abból adódik, hogy a két mintavétel közötti időben csak a búra alatt változik a radon koncentrációja, s az összenyitáskor a hirtelen megnőtt térfogat miatt az leesik a két koncentráció érték térfogatokkal súlyozott átlagára. Az elmélet és kísérlet látható módon kitűnő egyezést mutat. A kapott paraméterekkel számolt exhaláció értéke  $8.12 \text{ mBq/m}^2\text{s}$ . A némileg magasabb érték oka az, hogy az első esetben a mintavétel idején bekövetkező koncentráció-esést az adatok értékelésénél nem vettük korrekcióba, így a valódi meredekséget alul-becsültük. Ez a kis különbség egyébként az ábrán szemmel is észlelhető.



2. ábra. Agyag helyszíni radon exhalációja  
Fig. 2. In situ radon exhalation measurement on clay

A fenti kísérletben kapott fluxus adat alacsonyabb, mint az irodalomban a jóval porózusabb talajokra közölt  $10\text{-}20 \text{ mBq/m}^2\text{s}$  exhaláció (WILKENING M. 1985), azonban nem olyan kicsi, hogy elhanyagolható lehetne a barlang radonszintje szempontjából. Mivel a Róka-ág a Baradla-barlang egy önálló, a fő-ágtól elkülönülő része, elképzelhető, hogy a radon koncentrációját is csak az itt található kőzetek szabják meg. Felmérve az agyag teljes felületét valamint a terem térfogatát, becslést végeztünk a fenti fluxus értékkel a várható radonszintre. Eredményül  $800 \text{ Bq/m}^3$ -t kaptunk, ami nincsen ellentmondásban a mért értékkel.

Hasonló *in situ* mérést folytattunk a Baradla fő-ágban a patakmederben lerakódott agyagon is. A körülmények itt nem tették lehetővé az időbeli változás mérését, csak a telítési értéket határoztuk meg két hónapos

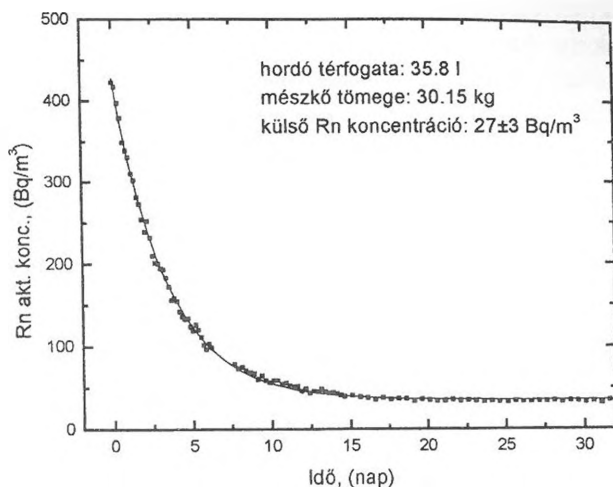
exhalációs idő után. Ezért ebből a kísérletből csak a diffúziós állandó és a  $c_{\infty}$  lehetséges kombinációira tudunk következtetni, ami a fluxusra egy tartományt ad eredményül. E mérés szerint az árvíz utáni rendkívül vizes agyagban a radon exhalációja  $0.9 - 4.8 \text{ mBq/m}^2\text{s}$  között lehet, azaz a fluxus jelentősen kisebb, mint a Róka-ágban volt. E tapasztalat összhangban van azzal a már említett ténnyel, hogy vízben a radon diffúziós állandója kicsi. Nem kizárt, hogy a bevezetőben is hivatkozott Burkett negatív eredménye is a vizsgált agyag nagy nedvességtartalmának rovására írható.

A mészkő radon exhalációját először a Róka-ág Labor-termében, egy leszakadt, kb.  $2 \text{ m}^3$  térfogatú tömbön vizsgáltuk a fent már leírt módon és berendezéssel. Az exhalációs edény és az egészen sík törési felület közötti tömítést egy helyben elkészített vizes gél segítségével igyekeztünk biztosítani. Mérhető effektust azonban két napos mérés után sem találtunk, ami egyaránt magyarázható a mészkő repedezettsége miatt fennálló elégtelen zártsággal (kiszellőzött az edény) vagy a mészkő igen alacsony exhalációjával. Ez utóbbi feltételezést ellenőrizendő, a mérést laboratóriumi körülmények között is elvégeztük.

A vizsgálathoz egy 35 literes, jól zárható műanyagbordóba  $30.15 \text{ kg}$  darabos mészkövet tettünk, majd azt még a barlangban lezártuk. A fedélen kiképzett tömített átvezetők segítségével csatlakoztattuk a PRASSI radon monitorhoz és a barlangon belül mértük a már leírt időrezsimben a mérőedénybeli radon koncentrációt az idő függvényében.

