

¹⁴C MÉRÉS ALKALMAZÁSA A KARSZTKUTATÁSBAN

MOLNÁR MIHÁLY¹-DEZSŐ ZOLTÁN²-PALCSU LÁSZLÓ¹-SZÁNTÓ
ZSUZSANNA¹-FUTÓ ISTVÁN¹- SVINGOR ÉVA¹- RINYU LÁSZLÓ¹

¹MTA Atommagkutató Intézete, Környezetanalitikai Laboratórium
4026 Debrecen, Bem tér 18/c, mmol@atomki.hu

²Debreceni Egyetem - ATOMKI Közös Környezetfizikai Tanszék
4026 Debrecen, Bem tér 18/c

Abstract: Excellent radiocarbon records in karstic system studies were presented in international references. It was demonstrated that ¹⁴C dating with dead carbon corrections (dcp) of stalagmites could be used as a substantive, inexpensive and efficient absolute dating method. Detecting of varying of specific dcp for different regions or different time periods could provide substantial information about the regional climatic changes or about the variations of carbon-dynamic conditions in the karstic systems. Up to the present ¹⁴C dating was not applied sufficiently in the study of stalagmites in Hungary. Beyond reporting international results this paper would like to point out the advantages and inland possibilities of this method in karstic system studies. We also presented a low-level ¹⁴C measurement facility in Hungary with the possibility for further cooperation in karstic system or stalagmite studies.

Bevezetés

A kozmogén eredetű ¹⁴C oxidált ¹⁴CO₂ formában hozzákeveredik a Földi szén-ciklushoz, beépülve minden olyan formációba, mely részben vagy egészen légköri széndioxid felhasználásával formálódik. A karsztos közegek légköri eredetű karbonáttartalma lehetőséget biztosít a fejlődési folyamatok radiokarbonos kormeghatározással történő felderítésére. A cseppkövek természetes időfüggő mikroszerkezetét a ¹⁴C-es kormeghatározási módszer igen jól felderítheti és elhelyezheti a naptári időskálán. A radiokarbon 5730 éves felezési ideje ideális lehetőséget biztosít akár több tízezer éves léptékű vizsgálatokra is.

A nemzetközi szakirodalom számos eredményt szolgáltatott már a karsztrendszer, illetve cseppkövek radiokarbonos vizsgálatával kapcsolatban, rámutatva a módszer használhatóságára, hasznosságára és számos kitűnő előnyére. A hazai karsztkutatás, különös tekintettel a cseppkövek vizsgálatára idáig nemigen használta ki a ¹⁴C módszer adta lehetőségeket, annak ellenére, hogy a mérésekre hazai lehetőség is kínálkozna. Ezzel a munkával kívánjuk felhívni a figyelmet a radiokarbonos módszer használhatóságára a fenti témában, egyben felkínálva a lehetőséget olyan karsztkutatói együttműködésekre, melyek kihasználják a hazai ¹⁴C mérés lehetőségét is.

Elméleti háttér

A kozmikus sugárzás a Föld légkörének felső légterében jelentős mennyiségben hoz létre szabad neutronokat. Ezen neutronok hatására a szén 14-es tömegszámú izotópja a légkörben főként nitrogénből magreakció végmagjaként keletkezhet. A keletkezett ^{14}C β -bomlással 5730 ± 40 év felezési idővel ($E_{\max} = 160$ keV) ^{14}N -é bomlik. Az eddigi számítások szerint 2-2,5 ^{14}C atom keletkezik másodpercenként a Föld felületének egy négyzetcentiméterére vonatkoztatva (LINGENFELTER 1963).

A radiokarbon a légkörben gyorsan oxidálódik szén-dioxiddá, és folyamatosan „nyomjelzi” a légköri szén-dioxidot, melynek fajlagos aktivitása 14,1 bomlás/min/gC (DAMON 1978).

Mivel a kozmikus sugárzás intenzitása hosszú idő óta közel állandó, és ehhez képest a ^{14}C 5730 éves felezési ideje rövidnek tekinthető, a Földön a kozmogenikus ^{14}C radioaktív egyensúlyi állapotban van. Az egyensúlyi izotóparány $^{14}\text{C}/^{12}\text{C} = 1,17 \cdot 10^{-12}$. Az akkumulálódott ^{14}C -tartalom a Földön $51 \cdot 10^3$ kg, ami kicserélődési folyamatok révén a hidro-, bio-, ill. atmoszférában 94,3%, 3,8% illetve 1,9% arányban oszlik el (FAIRHALL-YOUNG 1970).

A légköri szén beépülésével formálódó képződmények létrejöttékor azok szenének fajlagos radioaktivitása folyamatosan követi az atmoszférikus szén fajlagos radiokarbon aktivitását. Ekkor széntartalmukat radiokarbon tartalom szempontjából modernnek nevezzük. A beépülési folyamat megszűnte után, például mikor egy karbonátos rétegre újabb rakódik, további ^{14}C felvételére nincs lehetőség, ezért a ^{14}C koncentrációja az adott anyagban a felezési időnek megfelelően exponenciálisan csökken a radioaktív bomlás miatt.

Ismerve a kezdetben beépülő széntartalom fajlagos radioaktivitását (A_0) (kezdeti aktivitás), majd a beépülési folyamat megszűnte után jelenleg megmérve a fajlagos aktivitást (A) (jelenlegi aktivitás), a ^{14}C bomlási állandójának (λ) ismeretében kiszámítható a szén beépülési folyamatok megszűnésének ideje, azaz a minta kora (t):

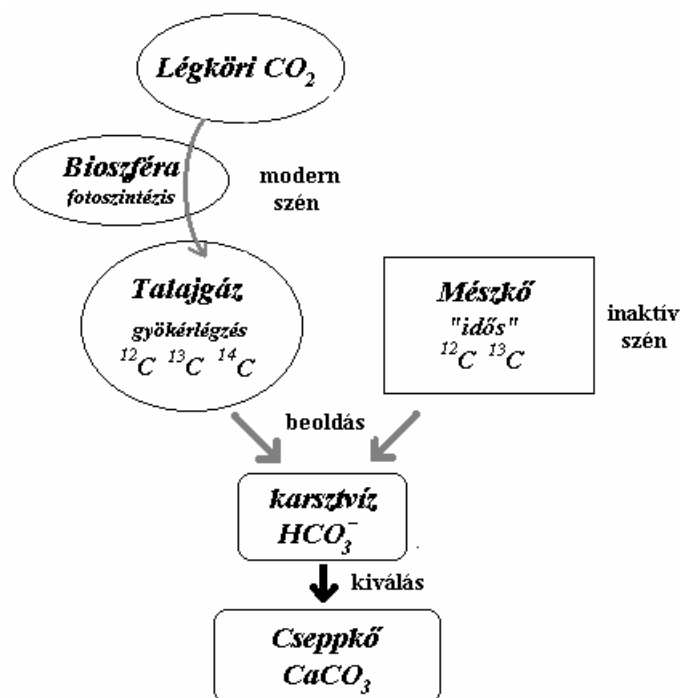
$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t}.$$

Ez a radiokarbon kormeghatározás elve (LIBBY 1955). A módszernek nagy jelentősége van a geológiában, a régészetben és a hidrológiában. Segítségével a leletek 50 - 40 000 év közötti tartományban dátumozhatók.

Inaktívszén-tartalom korrekció

Ezen abszolút kormeghatározási módszer alkalmazásakor karsztrendszerekben cseppkövek és egyéb karbonátos kiválások vizsgálata esetén nagy figyelmet kell fordítani a beépített szén kezdeti fajlagos aktivitásának (A_0) becslésére speciális keletkezési körülményeik miatt, mivel azok nem közvetlenül a légkörből, hanem a karsztvíz által szállított oldott karbonátból válnak ki.

Karsztrendszerekben a vízből kiváló karbonátok széntartalmának csak egy része származik a légkörből, illetve a beszivárgás helyén a talaj felső rétegének talajgázából beoldott modern széndioxidból. A karsztvíz, melyből kiválik a karbonátos kőzet, a karsztrendszeren áthaladva a modern széndioxid mellé beoldhat kisebb-nagyobb mennyiségben karbonátot az idős mészkő alapkőzetből is, mely mérhető mennyiségű ^{14}C -et nem tartalmaz, azaz szene inaktívnak tekinthető. Ezen folyamatok eredménye képpen a kiváló karbonát radiokarbon kora látszólag nagyobb a valóságosnál a mészkőből beoldott „öreg”, inaktív szén mennyiségétől függően (1. ábra, GENTY-MASSAULT 1997).



1. ábra: Karsztos karbonát kiválások széntartalmának eredete.
Fig. 1.: Origin of carbon of karstic carbonate deposits.

A karbonátos kiválások inaktív mészkő beoldódása miatti százalékos inaktívszén-tartalmát, azaz a dcp-jét (*dead carbon percent*) a következő formula szerint adják meg:

$$dcp = \left(1 - \frac{a^{14}C_{cseppk}}{a^{14}C_{lev.}} \right) \cdot 100 \text{ ‰},$$

ahol a dcp az inaktívszén-tartalom %-os mértéke, $a^{14}C_{cseppk}$ a cseppkő karbonátjának fajlagos radiokarbon aktivitása, az $a^{14}C_{lev}$ pedig a légköri modern széndioxid fajlagos radiokarbon aktivitása.

A fenti folyamatok radiokarbon szempontú elméleti leírására számos modell kínálkozik. Ezek közül már a talajgáz radiokarbon tartalmának leírása sem egyszerű feladat, mivel a légköri széndioxid eredeti izotópösszetétele mire a talajgázba jut kis mértékben megváltozhat a biológiai folyamatokban. Az effektus figyelembe vételére a következő számítási módot javasolják (FONTES 1992):

$$a^{14}C_{talajg} = a^{14}C_{lev.} \cdot \left(1 - \frac{2,3 \cdot (\delta^{13}C_{lev} - \delta^{13}C_{talajg})}{1000} \right),$$

ahol $a^{14}C_{talajg}$ és $a^{14}C_{lev}$ a talajgáz illetve a levegő széndioxidjának fajlagos ^{14}C aktivitása, a $\delta^{13}C_{lev}$ és a $\delta^{13}C_{talajg}$ pedig ezek stabilizotóparány-eltolódása.

Karsztvíz rendszerek esetén a karsztvízben oldott inorganikus szén fajlagos aktivitásának számolására szintén több modell kínálkozik. A fenti folyamatok hatásának becslése az oldott széntartalomra általában rendkívül komplex feladat. A javasolt modellek mindegyike csak komoly fenntartásokkal alkalmazható egy-egy konkrét esetben. Ezen rendszerekre a legelfogadottabb modell szerint a következő formulával becsülhetjük a karsztvízben oldott inorganikus szén fajlagos ^{14}C aktivitását (MOOK 1974):

$$a^{14}C_{DIC} = (a^{14}C_{talajg} - a^{14}C_{meszko}) \cdot \left(\frac{(\delta^{13}C_{DIC} - \delta^{13}C_{meszko})}{(\delta^{13}C_{talajg} - (\varepsilon \cdot g - b) - \delta^{13}C_{DIC})} \right),$$

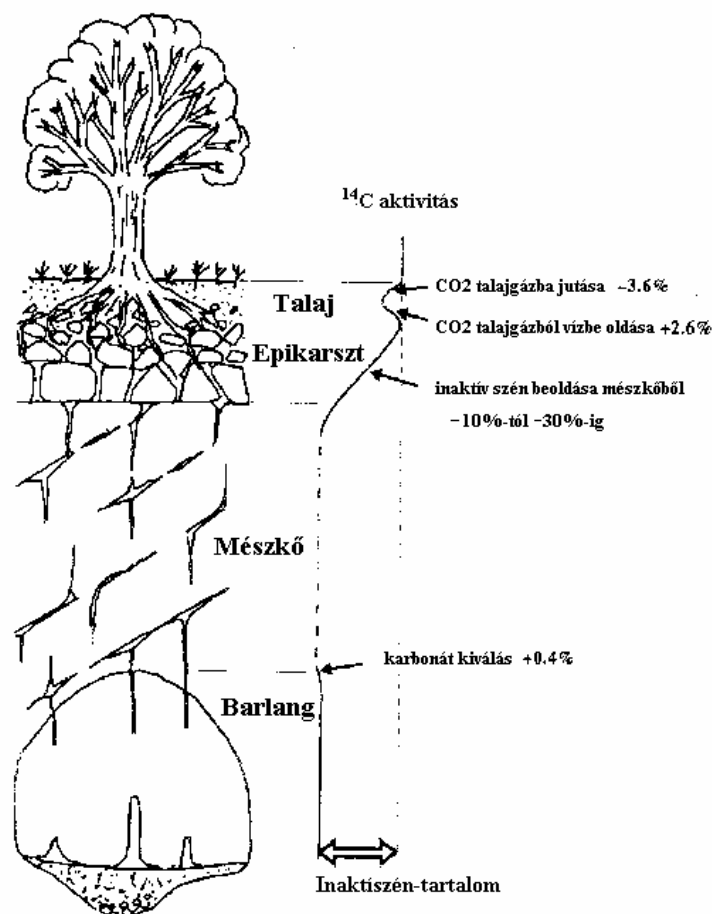
ahol a $a^{14}C_{DIC}$, a $a^{14}C_{talajg}$ és a $a^{14}C_{meszko}$ rendre a vízben oldott inorganikus szén, a talajgáz széndioxidja és a beoldódó mészkő fajlagos radiokarbon aktivitáskoncentrációi, a $\delta^{13}C_{DIC}$, a $\delta^{13}C_{talajg}$ és a $\delta^{13}C_{meszko}$ pedig ezek stabilizotóparány-eltolódása. Az $(\varepsilon \cdot g - b)$ egy hőmérsékletfüggő faktor,

melynek értéke $23,89-9483 \cdot T^{-1}$, ahol T a karsztvíz hőmérséklete K fokban megadva (MOOK 1974).

Az inaktívszén-tartalmat (dcp) befolyásoló folyamatok mérése

A rendkívül bonyolult és igen nagy bizonytalanságú modellszámítások mellett a modern szén és inaktív szén beépülési arányának meghatározására karsztos kiválások esetén több mérési technikát is kidolgoztak.

A részfolyamatok méréseken alapuló leírását is megadták, az egyes folyamatok radiokarbon tartalmat módosító hatásának figyelembevételéhez tipikus intervallumokat jelölve meg (2. ábra, GENTY et al. 1997).



2. ábra: Az egyes részfolyamatok radiokarbon-tartalmat módosító hatásának tipikus értékei.
Fig. 2.: Radiocarbon content variations in the intermediate processes.

Mérési tapasztalat szerint a levegő széndioxidjának a növényeken keresztül talajgázba jutásakor a ^{14}C tartalom néhány százalékos csökkenése várható, mely folyamatot a talajgáz vízben való oldásakor bekövetkező néhány százalékos ^{14}C bedúsulás lényegében kompenzál. Így a szén a levegőével közel azonos fajlagos ^{14}C aktivitással jelenik meg a talajvízben, mely ezután az epikarsztos majd tömörebb mészköves rétegen áthaladva kisebb-nagyobb mértékben oldhat be karbonátot. Az inaktív szén beoldódás hatása több területen végzett mérések alapján 10%-tól 30%-ig terjedő fajlagos ^{14}C aktivitás-csökkenést jelenthet az oldott inorganikus széntartalomra nézve. A karsztvízből történt kiválásokban a radiokarbonnak néhány tized százalékos bedúsulása figyelhető meg az oldott fázishoz képest, de ez az effektus nem számottevő a megelőző folyamatokat figyelembe véve.

Az inaktívszén-tartalom (dcp) közvetlen kísérleti meghatározása

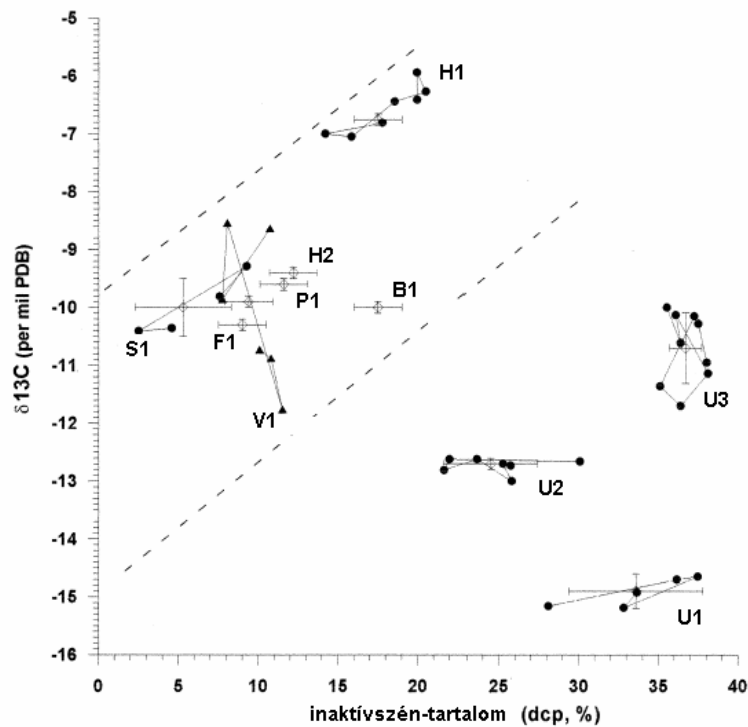
Az inaktívszén-tartalom (dcp) meghatározására közvetlenül is lehetőség van, olyan karbonátos kiválások korának radiokarbonos mérésével, melyek kora más módon ismerté vált. Ebben az esetben a mért radiokarbonkor és a minta valódi kora közötti különbségből kiszámítható a minta szenére az a kezdeti fajlagos ^{14}C deficit, amit az inaktív szén beépülése okozott.

A cseppkövek radiokarbon korát számos publikációban vetették össze U/Th módszer mért korokkal, rétegszámlálással megállapított korokkal, illetve pollenkorrelációs analízissel megállapított korokkal is (GENTY-MASSAULT. 1997, VOGEL-KRONFELD 1997).

Genty és munkatársai átfogó eredményeket közöltek a dcp kísérleti meghatározásáról több európai barlang esetén (GENTY et al. 2001, 3. ábra.). Összesen hét barlangban vizsgáltak cseppköveket U/Th és ^{14}C módszerrel is. Az Uamh-an-Tartair skóciai barlangban (U1-3), a Browns Folly angliai barlangban (B1), a Han-sur-Lesse belga barlangban (H1-2), a szlovén Postojna barlangban (P1) és a Villars, Salamandre és La Faurie franciaországi barlangokban (V1, S1, F1).

Vizsgálataik megmutatták, hogy a dcp egy-egy barlangra viszonylag állandó, de barlangonként illetve területenként igen eltérő érték lehet. Megállapítható továbbá, hogy a dcp becslése a minta $\delta^{13}\text{C}$ értéke alapján csak nagy bizonytalansággal végezhető el.

Pusztán radiokarbon mérések segítségével is elvégezhető egy-egy cseppkőréteg inaktívszén-tartalmának mérése, amennyiben olyan szignifikáns változást tudunk kimutatni a ^{14}C tartalmában, amely valamilyen ismert dátumú eseményhez köthető.

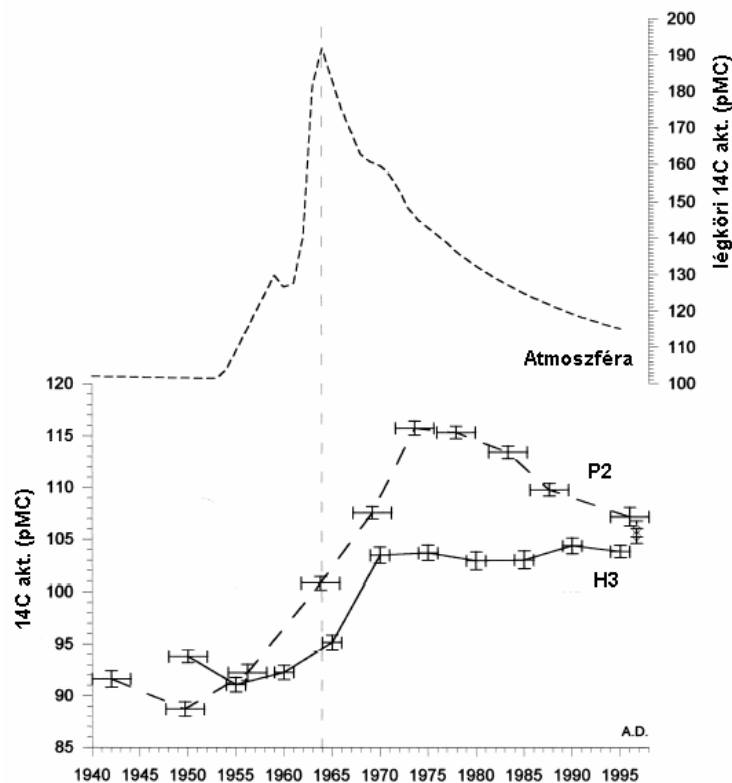


3. ábra: Hét európai barlang cseppkőmintáinak $\delta^{13}\text{C}$ értéke az adott réteg inaktívszén-tartalmának függvényében.
Fig. 3.: $\delta^{13}\text{C}$ variation vs. dead carbon content of different layers of stalagmites from six caves in Europe.

Ilyen szignifikáns jel az „atombomba effektus”, melynek során a légköri atomfegyver kísérletek miatt a hatvanas évek elején egy-két évre gyors felfutással közel 100%-al megnövekedett a légkör fajlagos ^{14}C aktivítása (4. ábra).

Amennyiben ez a gyors felfutású növekedés kimutatható egy cseppkő rétegsorban, úgy a maximum mértékéből számítható a dcp értéke, mivel az ahhoz tartozó légköri széndioxidra vonatkozó érték ismert (GENTY-MASSAULT 1999).

Ezek a minták mindössze négy évtizede keletkeztek, ezért az egyes rétegek kora rétegszámlálással általában nagy biztonsággal megállapítható, így a cseppkőben az „atombomba effektus” maximumának időbeni késleltetéséből további információk nyerhetők az adott karsztrendszer dinamikájával kapcsolatban (4. ábra, GENTY et al. 1998).



4. ábra: Az atombomba effektus megjelenése a szlovén Postojna barlang (P2) és a Han-sur-Lesse belga barlang (H3) egy-egy cseppkövének radiokarbon rétegsorában.
 Fig. 4.: The atom bomb effect in the radiocarbon records of the layers of stalagmites of Postojna cave (P2) (Slovenia) and Han-sur-Lesse cave (H3) (Belgium).

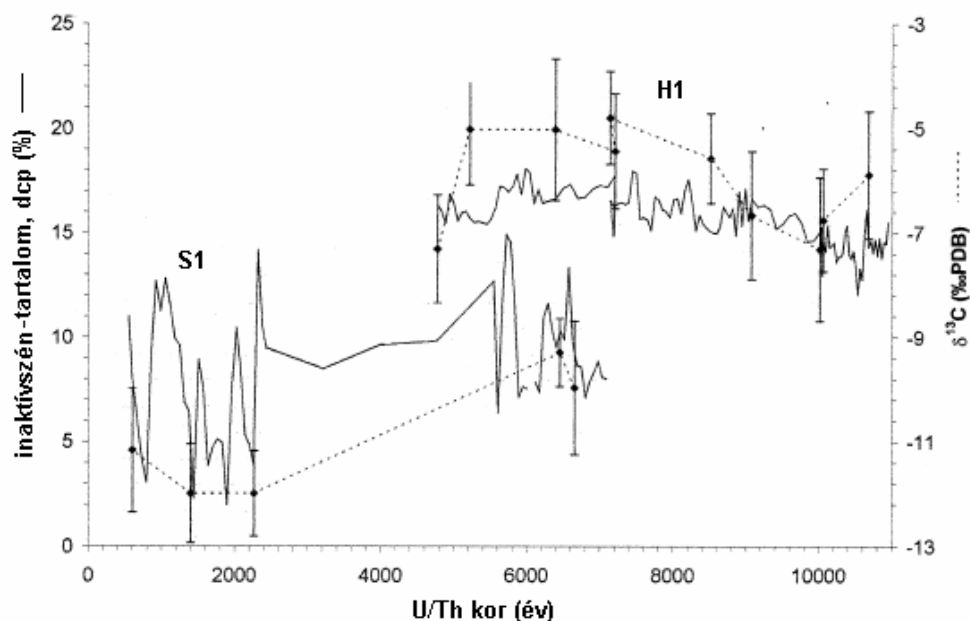
Az inaktívszén-tartalom (dcp) időbeni stabilitásának vizsgálata

Az egy-egy karsztrendszerre megállapított jellemző inaktívszén-tartalom (dcp) hosszabb időszakokra vonatkozó állandóságának kérdése alapvető abban az esetben, ha a radiokarbonos módszert önmagában használjuk mint abszolút kormeghatározási módszert a karsztkutatásban (GENTY et al. 1999).

Az egy-egy területre jellemző dcp-k időbeni stabilitásának vizsgálatára használható a nagy időintervallumokat átfogó mintasorozatok U/Th korának és ^{14}C korának összehasonlítása, azaz a dcp időbeni alakulásának mérése (5. ábra, GENTY et al. 1998).

Ilyen mérésorozatok elvégzése esetén a dcp időbeni állandóságának (H1) vagy éppen változásainak (S1) megállapításával információk nyerhetők továbbá a helyi klimatikus viszonyok múltbeli alakulásáról, mivel az

inaktívszén-tartalom változása a fentiek értelmében nyilvánvalóan függ a klimatikus viszonyok megváltozásától, a csapadékmennyiségtől és a hőmérséklettől, valamint a vegetáció típusától is a csapadékeszívzárgási területen.



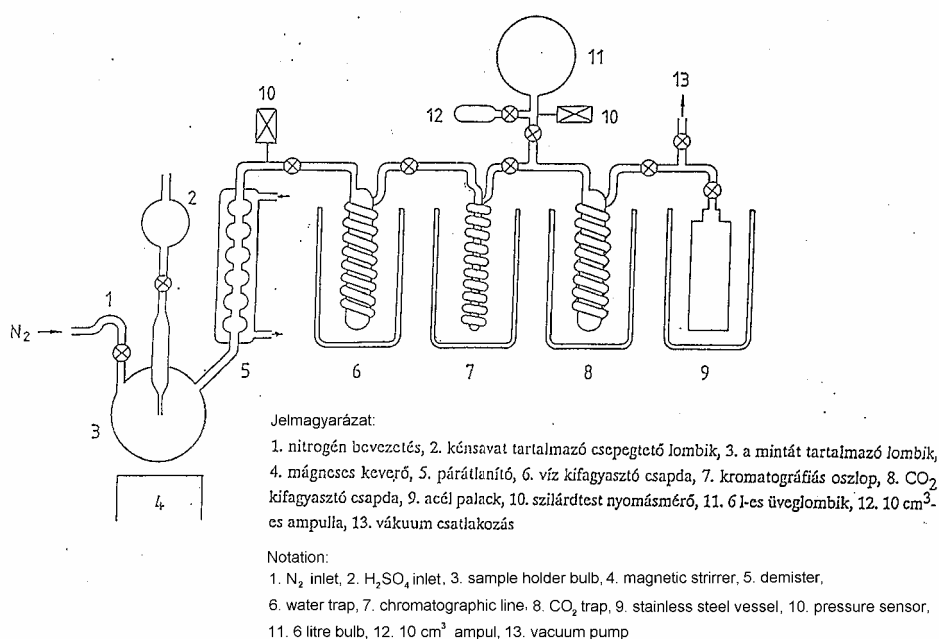
5. ábra: A dcp és a $\delta^{13}\text{C}$ időbeni stabilitása egy-egy idős cseppkő rétegsorának mérése alapján a Salamandre (Franciaország, S1) és a Han-sur-Lesse (Belgium, H1) barlangokban.
Fig. 5.: Representation of the dcp and the $\delta^{13}\text{C}$ stability in the time by the results of the layers of stalagmites of the Salamandre cave (France, F1) and the Han-sur-Lesse cave (Belgium, H1).