Ennek induló értéke a Labor-teremben akkor éppen uralkodó szint,  $700 \text{ Bq/m}^3$  volt. Nem kis meglepetésünkre emelkedés helyett a radonszint csökkent és 3 nap múlva már csak  $470 \text{ Bq/m}^3$  értéket jelzett a készülék. A radon koncentráció időbeli csökkenésének üteme arra utalt, hogy vagy a mérőrendszer nem teljesen zárt radonra, vagy a mészkő exhalációja pótolja az elbomlott radon egy részét. A két lehetőség természetesen egymás mellett is fennállhatott.

A kérdés eldöntéséhez az összeállított kísérleti berendezést, annak megbontása nélkül kiszállítottuk a felszínre, majd további 1 hónapon át az egyetem laboratóriumában elhelyezve követtük a radonszint alakulását. Már néhány nap múlva látszott, hogy a görbe meredeksége megváltozott, meredeksége nagyobb volt, mint amit a radon bomlási állandója megszab. Bizonyossá vált, hogy a rendszer nem teljesen tömör. A kísérlet utolsó napjaiban a radon koncentráció már gyakorlatilag nem változott, s a külső, laboratóriumban mért értékre, vagy ahhoz nagyon közelire látszott beállni. A teljes kísérleti időre kapott radon koncentráció adatokat a 3. *ábra* mutatja.



3. ábra: Mészkő radon exhalációja hordóban  
 Fig. 3. Radon exhalation of limestone measured in a barrel

A radonszintet befolyásoló összes tényezőt figyelembe véve a mérőedényben a koncentráció időfüggését az alábbi differenciálegyenlettel lehet leírni:

$$dc_M/dt = -\lambda c_M + \gamma(c_K - c_M) + \lambda c_F,$$

ahol a jobb oldal első tagja a radioaktív bomlást, a második tag a rendszer  $c_K$  külső koncentrációjú térre való szellőzését jelenti. A harmadik tag a radon mérőedényben belüli forrását írja le, ami jelen esetben a mészkő exhalációjával arányos forrástag. Az egyenletből következik, hogy az edényben belül a radonszint  $\exp[-(\lambda+\gamma)t]$  szerint közelít a  $c_M$  egyensúlyi koncentrációhoz, így az időállandó mérésével a  $\gamma$  meghatározható. Ezután, mivel  $dc_M/dt = 0$  és  $\gamma$  ismert,  $c_F$  egyszerűen kiszámítható.

A fentiek szerint meghatározott szellőzési tényezőre  $\gamma = 0.1196 \text{ nap}^{-1}$  értéket, egyensúlyi radon koncentrációra pedig  $c_M = 32.3 \text{ Bq/m}^3$ -t kaptunk. Mivel a laboratóriumban a radon koncentrációja mérésünk szerint mind-össze  $27 \pm 3 \text{ Bq/m}^3$  volt, a hordón belüli forrásereőséget a  $c_F = 35 \text{ Bq/m}^3$  érték jellemzi. Ez a hordó teljes térfogatára számítva  $1.25 \text{ Bq}$  forrás aktivitásnak felel meg. Egységnyi tömegű mészkő tehát csak  $0.042 \text{ Bq}$  radon emanációjára képes. Figyelembe véve a mészkő sűrűségét ( $2710 \text{ kg/m}^3$ ), ez  $112 \text{ Bq/m}^3$  koncentrációnak felel meg. Az eredmény azt jelenti, hogy egy ilyen kőzetben képződött üregben, ha ott más, radon exhalációra képes anyag nincsen, akkor ennél magasabb radonszint semmiképpen nem alakulhat ki. Ez egyben azt is

jelenti, hogy kísérletünk színhelyén, a Róka-ág Labor-termében a mészke a radon nyelőként funkcionál, az ottani radon-szint kialakításában csak az agyag, ill. légcseré révén más termékből vagy a felszínről származó levegő vesz részt.

## Összefoglaló

Az aggteleki *Baradla-barlangban in situ* mérésekkel vizsgáltuk a barlangi radon forrásait. Megállapítottuk, hogy az általában jelentősebb rádium tartalmú agyag a felszíni talajokkal összemérhető mértékben exhalál. Ez nyilvánvalóan annak köszönhető, hogy az igen apró szemcsékből álló kőzet jól emanál, így a pórusterben számottevő radon koncentráció tud kialakulni. Ezt támasztja alá az az eredményünk is, hogy nagy víztartalom esetén az exhaláció erőteljesen korlátozott, mivel ilyen esetben lecsökken az effektív diffúziós állandó. Ezzel szemben a mészke alig mutatott hajlamot az exhalációra. Mivel ennek a kőzetnek a rádium tartalma igen alacsony, még nagy emanáló képesség esetén sem tudná felülmúlni az agyag exhalációját.