Radiokarbon kormeghatározás az ATOMKI-ban

Radiokarbon kormeghatározásra évtizedek óta nemzetközileg elismert lehetőség van a Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézetének (ATOMKI) Környezetanalitikai Laboratóriumában, Debrecenben (CSN-GOR-HERTELENDI 1986, HERTELENDI et al. 1989).

A laboratóriumban gáztöltésű proporcionális számlálók segítségével, béta-számlálós technikával történik a radiokarbon kormeghatározás a többszörös passzív és aktív védelemmel ellátott alacsonyhátterű mérőhelyen. A mérőszámlálók gáztöltete maga a mintából előállított tiszta széndioxid gáz. A rendszer kimutathatósági határa radiokarbon korban megadva 40.000 év. A szükséges mintamennyiség legalább 1 gramm szén mintánként, azaz tiszta kalcium-karbonát esetén 8 gramm (HERTELENDI 1990).

A minták előkészítése nagytisztaságú széndioxid gáz előállítását jelenti a minta széntartalmából. Karbonátos minták esetén ez a folyamat mechanikus tisztítást és aprítást követően foszforsav 75 %-os vizes oldatával történő karbonátfeltárás az erre a célra kialakított feltáró rendszerben (6. ábra).



6. ábra: Feltárórendszer karbonátos minták radiokarbon kormeghatározásához.
Fig. 6.: Preparation line for radiocarbon dating of carbonate samples.

Összefoglalás

Nemzetközi szinten számos kiváló eredményt értek el a karsztrendszerek, illetve cseppkövek radiokarbonos vizsgálatával kapcsolatban. Bizonyított, hogy ez a relatíve olcsó és gyors módszer akár önmagában is alkalmazható karsztrendszerekben abszolút kormeghatározásra, azzal a kitételrel, hogy az inaktív szén-tartalmat korrekcióba kell venni. Az egyes területekre vonatkozó inaktív szén-tartalom (dcp) mérések eredményei azonban messze túlmutatnak a pusztán ¹⁴C-korrekciós felhasználáson, mivel alapvető információt hordoznak az adott karsztrendszer széndinamikájáról, illetve hosszabb időskálát tekintve a helyi klimatikus változásokról is.

A hazai karsztkutatás, különös tekintettel a cseppkövek vizsgálatára idáig nemigen használta ki a ^{14}C módszer adta lehetőségeket, annak ellenére, hogy a mérésekre hazai lehetőség is kínálkozna. Ezzel a munkával kívánjuk felhívni a figyelmet a radiokarbonos módszer használhatóságára a fenti témában, egyben felkínálva a lehetőséget olyan karsztkutatói együttműködésekre, melyek kihasználhatják a hazai ^{14}C mérés lehetőségét is.

IRODALOM

- CSONGOR É.-HERTELENDI E.. (1986): Low level counting facility for ^{14}C dating, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research "B", 17 p. 77
- DAMON, P. E.-LERMAN, J. C.-LONG, A. (1978): Ann. Rev. Earth Plan. Sci. 6 p.457
- FAIRHALL, A. W.-YOUNG, J. A. (1970): Radionuclides in the Environment, Advances in Chemistry Series, No.93, p. 401
- FONTES, J. C. (1992): Chemical and isotopic constraints on ^{14}C dating of groundwater, Radiocarbon after four decades, eds. R.E. Taylor, A. Long and R.S. Kra Springer-Verlag, New York: p. 242-261
- GENTY, D.-MASSAULT, M. (1997): D. Genty, M. Massault: Bomb ^{14}C recorded in laminated speleothems: calculation of dead carbon proportion Radiocarbon, Vol. 39, (1) p. 33-48.
- GENTY, D.-VOKAL, B.-OBELIC, B.-MASSAULT, M. (1998): Bomb ^{14}C time history recorded in two modern stalagmites—importance for soil organic matter dynamics and bomb ^{14}C distribution over continents, Earth and Planetary Science Letters 160 p. 795–809.
- GENTY, D.-MASSAULT, M. (1999): Carbon transfer dynamics from bomb- ^{14}C and $\delta^{13}\text{C}$ time series of a laminated stalagmite from SW France—Modelling and comparison with other stalagmite records, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 63, (10) p. 1537–1548.
- GENTY, D.-MASSAULT, M.-GILMOUR, M.-BAKER, A.-VERHEYDEN, S.-KEPENS, E. (1999): Calculation of past dead carbon proportion and variability by the comparison of AMS ^{14}C and TIMS U/Th ages on two holocene stalagmites, Radiocarbon, Vol. 41. (3) p. 251-270.
- GENTY, D.-BAKER, A.-MASSAULT, M.-PROCTOR, C.-GILMOUR, M.-PONS-BRACHU, E.-HAMELIN, B. (2001): Dead carbon in stalagmites: Carbonate bedrock paleodissolution vs. ageing of soil organic matter. Implications for ^{13}C variations in speleothems, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 65, (20) p. 3443–3457.

- HERTELENDI E.-CSONGOR É.-ZÁBORSZKY L.-MOLNÁR J.-DAJKÓ G.-GYÓRFFI M.-NAGY S.* (1989): Counter system for high precision ^{14}C dating, Radiocarbon 31 (3) p. 399-407.
- HERTELENDI* 1990: Izotópanalitikai célú műszer és módszerfejlesztések és azok alkalmazásainak eredményei, Kandidátus értekezés, MTA Atommagkutató Intézete, Debrecen.
- LIBBY, W. F.* (1955): Radiocarbon Dating - The University of Chicago Press.
- LINGENFELTER, R. E.* (1963): Rev. Geophys. 1 p.35.
- MOOK, W. G.-BOMMERSON, J. C.-STAVERMAN, W. H.* (1974): Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide, Earth and Planetary Science Letters (22) p. 169-176.
- VOGEL, J. C.-KRONFELD, J.* (1997): Calibration of radiocarbon dates for the late pleistocene using U/Th dates on stalagmites, Radiocarbon, Vol. 39. (1) p. 27-32.

DIGITÁLIS DOMBORZATMODELLEK HASZNÁLATA A KARSZTKUTATÁSBAN

TELBISZ TAMÁS

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

Abstract: Digital elevation models (DEMs) may significantly contribute to the research of karst terrains. First, the morphometrical methodology is enlarged. Depending on the quality of the DEM, greater amount of precise data can be evaluated statistically. Also, some new morphometrical parameters which require advanced calculations can be taken into consideration. Secondly, the DEMs of karst terrains may help in developing dynamic models of landforms evolution and these can be used as test areas. Thirdly, the visualization of DEMs help the scientific education and may lead to new hypothesis. In this study, DEMs of karst landforms at different scales are presented (karren, dolines, karst mountains). Data collection methods (field data, topographic maps, SRTM) are discussed and some results of morphometrical calculations based on the DEMs are analyzed..

Bevezetés

A természetföldrajzi és felszínalaktani kutatásokban jelenleg az anyagvizsgálati módszerek fejlődése mellett a térinformatikai megközelítés rohamos térnyerése állapítható meg (ld. pl. *DETREKŐI-SZABÓ* 1995). Karsztos területekre vonatkozólag is megkezdődött a térinformatikai adatbázisok kiépítése és elsősorban tájföldrajzi jellegű elemzése (pl. *GRUBER* 2003, *KEVEINÉ BÁRÁNY-ZBORAY* 2001, *KEVEINÉ BÁRÁNY* et al, 2003, *MARI* 2003). Ugyanakkor viszonylag kevés munka foglalkozik kifejezetten a karsztos területek formakincsének digitális domborzatmodell (továbbiakban: DDM) alapján történő értékelésével. A közelmúltban megkezdett kutatásaiban így ezzel kívánunk behatóbban foglalkozni és a jelen tanulmányban az alapelvekről, a lehetséges megközelítésekről adunk egy vázlatot néhány példán keresztül.

A digitális domborzatmodellezést ebben az összefüggésben egy eszköznek tartjuk, mely az alábbi célok elérését segítheti elő:

1. Bővíti a morfometriai elemzések eszköztárát, ami az egyes tájak összehasonlításában illetve bizonyos esetekben genetikai következtetések megfogalmazásában nyújthat segítséget.
2. Előkészíti a dinamikus modellek kialakítását. Ez utóbbi modellek a statikus domborzatmodellekkel szemben a folyamatokat (pl. vízmozgás, felszín változásai, stb.) próbálják megragadni (pl. *TELBISZ* 2003b).
3. Gondolatébresztő ábrázolások révén hozzájárulhat a karsztokra vonatkozó tudásunk gyarapodásához.

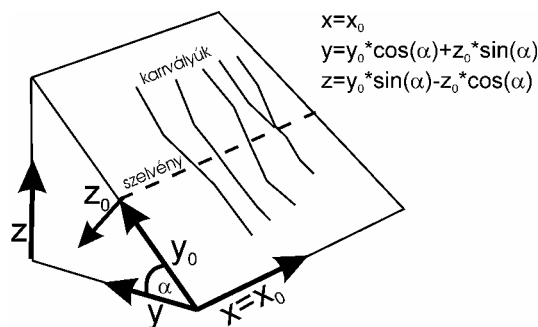
A DDM-ek értékelésében – a hagyományos térképekhez hasonlóan – rendkívül fontos a felhasznált adatforrás ismerete és a térbeli lépték helyes megválasztása. Az alábbiakban néhány eltérő adatforrás alapján és különböző léptékben készült karsztos DDM kialakításának illetve elemzésének lehetőségeit ismertetjük.

1. Az első típusú DDM karrokról készült, terepi felvételezés alapján.
2. A második típusú DDM a töbrök mérettartományát ábrázolja részletes topográfiai térképek alapján.
3. A harmadik típusú DDM hegységnyi méretű tájakat mutat be, topográfiai térképek, illetve radarmérések (SRTM) alapján.

Karrformák digitális domborzatmodellezése

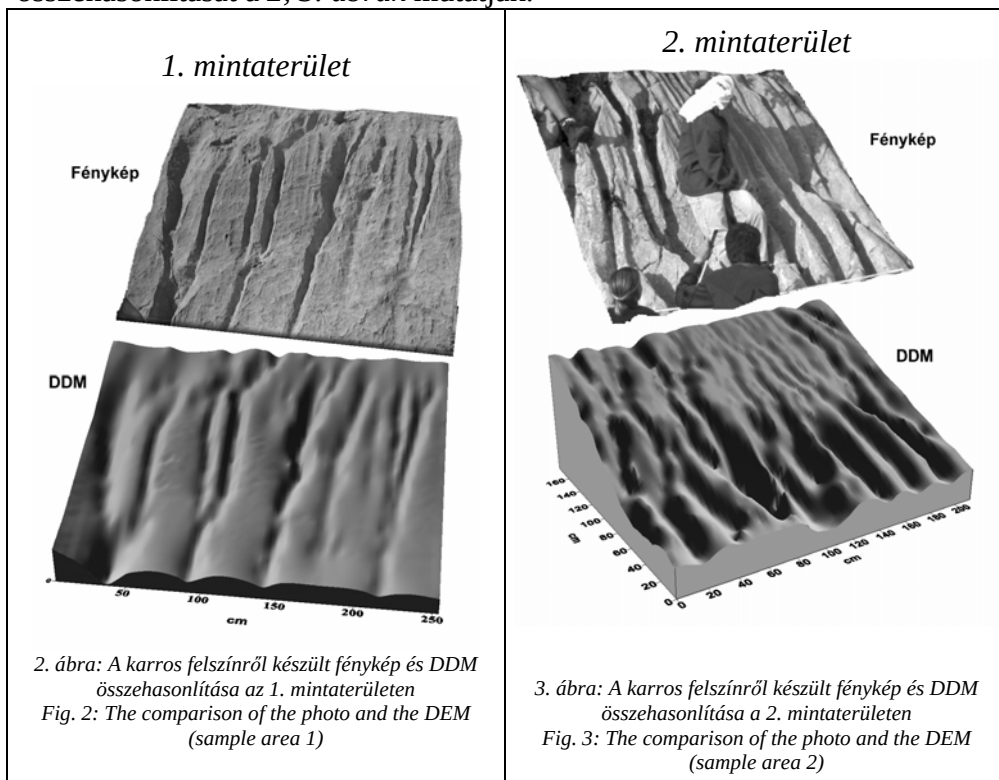
A karsztos felszínnek oldásos kisformáiról, a karrokról számtalan morfometriai tanulmány ismeretes. Készültek már nagy felbontású karr-térképek is (pl. SZUNYOGH et al, 1998; VERESS-BARNA 1998). Fénykép-alapú térinformatikai megközelítést mutat be TÓTH-SCHLÄFFER (2004) tanulmánya ebben a kötetben. Azonban karros felszínt ábrázoló DDM kialakítására eddig még nem került sor. A DDM alapján kiszámítható a karrok térfogata, amely a lepusztulás egyfajta becslését adja.

A karros DDM-ek létrehozásához az Északi-Mészkő-Alpokban gyűjtöttünk adatokat. Két helyszínen végeztünk méréseket: az első helyszín a Totes-Gebirgében volt, 1950 m magasan, a Rotgschirr-csúctól DK-re fekvő kárfülke pereméhez közel. A második mérésre a Dachstein-hegységben, 1700 m magasan, a fennsík északi részén a Schilcher H. közelében került sor. Mindkét esetben egy vályúkarokkal tagolt 32°-os dőlésszögű rétegfejet választottunk ki. A felmérések során nagyjából 2x2m-es felszínű négyzet alakú területeket határoltunk le. A peremeket kifeszítve a szintvonalakkal párhuzamosan 10 cm-ként végigszelvényeztük a mintaterületeket. A szelvényeken belül ott vettünk fel pontokat, ahol jelentősebb változás volt megfigyelhető, azaz lényegében a szelvény menti karros felszín „*töréspontjainál*”, ennek következtében a vályúk mentén sűrűbben, néhány cm-enként, a sík részeken ritkábban, dm-enként adódtak a pontok. Így jött létre egy nyers adatbázis, amely a rétegfej síkjában mért (x_0 ; y_0) koordinátákhoz rendelve tartalmazta a sziklák egyes pontjainak ettől a síktól mért távolságát (z_0). Ezt az 1. ábra szerint átalakítottuk (x, y, z) vízszintes ill. függőleges térkoordinátákká.