Úgy tűnik tehát, hogy a barlangi radon forrása az agyag, az alapkőzet ezzel szemben inkább nyelőként funkcionál. Jóllehet üledékként az agyag szinte mindenhol jelen van, forrásként igazán ott szerepel, ahol mennyisége számottevő. Mivel ilyen értelemben az agyag eloszlása a barlangban nagyon inhomogén, ez egyben azt is jelenti, hogy a radon forrása lokalizálható. Ez a tény felhasználható új barlangi részek felderítésére, ill. ismert járatok szellőzésének időbeli vizsgálatára.

## IRODALOM

- BURKETT C. (1993): Radon levels in limestone caves in central Pennsylvania. - B.Sc. Thesis, University Park, Pennsylvania State University, Pa.
- DEZSŐ Z. (2000): A barlangi radon eredetének vizsgálata, II. Karsztfeljlődés Konferencia, Szombathely, 2000. ápr. 13-14, előadás.
- GÉCZY G.-CSIGE I.-SOMOGYI G. (1988): Air circulation in caves traced by natural radon. - In: Proc. of the 10<sup>th</sup> Int. Congress of Speleology, Hung. Speleological Society, Budapest, 2, p. 615-617.
- HAKL J.-HUNYADI I.-VÁRHEGYI A. (1997): Radon monitoring in caves. - In: S.A. Durrani, R. Ilic (szerk.), Radon measurements by etched track detectors. - Applications in Radiation Protection, Earth Sciences and the Environment. World Scientific Publishing Co., Singapore, p. 261-283.
- MICHEL J. (1987): Sources. In: : C.R. Cothorn, J.E. Smith Jr. (szerk.), Environmental radon. Plenum Press, New York, p. 98-108.



*MOLNÁR L.-DEZSŐ Z.* (2000): Barlangi terek kutatása radon segítségével - Karsztfejlődés V., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 283-291.

*NAZAROFF W.-NERO A.* (1988): Radon and its decay products in indoor air, John Wiley and Sons, New York, p. 72.

*TANNER A.* (1980): Radon mitigation in the ground: a supplementary review - In: Natural Radiation Environment III. Technical Information Center, U.S. Department of Energy, Springfield, VA, p. 5-56.

*UNSCEAR* (1988): Sources, effects and risks of ionizing radiation, New York, United Nations.

*WILKENING M.* (1985): Radon transport in soil and its relation to indoor radioactivity, - Sci. Total Environ., 45, p. 219-226.

*WILKENING M.* (1990): Radon in the Environment. - Elsevier, Amsterdam, p. 50-53.



## RADON VISZONYOK A BARADLA-BARLANGBAN<sup>1</sup>

MOLNÁR LAJOS<sup>2</sup> - DEZSŐ ZOLTÁN<sup>3</sup>

<sup>2</sup>HBM ÁEÉÁ Regionális Laboratóriuma, 4002 Debrecen, Pf. 137.  
molnarl@indigo2.oai.hu

<sup>3</sup>Debreceni Egyetem TTK-ATOMKI Környezetfizikai Tanszék,  
4001 Debrecen, Pf. 51. dezsoz@tigris.klte.hu

*Abstract: Real-time radon concentration measurement methods have been used in the Baradla-cave (Aggtelek Karst, NE Hungary) to establish routes of air-flow in winter, near the complex entrance system at Aggtelek. In galleries, radon concentrations annually show two stable states, depending on the sign of air-flow driving pressure difference. In two cases an additional marked state was found. This phenomenon was attributed to the local influence of source terms through unknown interactions from deeper located unexplored cave parts. Furthermore, a detailed radon survey made during summer along the so called long-tour route revealed yet unknown sinks and sources of radon gas deep inside the cave. Of these, some has already found explanation and a brief account is given in the paper. The results outlined here highlight the potential application of high sensitivity radon monitoring in cave exploration and research.*

### Bevezetés

Barlangi radonnal kapcsolatos hosszú idejű adatgyűjtést Magyarország számos helyén, többek között a *Baradla-barlangban* is végeztek már. A Baradla-barlangban ezek a mérések elsősorban szilárdtest nyomdetek-toros technikával, a barlang több pontját érintve folytak (HAKL J. 1993). A mérési adatokból levonható legfontosabb következtetés az, hogy a *Baradla-barlang* aggteleki és jósvafői végénél érzékelhető a radonszintben egy éves periodicitás, ám a fő-ág időben állandó, sztatikus képet mutat. Míg az agg-teleki oldalon kisebb, a jósvafői oldalon nagyobb a radon koncentrációja, addig a közöttük található szakaszon monoton, trendszerű csökkenés tapasztalható Aggtelek irányába. Mivel legfrissebb ismereteink szerint a radon fő forrása a barlangban egyenetlenül elhelyezkedő agyag (DEZSŐ Z. 2000), ezért célszerűnek látszott a Baradla fő-ágáról alkotott kép ellenőrzése és finomítása, különös tekintettel arra is, hogy a legújabb légközzési modell (MOLNÁR L. 2000) szerint a fő-ágon belül is beszellőzik a barlang.