1. ábra: Karrok felmérési koordinátáinak konvertálása vízszintes ill. függőleges koordinátákká.
Fig. 1: Conversion of karren coordinates from field data to horizontal, vertical values

Az így módon átalakított adathalmaz pontjait krigelés módszerrel interpolálva kaptuk meg a szabályos vízszintes rácshálóra illeszkedő DDM-et. A krigelés akkor nyújtotta a legkielégítőbb eredményt, ha anizotrópiát tételeztünk fel, mégpedig lejtőirányban. Ennek háttérében az az egyszerű tény áll, hogy a magassági értékek a lejtő irányú vályúknak megfelelően ebben az irányban mutatnak szorosabb korrelációs összefüggést. Az eredményül kapott DDM-ek és a mintaterületek fényképeinek összehasonlítását a 2, 3. ábrák mutatják.



A képekről is megállapítható, hogy a dachsteini karros mintaterület sokkal tagoltabb, mélyebb. A terepi megfigyelések alapján valószínűnek látszik, hogy a 2. számú mintaterületen erősebb talajborítás lehetett, ami a vályúk jelentős mélyülését okozta. A vizuális összehasonlításon túl az adatokról nyújt összehasonlítást az *I. táblázat*. Természetesen ez a táblázat nem általános összefüggések levonását célozza, hanem egy hosszabb távra tervezett munka módszertanát szemlélteti. Az interpoláció, a DDM ábrázolása és a számítások a *Surfer* program segítségével történtek.

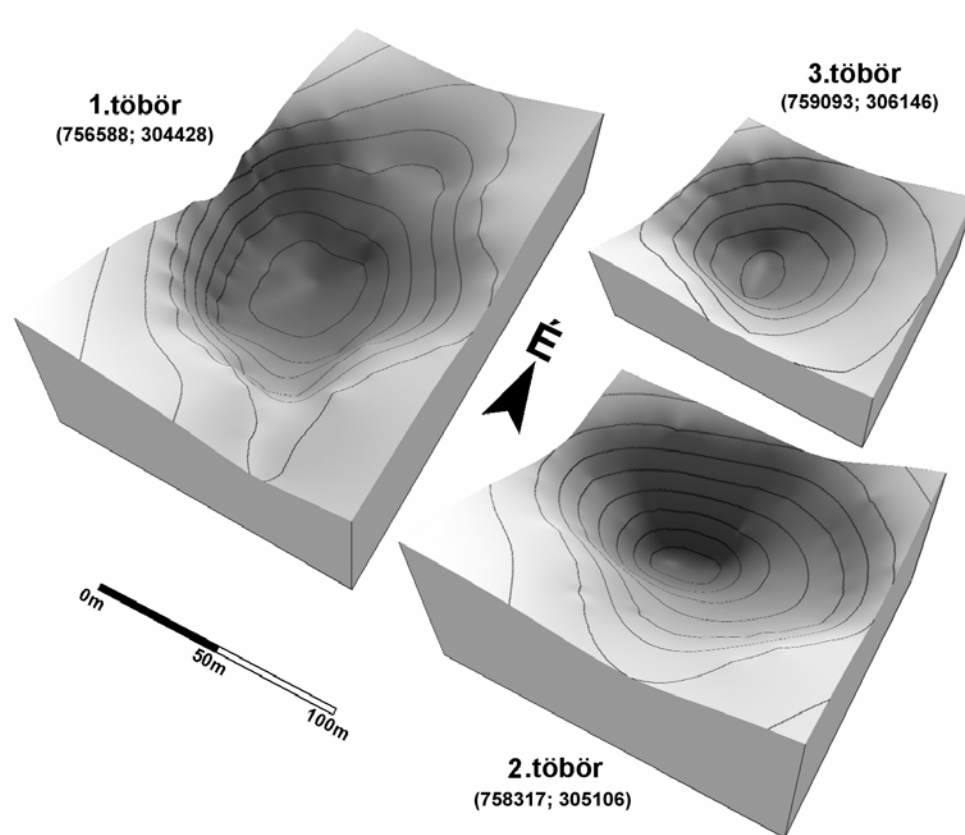
I. táblázat
Table I.

Vályúkarros rétegejek összehasonlítása DDM alapján
Comparison of rinnenkarren based on the DEM

<i>Helyszín</i> (Site)	<i>Alapterület</i> (Area, m ²)	<i>Rétegej síkja és a tényleges felszín különbségéből számított térfogat (Volume, cm³)</i>	<i>Egységnyi területre jutó karros lepusztulás (Average denudation, cm)</i>	<i>Maximális karmélység (Max. depth of karren, cm)</i>
Totes-Gebirge	4,41	99 617	2,26	19
Dachstein	3,77	453 633	12,02	65

Digitális töbrömodellek értékelése

A töbrök – méretüknél fogva – az 1:10000-es méretarányú térképeken az ábrázolhatóság alsó határán helyezkednek el. Míg az apróbb mecseki dolinák közül számos hiányzik az ekkora léptékű térképszelvényekről (*HEVESI* 2001), addig az Aggteleki-karszton és a Bükkben (mivel a töbrök többsége ezekben a hegységekben nagyobb) lényegesen jobb a helyzet. Azonban ez utóbbiak esetében is a mélységi viszonyok ábrázolása gyakran elnagyolt. Ezért a töbrök precíz geometriai vizsgálatokhoz szintén szerencsésebb terepi felmérésekre (pl. *PÉNTEK* et al, 2000; *FARSANG-TÓTH* 1993) vagy nagy felbontású légi felvételekre (*ZBORAY-KEVEINÉ BÁRÁNY* 2004) támaszkodni. Mivel nekünk nem álltak rendelkezésemre ilyen adatok, ezért a töbrök módszertani célú DDM-vizsgálatához 3 olyan bükki (nagyfennsíki) töbröt választottunk ki, amelyeket legalább 5 zárt szintvonal (segédszintvonalakkal együtt) jelzett a térképen. A DDM kialakítása ez esetben egyszerű volt: szintvonalak digitalizálása és interpoláció (*4. ábra*). A további számításokban a legkülső zárt szintvonallal definiáltuk a töbrök peremét.



4. ábra: 3 bükki dolina DDM-je (zárójelben az EOV koordináták)
 Fig. 4: DEMs of 3 dolines in the Bükk Mts. (with Hungarian coordinates)

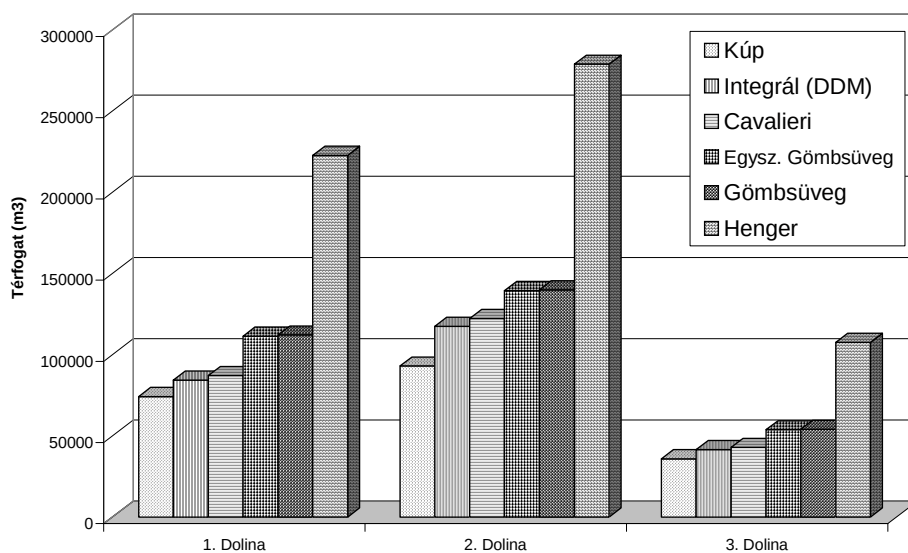
A karsztos területek lepusztulásának jellemzésében fontos tényező lehet a töbrök térfogatának meghatározása. Az általunk kiválasztott 3 töbör példáján a különböző töbörtérfogat-számítási módszereket kívánjuk bemutatni. A szakirodalomban (pl. SZABÓ 1998, TELBISZ 2003a) előforduló korábbi, egyszerűbben számolható eljárások és a DDM segítségével kivitelezhető műveletek képleteit illetve eredményeit mutatja a II. táblázat és az 5. ábra.

II. táblázat

Table II.

Töbörtérfogat-számítási eljárások és az általuk szolgáltatott eredmények eltérései a 3 bükki dolina példáján
Doline volume calculation formulae and the results for the 3 dolines in the Bükk Mts.

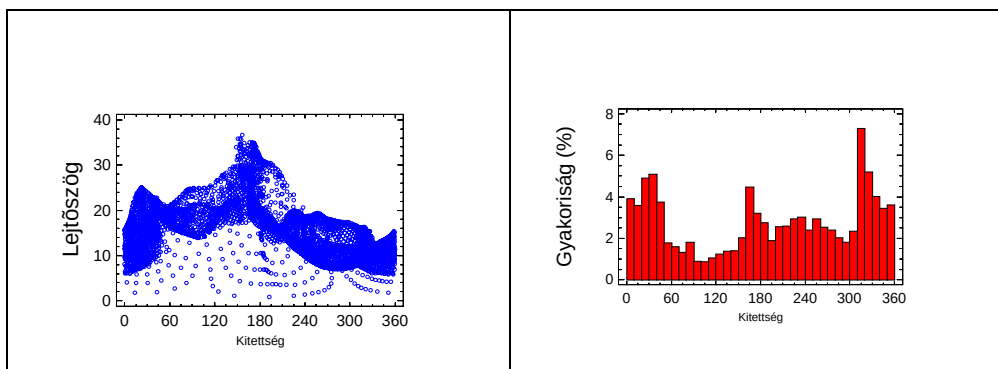
számított térfogatok eltérései a Cavalieri-módszerhez viszonyítva (%-ban) (Differences in calculated volumes as % of the value counted by the Cavalieri-method)				
Módszer neve	Térfogatszámítás módja (A: töbör alapterület, h: töbör mélység kivéve az Integrál ill. Cavalieri módszereknél)	1. dolina	2. dolina	3. dolina
Kúp (Cone)	$V = \frac{A \cdot h}{3}$	-15	-24	-16
Integrál (DDM) Integral (DEM)	$V = \int h(x, y) dx dy$ ($h(x, y)$: a töbör mélységét megadó függvény)	-3	-4	-3
Cavalieri	$V = \int A(h) dh$ ($A(h)$: a szintvonalak által bezárt terület a mélység függvényében)	0	0	0
Egyszerűsített gömbfüveg (simplified calotte)	$V = \frac{A \cdot h}{2}$	28	14	26
Gömbfüveg (Calotte)	$V = \frac{(3A + h^2) \cdot h}{6}$	29	14	26
Henger (Cylinder)	$V = A \cdot h$	156	128	151



5. ábra: Különböző töbörtérfogat-számítási módszerekkel kapott eredmények a 3 bükki töbör példáján
Fig 5: Doline volumes calculated by different formulae

Nyilvánvaló, hogy elvi szempontból az Integrál és a Cavalieri formula nyújtja a töbrök térfogatának legpontosabb meghatározását, de az összehasonlítás fényében egyben az is kiderül, hogy a töbrök térfogata melyik elméleti alakkal, egyszerűbb számítási eljárással fogalmazható meg hitelesebben. Ennek nagy mintán alapuló statisztikai vizsgálata azonban vélhetőleg nem azzal az eredménnyel jár majd, hogy egyetlen jó közelítést adó módszer kiválasztható lesz a többi közül, hanem a töbrögenetikával összefüggésben típusonként eltérő képlet használata lehet indokolt.

A töbrök különböző kitettségű lejtőinek eltérő fejlődése, az aszimmetriák dokumentálása is pontosabbá tehető a DDM-ek segítségével. A 6. ábra alapján megállapítható például, hogy az 1. számú töbr keleties kitettségű oldalai lényegesen meredekebbek, de emiatt kisebb területet (gyakoriságot) is jelentenek a töbr összerületén belül.



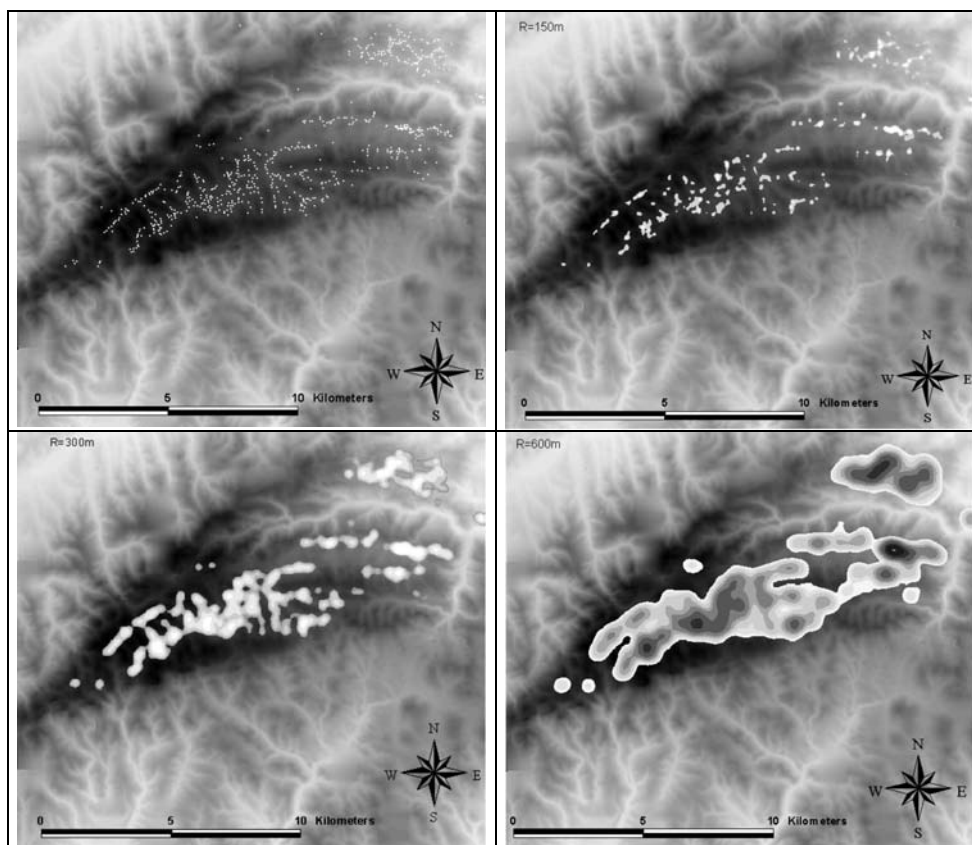
6. ábra: Az 1. töbr kitettségi viszonyainak ábrázolása grafikonon
Fig 6: Slope/Aspect and Aspect frequency diagrams of sample doline 1

Töbrök térbeli elhelyezkedésének vizsgálata domborzatmodell segítségével

Ez a fejezet – bár még mindig a töbrökkel foglalkozik – újra léptéket vált. A kérdés az, hogy a dolinák térbeli elhelyezkedését hogyan lehet kifejezően ábrázolni, illetve, hogy a területi elrendeződés milyen tényezőktől, hogyan függ. Ezekre a kérdésekre a bükki töbrök példáján keresünk választ. Ehhez a vizsgálathoz a Bükk DDM-jét 1:10000-es EOVS térképek alapján készítettük el, majd a töbr-középpontok digitalizálása következett.

A töbrök elhelyezkedését, más pontszerű objektumokhoz hasonlóan, sűrűség-térképek segítségével igen szemléletesen lehet ábrázolni. Az ArcView szoftver felhasználásával ez a feladat megoldható, a sűrűség-értékek számításakor az ún. Kernel-algoritmust használtuk, ami lényegesen

jobb eredmény-térképekhez vezet. A számításokat különböző területegységekre (keresési sugárra) vonatkoztatva is elvégeztük.

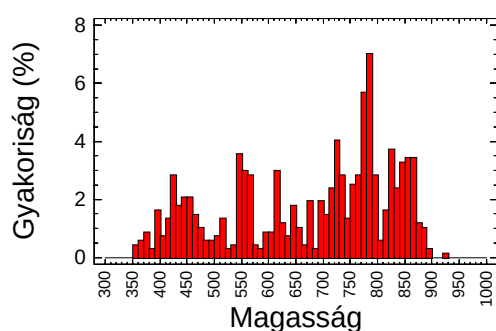


7. ábra: Töbör-sűrűségi térképek különböző keresési sugár (R) esetén a Bükk hegységben
Fig 7: Doline density maps with different search radius (R) of the Bükk Mts.

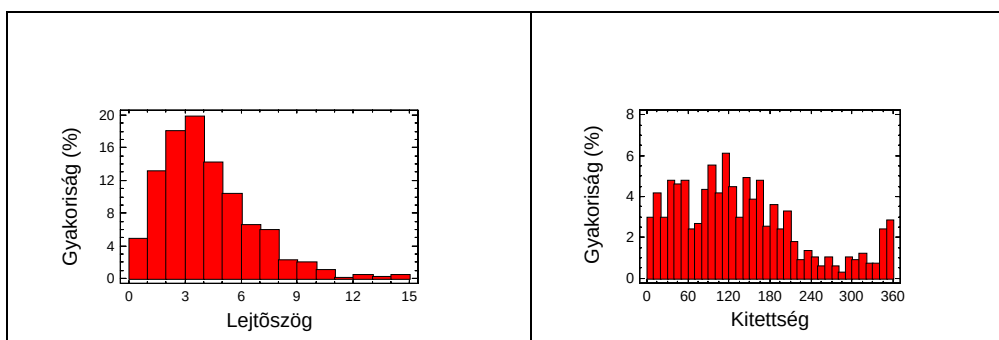
A 7. ábra jól mutatja, hogy a keresési sugártól függően mennyire eltérő jellegű következtetésekre ad módot a sűrűség-térkép. Kisebb sugár esetén kirajzolódnak a karsztos-nemkarsztos közethatárok, szerkezeti vonalak illetve a legnagyobb keresési sugárnál tulajdonképpen a Kis- és a Nagy-Fennsík jellemzően töbrös térszínei. Ezeket a térképeket például a geológiai térképpel egy rendszerbe integrálva további elemzések is végezhetők.

Következő lépésként a töbrök morfológiai elhelyezkedését próbáltuk jellemezni. A magasság szerinti hisztogrammon (8. ábra) a nagyobb gyakoriságú értékekből a fennsíkok vertikális tartománya ismerhető fel. Újabb kérdés, hogy milyen lejtőszög illetve kitettség viszonyok jellemzik a töbröket hordozó felszínt (tehát nem magát a töbröt). A DDM segítségével erre is választ kaphatunk: egy simító szűrő (pl. átlag) segítségével a kisebb formák

„elkenhető”, így ez az átalakított DDM alkalmas a feltett kérdés vizsgálatára. Az alábbiakban bemutatott ábrákhoz egy 11x11-es (kb. 330*330m-es) átlagoló szűrőt alkalmaztunk. Az eredmények (9. ábra) azt mutatják, hogy a bükki töbrök zöme 2-4°-os lejtőn található és elenyésző a 10°-osnál meredekebb térszínen kialakult dolinák száma. Ezen kívül az is megállapítható, hogy a bükki töbrök java kelet felé ($\pm 90^\circ$) tekintő felszínbe mélyed. Ez a tény alapvetően a Nagy-fennsík enyhe, keleties lejtésére vezethető vissza.



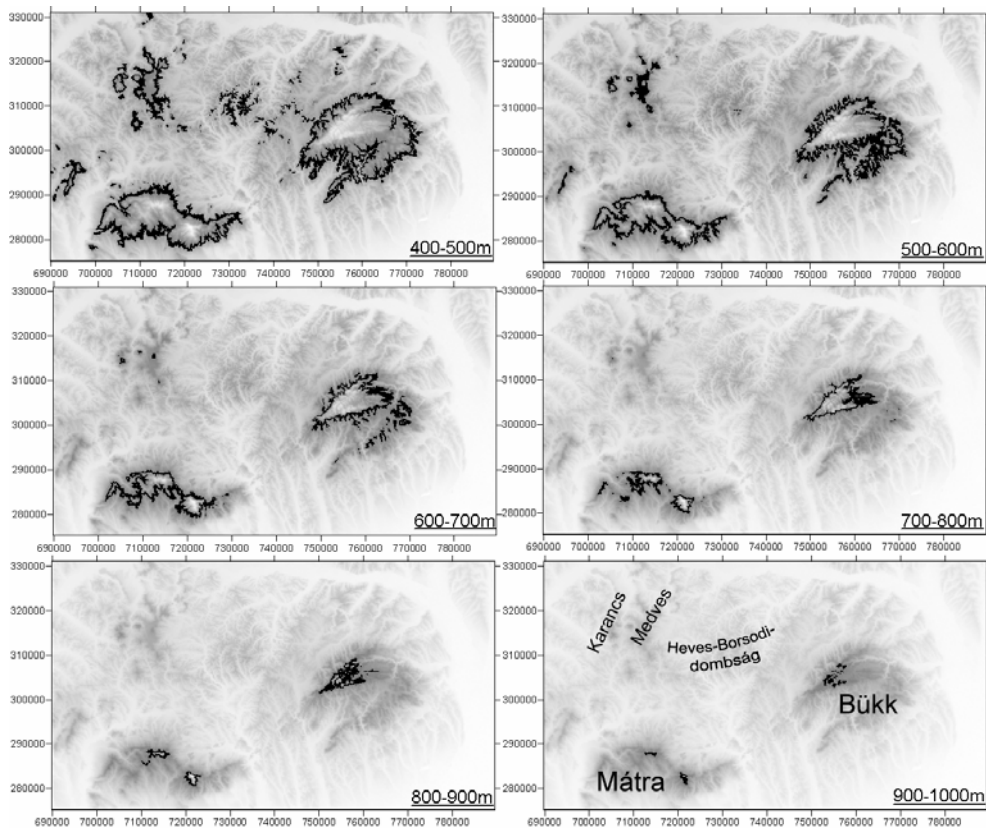
8. ábra: Bükki töbrök magasság szerinti elhelyezkedése
Fig 8: Doline elevation frequency (Bükk Mts.)



9. ábra: Bükki töbröket hordozó lejtők szöge és kitettsége szerinti hisztogrammok
Fig 9: Slope and Aspect histograms of areas where the Bükk dolines were formed

Hegység léptékű domborzatmodellek összehasonlító értékelése

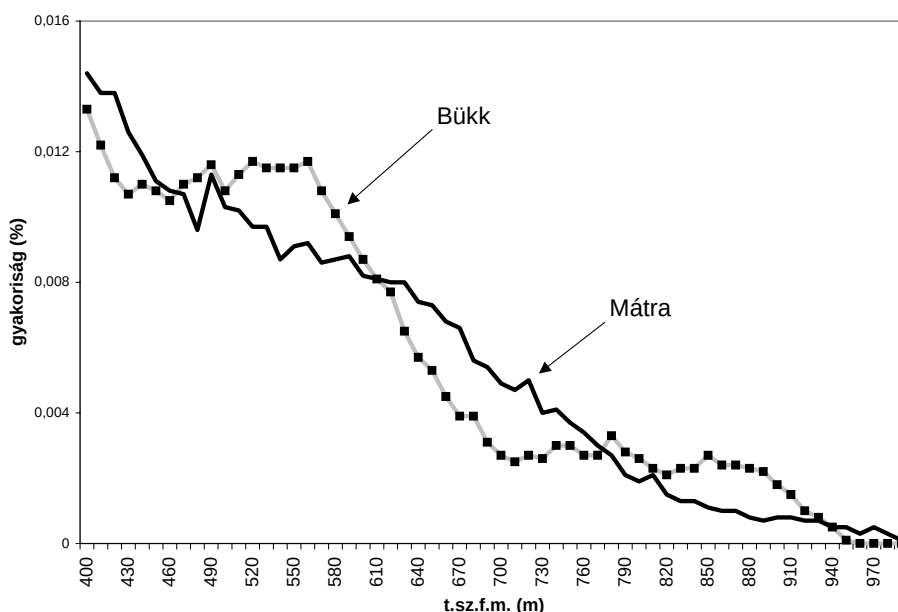
A karsztos hegységek nem csupán kis- és középformáikban térhetnek el a többi hegységtől, hanem domborzati nagyformáik is rendszerint sajátos arculatot mutatnak. Többek között a fennsíkok, poljék, a nagyobb területű zárt, lefolyástalan mélyedések meglete adja a jellegzetes eltéréseket. Ebből adódik az a kérdésfeltevés, hogy vajon ezek a különbségek, a lejtésviszonyok eltérései hogyan mutathatók ki a DDM segítségével.



10. ábra: A Bükk és a Mátra valamint a környező területek magassági övei 100 méterenként
 Fig 10: Vertical zones of the Bükk and Mátra Mts. and the neighbouring areas at 100m intervals

Ehhez a problémához példaként a Bükk és a Mátra összehasonlítását választottuk. A rendelkezésünkre álló adatbázis az SRTM volt, amely 90m-es felbontásával ehhez a vizsgálathoz megfelelő DDM-nek tekinthető. A NASA által kialakított, ingyenesen hozzáférhető SRTM-adatbázis a földfelszín nagy részének digitális domborzati adatait tartalmazza, melyet egy űrrepülőgépen elhelyezett radarrendszer segítségével hoztak létre (bővebb magyar nyelvű ismertetését ld. TIMÁR et al, 2003). A 10. ábrán a terület magassági öveit ábrázoltam térképen 100 méteres függőleges lépcsőnként. Ez az ábra az alábbi megfigyelésre ad módot: egy völgyekkel jól tagolt (nemkarsztos) hegységben (jelen esetben a Mátra) a magassági zónák felfelé haladva fokozatosan szűkülnek, így területük egyenletesen csökken, és gyűrűszerűen (azaz kb. egyenletes szélességben) zárják közre a magasabb térszíneket. Egy fennsíkokról álló (karsztos) hegységben (példánkban a Bükk) ezzel szemben a magassági övek néhol széles, viszonylag lapos térszíneket

foglalnak el (pl. a 700-800m közti övben a Nagy-fennsík keleti része, a 800-900m közti övben a Nagy-fennsík nyugati része), máskor pedig inkább szűkös, meredek területekre korlátozódnak. Így a magassági zónák területi kiterjedése felfelé haladva néha nem is csökken, máskor meg hirtelen fogyatkozik meg. Ezeket a vonásokat tükrözi finomabb felbontásban a magassági értékek gyakoriságából szerkesztett görbe is (11. ábra). Természetesen ez a jellegzetesség jelentkezhethet nemkarsztos eredetű fennsíkok, tönkfelszínek esetében is.



11. ábra A Bükk és a Mátra magassági értékeinek gyakorisága 90m-es felbontású DDM alapján
Fig 11: Elevation frequency histograms of the Bükk and Mátra Mts, derived from a 90m resolution DEM

Következtetések

A DDM-ek elterjedése napjainkban új eszközt ad a karsztkutatók kezébe. Ezek segítségével a karsztos formakincs pontosabb jellemzésére nyílik lehetőség. A kisebb méretű jelenségek (karrok, töbrök) DDM-jének kialakításában előnyben részesítendő a terepi felmérések illetve – a töbrökre vonatkozóan – a nagy felbontású légifotók kiértékelésével nyert adatok. A makroformák jellemzéséhez jól használhatók a topográfiai térképek digitalizálásával nyert DDM-ek illetve a radarmérésekkel előállított SRTM adatbázis.

A DDM-ek alapján térfogatszámítások végezhetők a karros felszínekre, így a lepusztulás kérdéskörével kapcsolatban új adatokat nyerhetünk.

Ugyanígy a töbrök térfogatának pontos kiszámítása is a DDM-ek segítségével könnyen kivitelezhető. További kutatásokat igényel a széles körben elterjedt, ám egyszerűbb töbrötérfogat-számítási képletek pontosságának, esetleg a töbrö-genetikával való kapcsolatának megítélése. A töbrök DDM-je alapján pontos kép rajzolható egy töbrö kitétségi és lejtőszög viszonyairól, így ez a módszer kiegészítheti a dolina-aszimmetriával kapcsolatos témakör korábbi vizsgálatait (pl. *JAKUCS* 1971, *BÁRÁNY KEVEI* 1993).