---

<sup>1</sup> Készült a 023181 sz. OTKA és a Karszt- és Barlang Alapítvány támogatásával

## Méréstechnika

A radon detektálására két, különböző detektorral rendelkező készüléket használtunk. Az AlphaGUARD PQ2000 (Genitron GmbH, Németország) ionizációs kamrás berendezés, mely a radon bomlása során kibocsátott  $\alpha$ -részecskéket detektálja. Mivel a radon leánytermékei között is van  $\alpha$ -bomló izotóp, a mérőrendszer szoftveres úton speciális háttérkorrekciót végez (BUTTERWORTH D. 1993). A mérőkamra feltöltése diffúziós úton történik. A légszivattyú hiánya azzal az előnnyel jár, hogy a készülék kisméretű, könnyű, saját telepről egy hétig működőképes. Ugyanakkor környezetének radonszintjét lassan veszi fel, így az adott helyre jellemző radon koncentrációt csak viszonylag hosszú várakozási idő után képes elfogadható mérési bizonytalansággal meghatározni. Ezért mérési időnek 1 órát választottunk, és törekedtünk a legalább 24 órás, folyamatos adatgyűjtésre. Így a véletlen hiba tipikusan 1-5 % közé esett.

Másik detektorunk egy PRASSI típusú (Silena, Olaszország) Lucas-cellás berendezés. Az érzékeny térfogat egy szcintillátorral körülhatárolt, kb. 2 liter űrtartalmú, szelepekkel akár le is zárható kamra. Ez a készülék is az  $\alpha$ -részecskéket detektálja, a leányelemektől származó jelek leválasztása itt is szoftveres úton történik. A berendezés előnye, hogy a mérőkamra feltöltését légszivattyú biztosítja, így rövid idő alatt reális radon koncentrációt adó méréseket lehet végezni. Hátránya ugyanakkor, hogy a készülék a barlangi viszonyokhoz nagyméretű és nehéz, a szivattyú nagy áramfelvétele miatt pedig saját akkumulátorairól csak kb. 8 órát képes folyamatosan üzemelni.

Mindkét műszer radon-kamrában gyárilag kalibrált. Adatbázisunk koherenciáját biztosítandó, több alkalommal is végeztünk hosszú idejű összeméréseket. Erre a célra legalkalmasabb helynek a Róka-ágot találtuk.

### Az aggteleki oldal

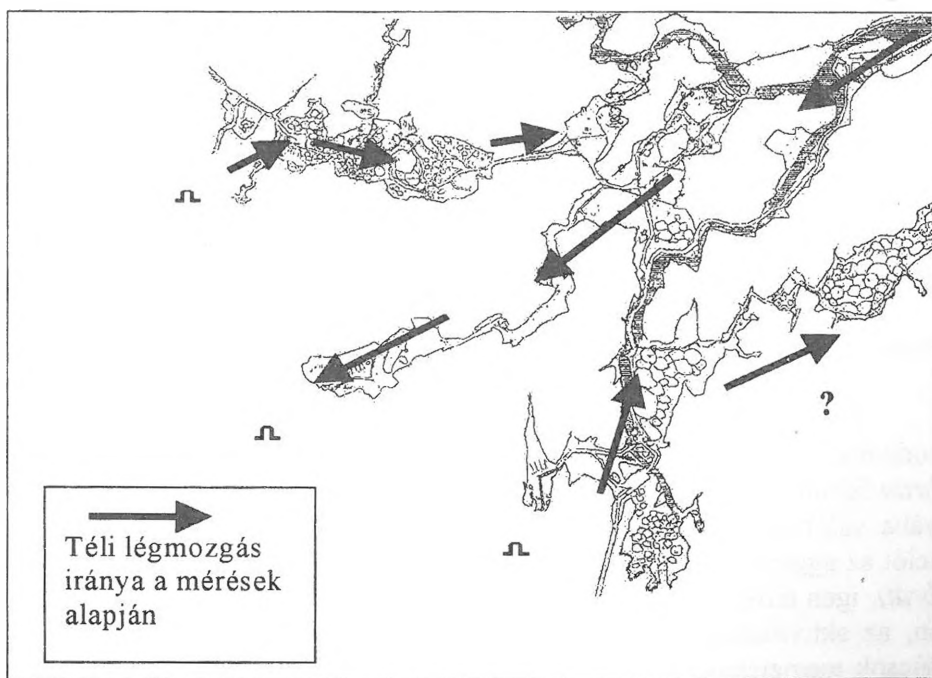
Elsődleges célunk a Róka-ág ún. Labor-termében uralkodó radon viszonyok felmérése, esetleg hosszabb távú monitorozása volt, mivel az ide tervezett terápiás részleg ezt dozimetriai szempontból indokolta. Ezen a helyen korábban nem történtek radon mérések, a légmozgás iránya, a légcseres nagysága sem volt kellően ismert. A radon koncentráció hosszabb idejű monitorozásával nyert radon idősorok analízise elvileg lehetővé teszi ilyen kérdések megválaszolását. Ezért méréseinket kiterjesztettük a Baradla-barlang teljes aggteleki oldalára. A barlang eme részére jellemző, hogy több nagy terem láncolatából kialakult, egymástól elkülönülő járatrendszerből áll, melyek a Hangverseny-teremnél futnak össze. Az itt kialakuló légközrést erősen