A bükki töbrök térbeli elhelyezkedésének szemléltetésére töbrösűrűségi térképeket készítettünk különböző keresési sugárral. Ezen kívül a töbrök morfológiai helyzetének jellemzésére simított DDM-t használtunk, amelynek alapján megállapíthatók voltak a bükki töbröket hordozó felszínnek lejtésviszonyai.

A Mátra és a Bükk összehasonlításával bemutattuk, hogy egy fennsíkokból álló (kiterjedt geomorfológiai szintekkel jellemezhető) hegység DDM-je és magassági hisztogramja milyen eltéréseket mutat egy völgyekkel felszabdalt hegységi területhez képest.

IRODALOM

- BÁRÁNY KEVEI I.* (1993): A study of the Karst-Ecological System on the Example of the Bükk Dolines. – *Acta Geogr. Szegediensis*, 31, p.15-20.
- DETREKŐI Á.-SZABÓ GY.* (1995): Bevezetés a térinformatikába. – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 250 p.
- FARSANG, A.-TÓTH, T.* (1993): Morphometric investigation of dolines in Bükk mountains. – *Acta Geographica Szegediensis*, 31, p. 53-60.
- GRUBER P.* (2003): Tájtörténeti kutatások a Baradla-barlang vízgyűjtőjén. – *Karsztfejlődés VIII.*, Szombathely, p.243-252.
- HEVESI A.* (2001): A Nyugati-Mecsek felszíni karsztosodásának kérdései. – *Karsztfejlődés VI.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.103-112.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 310.p.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.-ZBORAY Z.* (2001): Karsztájak változásainak vizsgálata térinformatikai módszerekkel. – *Karsztfejlődés VI.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.45-59.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.-BOTOS CS.-BÓDIS K.* (2003): Erdő optimalizációs vizsgálatok az Aggteleki-Karszton – *Karsztfejlődés VIII.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.253-262.

- MARI L. (2003): Felszínborítás-változás vizsgálata térinformatikai módszerekkel az Aggteleki Nemzeti Park területén. – Karsztfejlődés VIII., Szombathely, p. 231-242.
- PÉNTEK K.-VERESS M.-SZUNYOGH G. (2000): Karsztos formák matematikai leírása függvényekkel. – Hidr. Közöny, 80/4, p.197-205.
- SZABÓ L. (1998): Karsztos mélyedések morfometriai vizsgálata a Totes-Gebirgében. – Karsztfejlődés II., BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.169-190.
- SZUNYOGH G.-LAKOTÁR K.-SZIGET I. (1998): Nagy területet lefedő karrvályúrendszer struktúrájának elemzése. – Karsztfejlődés II., BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.125-148.
- TELBISZ T. (2003a): Karsztos felszínfejlődés és beszivárgás matematikai modellezése – PhD-értekezés, Budapest, ELTE, Kézirat.
- TELBISZ T. (2003b): Töbörfejlődési szimuláció elemzése lepusztulási idősorok és morfometriai mutatók alapján – in: Karsztfejlődés VIII., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.51-80.
- TIMÁR G.-TELBISZ T.-SZÉKELY B. (2003): Űrtechnológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis – Geodézia és Kartográfia, 55/12, p.11-15.
- TÓTH G.-SCHLÄFFER R. (2004): Karros felszín elemzése digitális módszerrel – Karsztfejlődés IX., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 133-140.
- VERESS M.-BARNA J. (1998): Karrmeanderek morfológiai térképezésének tapasztalatai. – Karsztfejlődés II., BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.125-148.
- ZBORAY Z.-KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2004): Domborzatértékelés a Bükk-fennsíkon légifelvételek felhasználásával – Karsztfejlődés IX., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely.

TALAJNÉLKÜLI LEJTŐS MÉSZKŐFELSZÍNEK LEOLDÓDÁSI IDEJÉNEK ELMÉLETI VIZSGÁLATA

SZUNYOGH GÁBOR

Berzsenyi Dániel Főiskola, Fizika Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi
Gáspár tér 4. szgabor@bdtf.hu

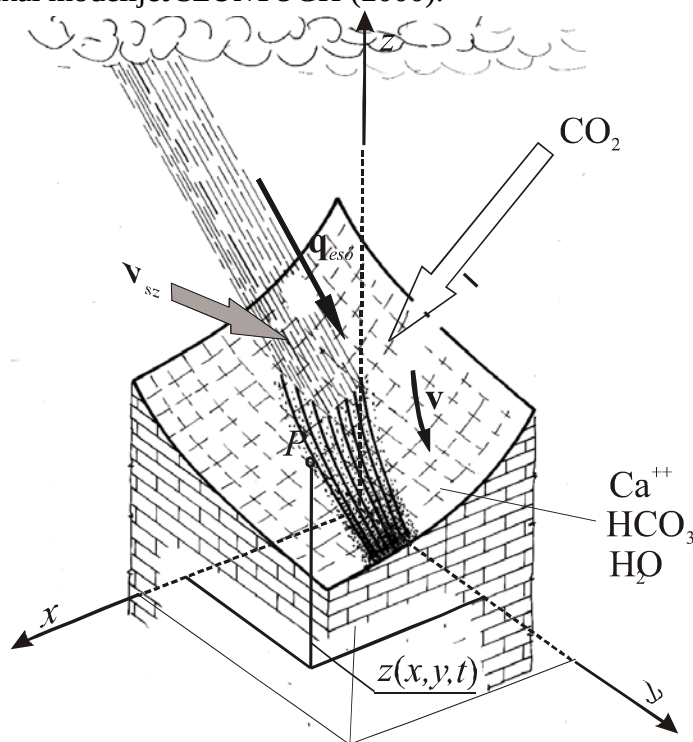
Abstract: The paper deals with the question how the duration of karstic denudation on open, sloping limestone surface without soil cover and plane at the outset depends on the dip angle of the area, the yearly amount of precipitation, the intensity of the rains, and on prevailing wind direction and speed. The answer is given by the solution of a differential equation system describing the sinking speed of the rock surface. It turns out that the speed of denudation does not increase in proportion to the intensity of precipitation and can never exceed a maximal value; long, quiet rains result in yearly greater denudation than short, abundant downpours; with increasing speed of wind the speed of dissolution increases also, but above a certain wind speed dissolution does not become faster. The lecture exemplifies with numerical calculations and diagrams how these factors affect the expectable duration of denudation.

Előzmények

Terepi vizsgálatok során gyakran felmerül az a kérdés, hogy vajon egy adott, lejtős mészkőfelszín mennyi idő alatt pusztulhatott le a karsztkorrózió eredményeképpen. E probléma különösen lényeges azokon a területeken, melyek a geológiai közelmúltban még eljegesedett állapotban voltak, ui. alapvető kérdés, hogy egy-egy karsztforma már a jégkorszak előtt, vagy csak a gleccserek visszavonulása után jött-e létre. A válasz attól függ, hogy a vizsgált karsztos terület lepusztulásához elegendő-e a pleisztocén óta eltelt idő.

E kérdés eldöntése rendszerint bizonytalan talajon áll, annál is inkább, mert bizonyos tényezők (a terület kitettsége, a csapadék mennyisége és intenzitása, a szél iránya és nagysága, a felszín dőlése, stb.) jelentős különbségeket eredményezhetnek a lepusztulási időben. Ismeretes, hogy több karsztkutató csoport végez rendszeresen méréseket a lepusztulás sebességének „*in situ*” meghatározására. Létrejöttük módzatait, morfológiájukat, elterjedésüket régóta, igen széles körben kutatják (JAKUCS 1971, FORD-WILLIAMS 1989, BALÁZS, 1990, VERESS 1995, KLIMCHOUK et. al. 2000, stb). Bár valamennyi elképzelés kvalitatíve figyelembe veszi azt a tényt, hogy szoros kapcsolat van a mészkő oldódásának üteme, a víz áramlási tulajdonságai és ezen keresztül a terület lejtésviszonyai között, kvantitatív összefüggéseket nem fogalmaztak meg. Magam, bekapcsolódva a Berzsenyi Dániel Főiskola Természetföldrajz Tanszékének karrosodást

kutató munkájába, támaszkodva a mészkő oldódáskinetikájának DREYBRODT (1989) által megadott egyenleteire elkészítettem e lepusztulás fajta matematikai modelljét SZUNYOGH (2000).



1. ábra. A vizsgált modell felépítése
Fig.1: The structure of the model

A felszínfejlődés egyenletei a szél sebességének és az esőnapok számának figyelembevételével

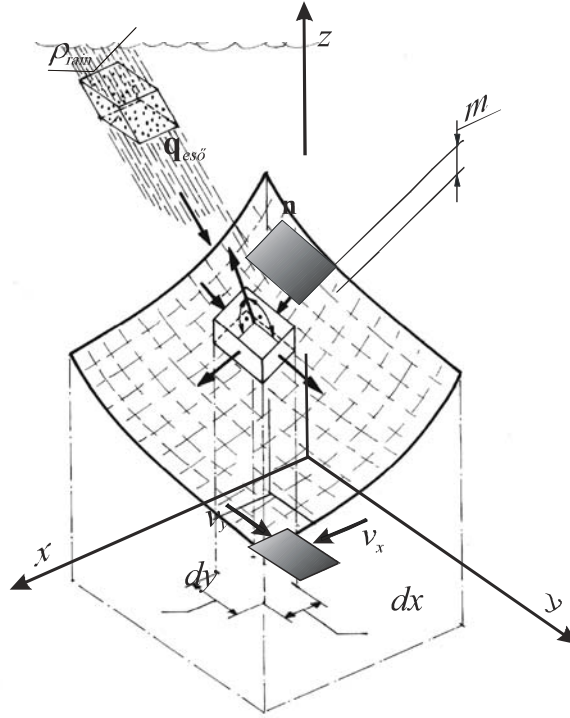
A modell alapját a szabad (talaj nélküli) mészkőfelszínnek lepusztulásának általános egyenletrendszere képezi, mely célul tűzi ki a kőzet felületét megadó

$$z = f(x, y, t) \quad (1)$$

függvény meghatározását, ahol z a felület tengerszín feletti magassága, x és y a felület pontjainak vízszintes koordinátái, t az idő (1. ábra). A kőzetre hulló szénsavas esővíz feloldja a mészkövet, ezért felületének alakja állandóan változik. Süllyedési sebességét a

$$w = -\frac{\partial z}{\partial t} \quad (2)$$

differentiálhányadosként értelmezhetjük. (A mínusz előjel kifejezi, hogy a karsztos lepusztulás következtében a térszín süllyed, azaz az idő múlásával $z(x,y,t)$ csökken.)



2. ábra. Vázlat a tömegmegmaradás tételének alkalmazásához
Fig.2: Illustration of how the law of mass conservation is used

A felszín alakjának ill. süllyedési sebességének meghatározásához a modell az alábbi törvényeket veszi figyelembe:

1. **Tömegmegmaradás tétele a vízre vonatkozólag.** Jelöljünk ki képzeletben a mészkő felszínére illeszkedő kicsiny térfogatot (2. ábra). Oldalai legyenek függőleges helyzetűek, párhuzamosok az x és y tengelyekkel, szélességük dx és dy . Magassága egyezzen meg a kőzet felszínén szivárgó víz mélységével, fedőlapja pedig essen egybe a víz felszínével. A tömegmegmaradás tétele szerint e térfogatba oldain és fedőlapján át időegység alatt befolyó víz tömege megegyezik a belőle eltávozó víz tömegével, mely matematikailag a

$$\frac{\partial(mv_x)}{\partial x} + \frac{\partial(mv_y)}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_v} \frac{\mathbf{q}_{es\vec{o}} \cdot \mathbf{n}}{\cos \alpha} \quad (3)$$

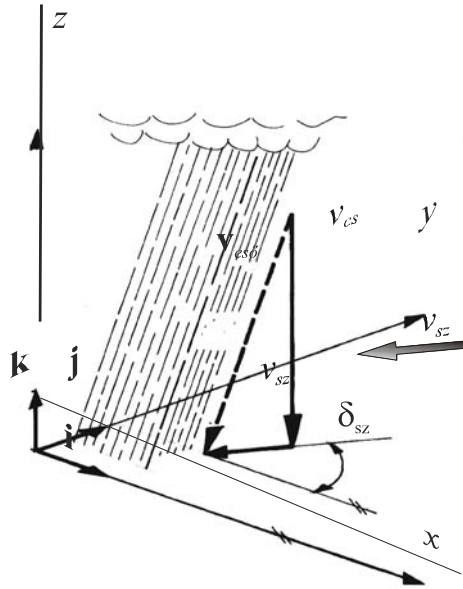
egyenlettel fejezhető ki, ahol ρ_v a víz sűrűsége, $m(x,y,t)$ a mészkövön szivárgó vékony vízréteg mélysége, $v_x(x,y,t)$ és $v_y(x,y,t)$ az áramló víz sebességvektorának x és y irányú komponensei, $\mathbf{q}_{es\hat{o}}$ az egységnyi területre hulló esővíz tömegáramsűrűsége, $\mathbf{n}$ a mészkő felületének normálvektora (mely a közet belsejéből kifelé mutat), α a mészkőfelszín dőlésszöge. (α -nak nem tulajdonítunk előjelet: $0 < \alpha < 90^\circ$. Fizikailag $\alpha < 0^\circ$ értelmetlen, hiszen a víz nem folyhat felfelé). m , v_x és v_y egyelőre ismeretlenek. $\mathbf{q}_{es\hat{o}}$ előállítható az esőcseppek $\mathbf{v}_{es\hat{o}}$ sebességvektorának és az egységnyi térfogatban lévő esőcseppek $\rho_{es\hat{o}}$ össztömegének szorzataként:

$$\mathbf{q}_{es\hat{o}} = \rho_{es\hat{o}} \mathbf{v}_{es\hat{o}} . \quad (4)$$

Az esőcseppek sebességének vízszintes komponense a terület felett fúvó szél v_{sz} sebességéből, függőleges összetevője pedig a cseppek (levegőhöz viszonyított) v_{cs} süllyedési sebességéből tevődik össze (3. ábra). Jelölje δ_{sz} a szél irányszögét az x tengelyhez viszonyítva. (A szél iránya alatt azt az irányt értjük, ahonnan fúj a szél. $0 \leq \delta_{sz} \leq 360^\circ$.) Ezek szerint

$$\mathbf{v}_{es\hat{o}} = -v_{sz} \cos \delta_{sz} \mathbf{i} - v_{sz} \sin \delta_{sz} \mathbf{j} - v_{cs} \mathbf{k} , \quad (5)$$

tehát
$$\mathbf{q}_{es\hat{o}} = -\rho_{es\hat{o}} v_{sz} \cos \delta_{sz} \mathbf{i} - \rho_{es\hat{o}} v_{sz} \sin \delta_{sz} \mathbf{j} - \rho_{es\hat{o}} v_{cs} \mathbf{k} . \quad (6)$$