befolyásolja az, hogy a barlangnak ezen a részén több természetes és mesterséges felszíni kinyílás is van.

I. táblázat  
Table I.

Radon aktivitáskonzentráció a Baradla-barlang aggteleki oldalán  
Radon activity concentrations in the Aggtelek part of the Baradla-cave

mérési hely	$C_{Rn}$ - nyári [Bq/m <sup>3</sup> ]	$C_{Rn}$ - téli [Bq/m <sup>3</sup> ]
Csontház-terem	–	600-700
Teknősbéka-terem	1500	400
Labor-terem	800-900	500-600
Hangverseny-terem	500-600	900-1100
Fekete-terem	600-700	900-1100
Denevér-ág	–	800-900
Tigris-terem	300-400	300-400
Oszlopok csarnoka	500-600	100-200
Csipke-terem	500-600	–



I. ábra: Légmozgás télen a Baradla-barlang aggteleki oldalára eső járatrendszerben  
Fig. 1: Direction of air-flow near the Aggtelek entrance region of the Baradla-cave in winter

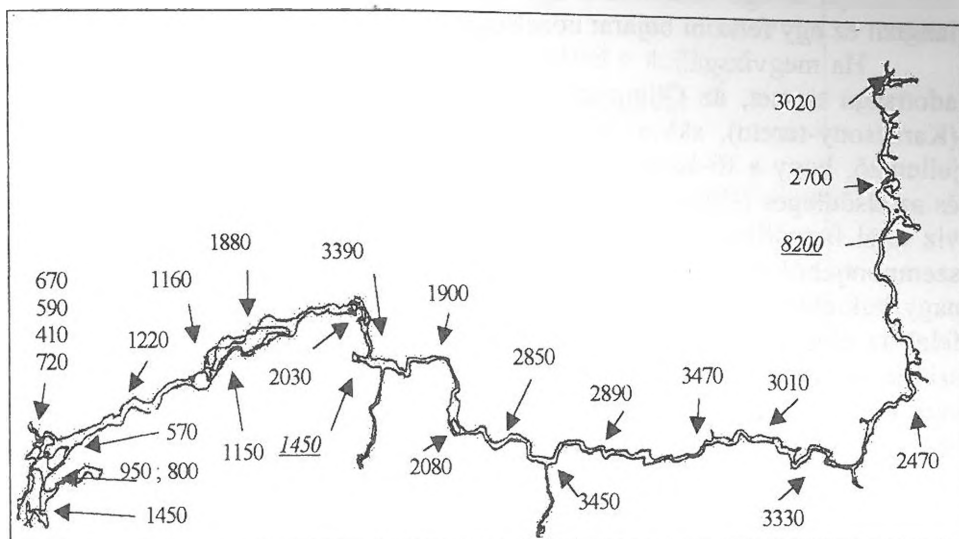
Méréseinket úgy időzítettük, hogy minden évszakra rendelkezünk jellemző adatokkal. Az *I. táblázatban* összefoglalt eredményekből látszik, hogy a legtöbb teremben két radon koncentráció érték alakul ki az év során. Ám a maximum és minimum értékek a helytől függően különböző évszakokra esnek. Egyes termekre a téli maximum a jellemző, míg másokra a nyári. Éppen ezt a tényt tudjuk felhasználni a légmozgás irányának a megjelölésére! Ezt az *I. ábrán* mutatjuk be a téli évszakra vonatkozóan. Látható, hogy ilyenkor a jósvafői oldalról érkező radonban dúsabb levegő a Fekete-termet érintve a Denevér-ágon keresztül távozik a barlangból. Ugyanakkor kitűnik az is, hogy a Kis-baradla bejáratán át friss levegő áramlik be, mely az Oszlopok csarnokán keresztül jut el a Tigris-teremig.