3. ábra. Az esőcseppek mozgásának megadása
Fig.3: The movement of raindrops

$\rho_{es\delta}$ meghatározásához használjuk fel az évi csapadékhozam definícióját: $Q_{\acute{e}vi}$ megadja, hogy egy év alatt összesen mekkora térfogatú csapadékvíz kerül egy vízszintesen elhelyezett egységnyi területre. E vízmennyiség másfelől egyenesen arányos az eső tömegáramsűrűségének függőleges komponensével, azaz

$$\rho_v Q_{\acute{e}vi} = \rho_{es\delta} v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}, \quad (7)$$

ahol t_{napi} jelenti az esők napi összidejét, $N_{\acute{e}vi}$ pedig az év napjainak számát. A (7)-ből $\rho_{es\delta}$ -t kifejezve nyerjük, hogy

$$\rho_{es\delta} = \frac{\rho_v Q_{\acute{e}vi}}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}}. \quad (8)$$

A (3) jobb oldalán szereplő $\mathbf{n}$ és $\cos \alpha$ előállítható a közetfelület alakját megadó függvény parciális deriváltjainak segítségével

$$\mathbf{n} = \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \mathbf{i} - \frac{\partial z}{\partial y} \mathbf{j} + \mathbf{k} \right) \left[\left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)^2 + 1 \right]^{-\frac{1}{2}}, \quad (9)$$

és

$$\cos \alpha = \left[\left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)^2 + 1 \right]^{-\frac{1}{2}}. \quad (10)$$

A (6), (8), (9) és (10) kifejezéseket a (3)-ba helyettesítve végül a tömegmegmaradás tételére a

$$\frac{\partial(mv_x)}{\partial x} + \frac{\partial(mv_y)}{\partial y} = \frac{Q_{\acute{e}vi}}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}} \left(-\frac{\partial z}{\partial x} v_{sz} \cos \delta_{sz} - \frac{\partial z}{\partial y} v_{sz} \sin \delta_{sz} + v_{cs} \right) \quad (11)$$

egyenletet kapjuk. A (11) kapcsolatot teremt a mészkő felszínén szivárgó víz sebessége, mélysége, a lejtő dőlésszöge, valamint a szél sebességének iránya és nagysága között.

2. A *Navier-Stokes egyenlet*. Hidraulikai számítások szerint a mészkő felszínén a víz igen vékony leplet alkotva lamináris, súrlódó folyadékként szivárog lefelé, ezért a Navier-Stokes egyenlet értelmében parabolikus sebességprofil jellemzi (4. ábra). A sebesség átlaga a keresztmetszet mentén

$$v = \frac{\rho_v g h^2}{3\eta} \sin \alpha, \quad (12)$$

ahol g a nehézségi gyorsulás, η a víz dinamikai viszkozitási tényezője, h pedig a folyadékfilm vastagsága. h és m között egyszerű kapcsolat áll fenn:

$$h = m \cos \alpha. \quad (13)$$

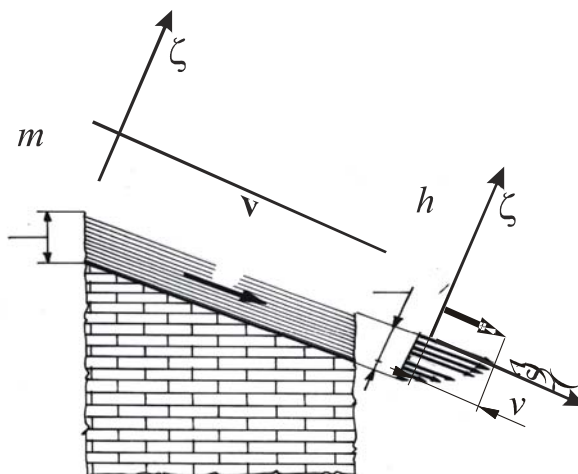
A víz a mészkőfelszín esésvonalainak mentén folyik, ezért sebességvektorának irányát a felület gradiense határozza meg. Képezve $z(x,y)$ megfelelő parciális deriváltjait, adódik, hogy

$$v_x = -\frac{\rho_v g h^2}{3\eta} \sin \alpha \cos \alpha \left[\left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \frac{\partial z}{\partial x}, \quad (14)$$

és

$$v_y = -\frac{\rho_v g h^2}{3\eta} \sin \alpha \cos \alpha \left[\left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \frac{\partial z}{\partial y}. \quad (15)$$

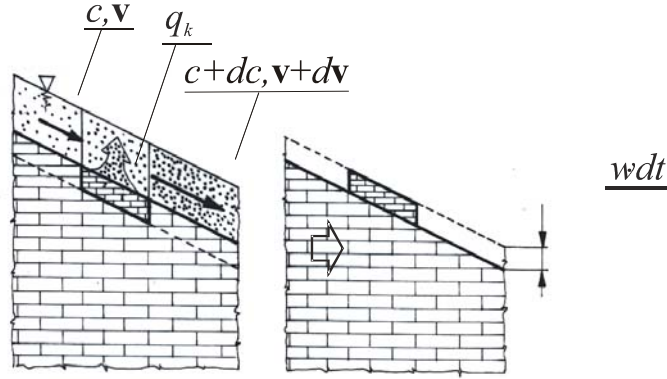
(A mínusz előjel kifejezi, hogy ha a mészkő felülete az x ill. y tengelyek irányába haladva emelkedik, azaz z parciális deriváltjai pozitívak, akkor a víz „visszafelé”, azaz negatív x ill. y irányba folyik.)



4. ábra. A víz sebességprofilja a folyadékfilmben
Fig.4: The velocity profile of water in a thin water layer

3. *Kapcsolat feloldott CaCO_3 tömege és a kőzetfelület süllyedési sebessége között.* Minthogy a csapadék a légköri széndioxidnak köszönhetően agresszív, ezért a mészkövet oldja (5. ábra). Felszíne tehát süllyed, melynek sebessége:

$$w = \frac{q_k}{\rho_k \cos \alpha} \quad (16)$$



5. ábra. Kapcsolat a feloldott mészkő tömege, a felszín süllyedése és a víz koncentráció-változása között
Fig.5: The relationship between the amount of dissolved limestone, the lowering of the surface and the concentration change of the water

4. A reakciókinetika alapegyenlete szerint az oldódás annál gyorsabb, minél nagyobb a különbség a víz c_e telítési- és c tényleges kalcium-karbonát koncentrációja között. Az oldatba jutó mészkő tömegáram-sűrűsége ezzel a különbséggel arányos (GABROVŠEK, 2000):

$$q_k = \begin{cases} k(c_e - c), & \text{ha } c \leq c_s, \\ k_n(c_e - c)^n, & \text{ha } c \geq c_s. \end{cases} \quad (17)$$

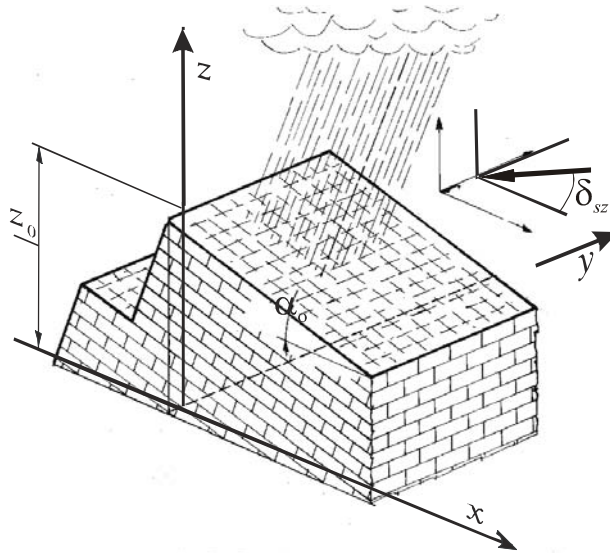
ahol k ill. k_n az oldódás sebességi állandói, $n \approx 4$, $c_s \approx 0,9 \cdot c_e$. c_e és k számértéke a víz hőmérsékletétől és a levegő széndioxid-tartalmától függő állandók (DREYBRODT, 1988). Kiderült, hogy a jelen modell szerint c mindig kisebb, mint c_s , így a továbbiakban elegendő a (17) kifejezés felső egyenletét venni figyelembe.

5. A tömegmegmaradás tétele a CaCO_3 -ra. A tömegmegmaradás tétele érvényes külön a kalcium-karbonátra is (lásd. a 6. ábrát). Eszerint a fent már ismertetett képzeletbeli térfogat oldalain keresztül (oldott állapotban) időegység alatt eltávozó ill. beérkező CaCO_3 tömegének különbsége megegyezik a mészkő felületéről oldatba jutó CaCO_3 tömegével. Képletben

$$\frac{\partial(mv_x c)}{\partial x} + \frac{\partial(mv_y c)}{\partial y} = \frac{q_k}{\cos \alpha} \quad (18)$$

A (2), (10), (11), (13), (14), (15), (16) (17) és (18) egyenletrendszer ismeretleneinek (z , α , m , h , v_x , v_y , w , q_k és c) száma 9, tehát elvileg megoldható. Az egyenletek független változói az x és y térkoordináták,

valamint a t idő. Segítségével — ismerve a mészkőfelület kezdeti alakját — meghatározhatjuk, hogy milyen alakúvá válik a terület egy tetszőleges későbbi időpontban, illetve adott mértékű lepusztulás mennyi idő alatt fog lejátszódni.



6. ábra. Kezdetben egyenletes lejtő modelljének vázlata
Fig.6: Illustration of the initially plane slope model

Kezdetben állandó dőlésű sziklafelszín leoldódásának törvényszerűségei

Jelen cikkben a karsztos lepusztulás azon esetével foglalkozunk, amikor a mészkő felszínét kezdetben egy, az x -tengely irányába lejtő, α_0 dőlésszögű síkfelület képezi, tehát a felületet megadó függvény y -től függetlennek tekinthető (6. ábra). Ennek következtében a fenti egyenletekben előforduló y -szerinti parciális deriváltak nullává válnak, felület alakját megadó z függvény x -szerinti deriváltja pedig a lejtő dőlésszögével arányos:

$$\frac{\partial z}{\partial x} = -\operatorname{tg} \alpha . \quad (19)$$

(A mínusz előjel arra utal, hogy a mészkő felszíne növekvő x -ek esetén csökken.) Mindezeket figyelembe véve a (10) – (18) egyenletek (megfelelő matematikai átrendezéseket követően) az alábbi alakot öltik

$$v_x = \frac{\rho_v g m^2}{3\eta} \sin \alpha \cos^3 \alpha, \quad (20)$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(m v_x) = \frac{Q_{\acute{e}vi}}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}} (\operatorname{tg} \alpha \cos \delta_{sz} v_{sz} + v_{cs}), \quad (21)$$

$$\frac{\partial(m v_x c)}{\partial x} = \frac{k}{\cos \alpha} (c_e - c), \quad (22)$$

$$w = \frac{k}{\rho_k} \frac{c_e - c}{\cos \alpha}. \quad (23)$$

Kezdeti- és peremfeltételül az alábbi kifejezések szolgálnak:

$$z(x, t)|_{t=0} = z_0 - \operatorname{tg} \alpha_0 \cdot x. \quad (24)$$

$$v_x(x, t)|_{x=0} = 0, \quad \text{és} \quad m(x, t)|_{x=0} = 0. \quad (25)$$

Adottnak tekintjük z_0 , α_0 , δ_{sz} , v_{sz} , v_{cs} , k , c_e , ρ_k , η és g értékét. Keresett $w(x, t)$ és $z(x, t)$.

Helyettesítsük v_x -et a (20)-ból a (21)-be:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\rho_v g m^3}{3\eta} \sin \alpha \cos^3 \alpha \right) = \frac{Q_{\acute{e}vi}}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}} (\operatorname{tg} \alpha \cos \delta_{sz} v_{sz} + v_{cs}). \quad (26)$$

Lokalizáljuk a (26)-ot a leoldódás kezdeti időpillanatára, amikor $t=0$. Modellünk szerint ebben a pillanatban a mészkő felszínének alakja még sík, dőlésszöge (α_0) állandó, tehát x -től független. Ezt kihasználva (figyelembe véve a (25) peremfeltételt) a (26) zárt alakban integrálható:

$$m(x, t)|_{t=0} = \frac{1}{\cos \alpha} \sqrt[3]{\frac{3\eta}{\rho_v g} \frac{\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs}}{\sin \alpha_0 \cos \alpha_0} \frac{Q_{\acute{e}vi}}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}}} x. \quad (27)$$

Megállapíthatjuk, hogy a mészkő felszínén szivárgó víz vastagsága a leoldódási folyamat kezdetén a lejtő tetejétől mért távolság köbgyökével arányos. A (27)-ből m -et a (20)-ba írva végül a szivárgó víz sebességére

$$v_x(x, t)|_{t=0} = \frac{\rho_v g}{3\eta} \sin \alpha_0 \cos \alpha_0 \left[\frac{3\eta}{\rho_v g} \frac{\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs}}{\sin \alpha_0 \cos \alpha_0} \frac{Q_{\acute{e}vi}}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}}} x \right]^{\frac{2}{3}} \quad (28)$$

összefüggést nyerjük.