Az aggteleki oldal egyik érdekes pontja a Teknősbéka-terem. Itt nyáron meglepően magas a radonszint, pedig a terem határoló és kitöltő kőzetek természetes radioaktivitása ezt nem indokolja. A magas radonszintre elképzelhető az a magyarázat, hogy a Tigris-terem alatt elhelyezkedő tér-részben magasabb radon koncentráció uralkodik, s ez a tér a Teknősbéka-teremre nézve forrást jelent (szekunder forrás), ahonnan diffúziós vagy konvekciós mechanizmus révén feljut a radondús levegő a Teknősbéka-terem-be. A téli alacsony szintnek az a magyarázata, hogy a közelben elhelyezkedő két bejáraton keresztül hideg levegő áramlik be a barlangba. Figyelemre méltó és a szekunder forrás létét megerősítő eredmény az is, hogy az aggteleki oldalnak ez a pontja nem kétállású. A külső hőmérséklethez igazodva képes stabilan felvenni egy átmeneti állapothoz tartozó  $700-800 \text{ Bq/m}^3$ -es radon koncentráció értéket is. Ez a szint azonban labilis, a külső hőmérséklet változását, így a légcseré beindulását időben azonnal képes követni. A barlang ezen oldalán a többi mérési pont ilyen tulajdonságot nem mutat.

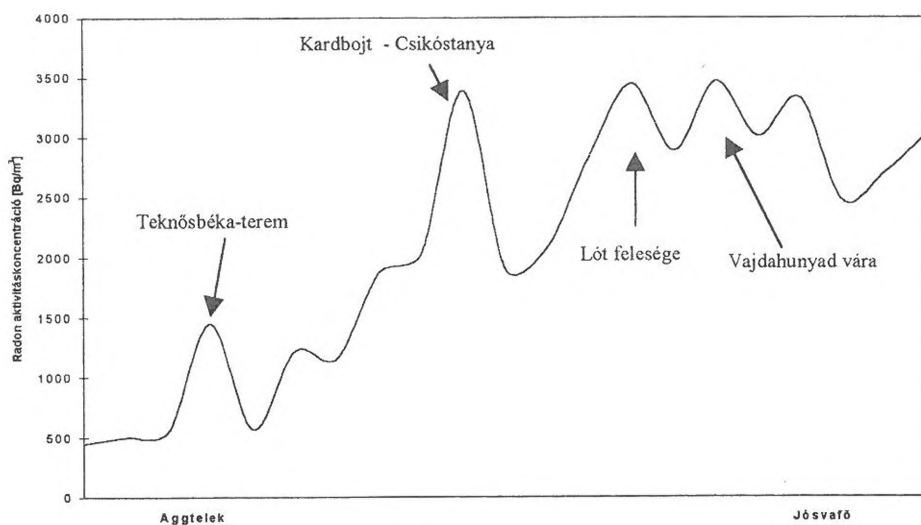
## Hosszú-túra

2000 nyarán egy 1 hetes méréssorozat során sikerült a nyári radon viszonyokat tükröző profilt felvenni a barlang hossz-szelvénye mentén. A *2. ábrán* feltüntetett adatokból látható, hogy a radon koncentráció Jósvafő irányába valóban emelkedést mutat. Ugyanakkor, ha a fő-ág menti koncentrációt az aggteleki bejáratától mért távolság függvényében ábrázoljuk (lásd *3. ábrát*), igen érdekes képet kapunk. Az emelkedés trendszerű, de nem monoton, az aktivitáskoncentráció a helynek igen erősen változó függvénye. E csúcsok megjelenéséből arra következtethetünk, hogy a Baradla hossz-szelvénye mentén helyi (primer) és távoli (szekunder) radon források fordulnak elő. Ilyen lokális forrás lehet a Kardbojt és Csikóstanya között, a Lót fele-

sége, Vajdahunyad vára valamint a Rózsa Sándor gatyája körüli területeken (lásd 3. ábrát). Ezek alaposabb felmérése, bejárása mindenképpen indokolt.



2. ábra: A radonszint alakulása nyáron a Baradla-barlangban  
 Fig. 2: Variation of radon level in the Baradla-cave in summer



3. ábra: Radonkoncentráció alakulása nyáron a Baradla-barlang fő-ágában  
 Fig. 3: Variation of radon concentrations along the Baradla-cave in summer

Egy adott térrészben kialakuló radonszint nemcsak a forrásoktól, hanem az ott előforduló nyelőktől is függ. A legfontosabb nyelő tényező a radon bomlása (felezési idő 3.82 nap). A hígulás, azaz alacsonyabb radon koncentrációjú levegő beáramlása egy térbe szintén nyelőként fogható fel. Barlangnál ez egy felszíni bejárat közelségére utaló jel is lehet.

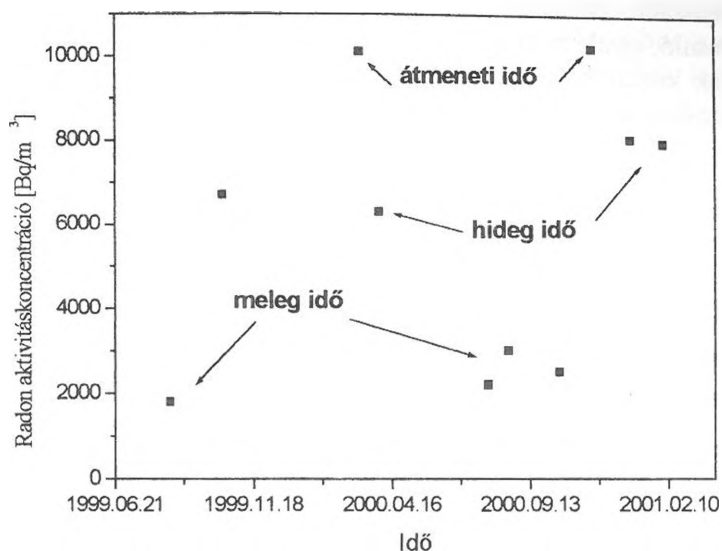
Ha megvizsgáljuk a barlangban lévő, két egymáshoz nagyon hasonló adottságú termet, az Olimposz belső termét és a Meseország belső termét (Karácsony-terem), akkor érdekes dolgot vehetünk észre. Mindkét teremre jellemző, hogy a fő-ágtól viszonylag távol fekszik, nehezen megközelíthető és az elsődleges feltételezések szerint kis légcserével rendelkezik. Igen sok a víz által beszállított és a kőzetpedéseken át befolyt agyag, ami a radon szempontjából primer forrás. Ezzel szemben a radon koncentrációkban igen nagy különbség mutatkozik. A Karácsony-teremben mért  $8200 \text{ Bq/m}^3$  megfelel az elméletileg várható értéknek. Az Olimposz  $1500 \text{ Bq/m}^3$ -es radonszintje azonban csak úgy magyarázható, ha a térben egy aktív nyelő is jelen van, pl. felszín közeli bejárata van a teremnek. A nyári méréseket követően felszíni terep bejárással valamint barlangi, felszíni térképek és GPS segítségével egy lehetséges kapcsolatként jelöltük meg az Aggtelek határában elhelyezkedő töbrök egyikét. Később Grüber Péter vezetésével a Baradla Barlangkutató Csoport tagjai egy felhőszakadást követően fluoreszcein segítségével víznyomjelzést végeztek; a jelzett víz igen rövid idő alatt megjelent az Olimposzban (GRÜBER P. 2001).

## Labirintus

A jósvafői bejáráshoz igen közeli Labirintussal kapcsolatban a Baradla-barlanggal foglalkozó kutatók közül többen is beszámoltak váratlan és érdekes mérési tapasztalataikról. Ezek legismertebbike az állandóan magas hőmérséklet (kb.  $11.4 \text{ C}^\circ$ ). Évekkel ezelőtt Hakl J. ezen a helyen rövid idejű, ún. radon-pöff megjelenését észlelte (HAKL J. 2000), Végh Zs. pedig szokatlanul nagy  $\text{CO}_2$ -koncentrációt mért ugyanitt (VÉGH ZS. 2000).

A fenti információk alapján egy hosszabb időt átölelő radon mérés-sorozatba kezdtünk ezen a helyen. A közel két év során nyert eredményeket a 4. ábra mutatja be. Az adatokból kitűnik, hogy az aggteleki oldal Teknős-béka-terméhez hasonlóan itt is háromállású a radonszint. Itt nyári koncentráció minimum és téli közepes szint a jellemző. A radonszint maximuma - ami a Baradla-barlangban általunk mért legnagyobb értéket képviseli - az ún. átmeneti időszakra (tavasz és őszi) esik. Ilyenkor a felszíni és barlangi léghőmérséklet gyakran közel azonos, így a légcsere minimális.





4. ábra: Mért radon aktivitáskonzentráció értékek a Labirintusnál  
 Fig. 4: Seasonal variation of radon activity concentrations at the Maze of Baradla-cave

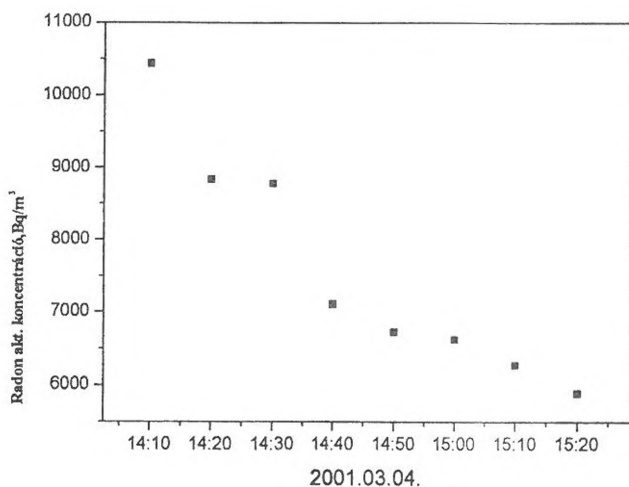
II. táblázat  
 Table II.

Radon aktivitáskonzentráció a Medence-táróban  
 Radon activity concentrations in the Szenthe tunnel

mérés ideje	Radon koncentráció [Bq/m <sup>3</sup> ]
2000. 04. 21.	5000
2000. 08. 19.	5900
2000. 11. 19.	160
2001. 03. 04.	170

Igen jól értelmezhetők az adatok akkor, ha figyelembe vesszük a Jós-va-forrás közelségét és elfogadjuk a Labirintust, mint helyszínt a *Baradla-barlang* és a *Hosszú-Alsó-barlang* összeköttetésének (DEZSŐ Z. 2000). Ekkor ugyanis az itt mérhető magas radonszint nem a primer forrásnak köszönhető, hanem a *Hosszú-Alsó-barlangból*, mint szekunder forrásból származik. A kialakuló légközrés miatt nyáron az alsó barlang radondús levegője a Medence-tárhoz távozik, ami jól látható a 2. táblázatból, ahol az itt

mért koncentráció értékeket tüntettük fel. Ugyanakkor télen, a jósvafői bejáraton beáramló, gyakorlatilag radon mentes levegő hígítja a Labirintus levegőjét, ennek köszönhető a nyárinál magasabb, ugyanakkor az átmeneti időszaknál alacsonyabb a radonszint.



5. ábra: Gyors lefutású radonszint csökkenés a Labirintusnál  
 Fig. 5: Fast drop in radon level at the Maze of Baradla-cave

Ezt az elképzelést alátámasztja az 5. ábra is, ami egy szerencsés időben végzett mérés eredményét mutatja. Napközben a külső és belső hőmérséklet nagyjából megegyezett, de délután egy jelentős lehűlés történt. Ennek hatására erős légmozgás indulhatott be, így a Labirintusban elhelyezett detektor igen gyorsan, kb. egy óra alatt felére csökkenő radon koncentrációt jelzett. Az átmeneti időben kialakuló magasabb radonszintet tehát szekunder forrás, a Hosszú-Alsó-barlang okozza. Lényeges elem az itt tapasztalt magasabb hőmérséklet, ami minden bizonnyal valamilyen mélységi geotermikus hatás következményeként jön létre. Ezért a radon feláramlásánál a diffúzió mellett konvekció is fellép. Ebbe a képbe jól beilleszthető a Hakl által mért radonpöff is (HAKL J. 2000), amit az átmeneti időszakban bekövetkezett hirtelen külső hőmérsékletváltozás okozhatott.

## Összefoglalás

Két éves, a Baradla-barlangban végzett radon méréseink megmutatták, hogy a hagyományos barlangkutatói módszerek mellett a radon koncentráció finom időfelbontású szisztematikus vizsgálata is eredményesen használható a barlangi klíma kutatásában. Felhasználva a barlangi radon forrására

vonatkozó új eredményeinket is, téli viszonyokra jellemző légközrést határoztunk meg az aggteleki oldal járatrendszeréhez. A barlang hossz-szelvénye mentén lokális primer és szekunder forrásokot valamint nyelők helyét jelöltük meg. Úgy gondoljuk, hogy a valós idejű radon mérésekre alapozott barlangi szerkezetfeltáró kutatásoknak van létjogosultsága a hazai barlangkutatásban is.

## IRODALOM

- BUTTERWORTH D. -PEARCE G.* (1993): Report of the application of the radon monitor AlphaGUARD in mines, Report of DCPS, United Kingdom.
- DEZSŐ Z.* (2000): A barlangi radon eredetének vizsgálata, Karsztfejlődés III. - Konferencia, Szombathely, 2000. ápr. 13-14, előadás.
- DEZSŐ Z.-MOLNÁR L.* (2000): Barlangkutatás radonnal - Barlangkutatók Szakmai Találkozója, Pécs, 2000. okt. 27-29, előadás.
- GRÜBER P.* (2001): személyes közlés
- HAKL J.-HUNYADI I.-TÖRÖCSIK I.* (1993): Radon measurements in the Baradla cave. In: Zámbo, L.-Veress, M. (szerk.) Proc. of Conf. on the karst and cave research activities of educational and research institutions in Hungary, Jósvalő, p. 109-115.
- HAKL J.* (2000): személyes közlés
- MOLNÁR L.-DEZSŐ Z.* (2000): Barlangi terek kutatása radon segítségével - Karsztfejlődés V. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 283-291.
- VÉGH ZS.* (2000): személyes közlés