Helyettesítsük m -et és v_x -et a (22)-be. Hosszadalmas, de elemi átrendeázések után a következı differenciálegyenletet nyerjük a $c(x)$ függvényre:

$$\begin{aligned} & (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs}) \frac{Q_{\acute{e}vi} x}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}} \frac{dc}{dx} = \\ & = kc_e - c \left[k + \frac{Q_{\acute{e}vi}}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs}) \right]. \end{aligned} \quad (29)$$

A (29) változói szerint szétválasztható:

$$\frac{(\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs}) \frac{Q_{\acute{e}vi}}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}} dc}{kc_e - c \left[k + \frac{Q_{\acute{e}vi}}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs}) \right]} = \frac{dx}{x}, \quad (30)$$

melyet integrálva

$$\begin{aligned} c(x, t) \Big|_{t=0} &= \frac{k}{k + \frac{Q_{\acute{e}vi}}{v_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs})} c_e + \\ &+ A \cdot x \frac{\frac{kv_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi} + Q_{\acute{e}vi} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs})}{Q_{\acute{e}vi} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs})}} \end{aligned} \quad (31)$$

kifejezéshez jutunk, ahol A egy integrációs állandó. Mivel a megoldás jobb oldalának második tagja $x \rightarrow 0$ esetén ∞ -hez, ezért a (31) csak abban az esetben rendelkezhet reális fizikai tartalommal, ha $A=0$. Tehát

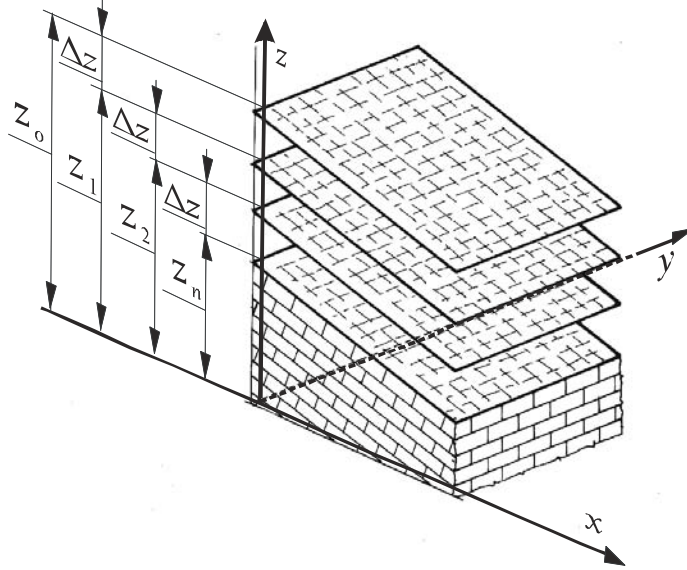
$$c(x, t) \Big|_{t=0} = \frac{kv_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi}}{kv_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi} + Q_{\acute{e}vi} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs})} c_e. \quad (32)$$

A mészkőfelszín süllyedési sebességét megkapjuk, ha c -t a (23)-ba helyettesítjük:

$$w(x, t) \Big|_{t=0} = \frac{k}{\rho_k} \frac{c_e}{\cos \alpha_0} \frac{Q_{\acute{e}vi} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs})}{kv_{cs} t_{napi} N_{\acute{e}vi} + Q_{\acute{e}vi} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs})}. \quad (33)$$

Minthogy a kifejezés jobb oldala x -től független, ezért kezdetben a mészkőfelszín valamennyi pontja azonos sebességgel süllyed, azaz önmagával párhuzamosan tolódik el. Ennek viszont igen fontos

következménye van: ha a kőzet felülete kezdetben sík volt, akkor később is az marad. Ha viszont a mészkő felülete később is α_0 dőlésszögű sík, akkor a (27), (32) és (33) összefüggések nem csak a $t=0$ pillanatra érvényesek, hanem bármely későbbi időre is, azaz w térben és időben állandó (7. ábra). Hasonlóképpen a (32) szerint x -től független a felszínen szivárgó víz koncentrációja is. Ez azt jelenti, hogy dinamikus egyensúly alakul ki a friss csapadékvíz hígító- és az odódás koncentráció-növelő hatása között.



7. ábra. Kezdetben sík felszínű mészkőszikla alakja az idő függvényében
Fig.7: The shape of the initially plane limestone surface as a function of time

A (33) kifejezés számszerű értéke nem ad közvetlen információt a mészkőfelszín hosszú idő alatt bekövetkező, átlagos süllyedési sebességéről, mert a (33) csak arra az időszakra érvényes, amikor esik az eső. A felület egy év alatt bekövetkező összes süllyedése a (33) által kifejezett időegység alatti süllyedés és az évi csapadékos időszakok összidejének szorzata:

$$w_{\text{évi}} = \frac{dz}{dt} t_{\text{napi}} N_{\text{évi}}, \quad (34)$$

$$\text{tehát } w_{\text{évi}} = \frac{k}{\rho_k} \frac{c_e}{\cos \alpha_0} \frac{Q_{\text{évi}} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs}) t_{\text{napi}} N_{\text{évi}}}{k v_{cs} t_{\text{napi}} N_{\text{évi}} + Q_{\text{évi}} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} \cdot v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs})}. \quad (35)$$

Számításokhoz célszerű bizonyos átváltási számokat beépíteni annak érdekében, hogy a gyakorlatban használatos mértékegységekben

helyettesíthessük be a paramétereket. Jelölje $S_{óra}$ az óra — másodperc, M_{mm} a milliméter — méter átszámítási kulcsot. Ezekkel

$$w_{évi} = \frac{k}{\rho_k} \frac{c_e}{\cos \alpha_0} \frac{Q_{évi} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs}) t_{napi} S_{óra} N_{évi} M_{mm}}{k v_{cs} t_{napi} S_{óra} N_{évi} + Q_{évi} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs})}. \quad (36)$$

A felszín alakját a (2) integrálásával nyerjük, mely igen könnyen elvégezhető, hiszen bal oldalán szereplő w a fent írottak értelmében állandó:

$$z(x, t) = z_0 - w_0 t - \operatorname{tg} \alpha_0 \cdot x. \quad (37)$$

A (36) a mészkőfelszín függőleges irányú elmozdulásának sebességét adja. Felmerülhet azonban az a kérdés is, hogy adott idő alatt milyen vastagságú réteg „hántolódik le” a kőzetről. Könnyen belátható, hogy évente

$$\dot{b}_{évi} = w_{évi} \cdot \cos \alpha_0 \quad (38)$$

vastagságú szelet távozik.

Végül megadjuk egy karsztosodó lejtő Δz mértékű lepusztulásához szükséges Δt időt:

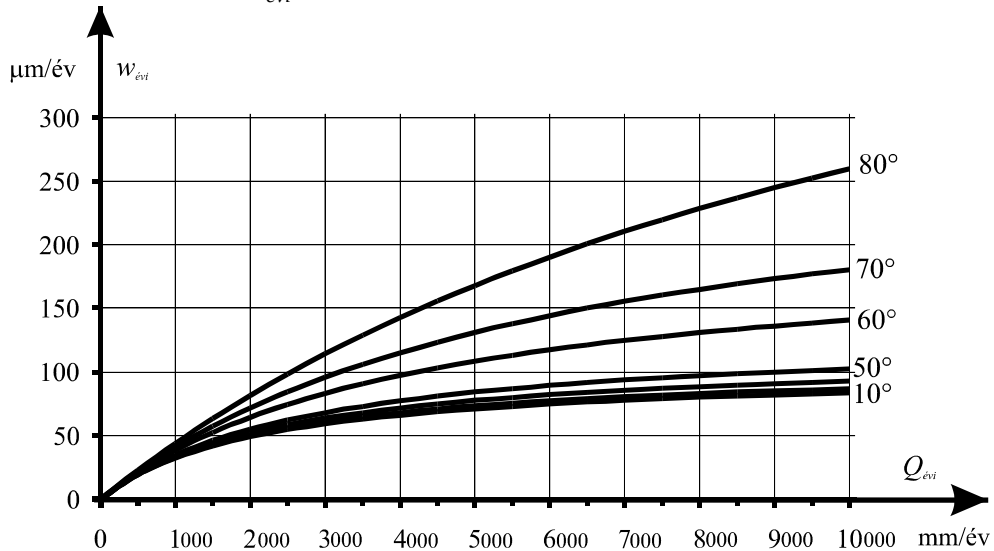
$$\Delta t = \frac{\rho_k}{k} \frac{\cos \alpha_0}{c_e} \frac{k v_{cs} t_{napi} N_{évi} + Q_{évi} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs})}{Q_{évi} (\sin \alpha_0 \cos \delta_{sz} v_{sz} + \cos \alpha_0 v_{cs}) t_{napi} S_{óra} N_{évi} M_{mm}} \Delta z. \quad (39)$$

A levezetett összefüggések kvalitatív és kvantitatív vizsgálata

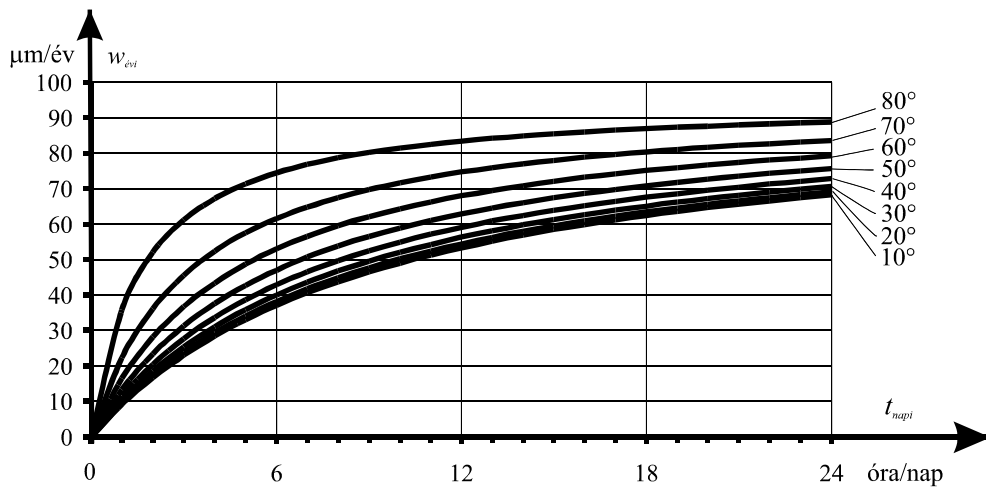
Az összefüggésekben szereplő paraméterek értéke a következő: A víz dinamikai viszkozitási tényezője $\eta = 1,9 \cdot 10^{-3}$ kg/m·s; a mészkő sűrűsége $\rho_k = 2300$ kg/m³; a nehézségi gyorsulás $g = 9,81$ m/s². Szabad légköri széndioxid-tartalom és $T = 5^\circ$ C esetén az oldódás sebességi tényezője $k = 3,2 \cdot 10^{-7}$ m/s, a vízben maximálisan feloldható kalcium-karbonát koncentrációja pedig $c_e = 0,0546$ kg/m³ (DREYBDODT-EISENLOHR 2000). Az esőcseppek süllyedési sebessége $v_{cs} = 3-8$ m/s (BUDÓ 1972). Az átszámítási kulcsok számadatai: $N_{évi} = 365$ nap/év, $S_{óra} = 3600$ s/óra, $M = 1000$ mm/m.

A 8. ábra mutatja a lepusztulás sebességét az éves csapadékhozam függvényében, különböző lejtőszögek esetén ($t_{napi} = 10$ óra/nap működési idő mellett). Látható, hogy $Q_{évi} = 2-6000$ mm/év eső esetén a süllyedés sebessége 50-150 mm ezer évenként. Kiderül, hogy a meredekebb lejtők süllyedése

gyorsabb, mint a lankásaké. Figyelemre méltó, hogy $Q_{\text{évi}}$ növekedésével nem nő lineárisan $w_{\text{évi}}$.



8. ábra. A felszín süllyedési sebessége az éves csapadékhhozam függvényében ($t_{\text{napi}}=10$ óra/nap, $v_{\text{sz}}=0$ m/s)
Fig.8: The lowering speed of the surface as a function of the annual precipitation. ($t_d=10$ hours/day, $v_w=0$ m/s)

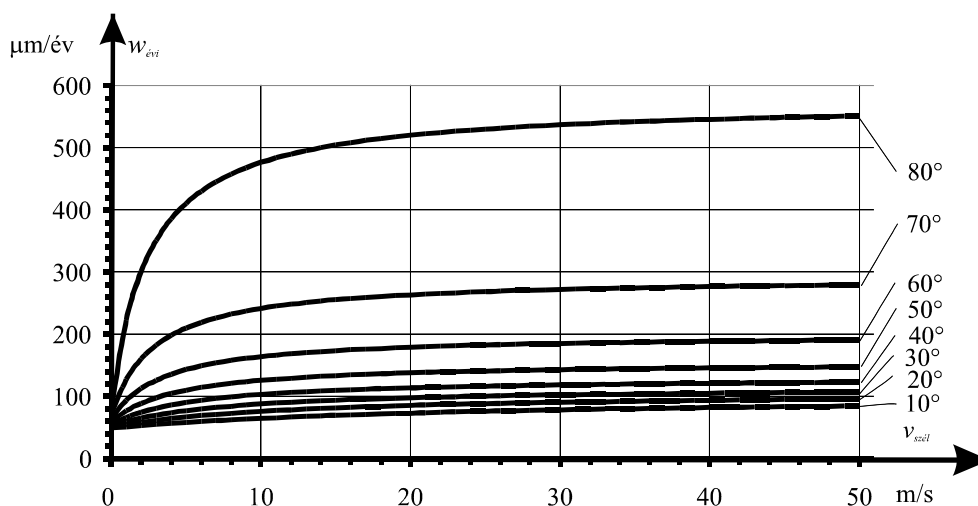


9. ábra. A felszín süllyedési sebessége a napi esős órák függvényében függvényében ($Q_{\text{évi}}=2000$ mm/év, $v_{\text{sz}}=0$ m/s)
Fig.9: The lowering speed of the surface as a function of the daily rainfall hours ($Q_a=2000$ mm/year, $v_w=0$ m/s)

A 9. ábra $w_{\text{évi}}$ -t a napi esős órák függvényében ábrázolja állandó ($Q_{\text{évi}}=2000$ mm/év csapadékhhozam mellett). Szembeötlő, hogy a lepusztulás annál gyorsabb, minél hosszabb ideig esik. Ez arra utal, hogy ha ugyanaz a csapadékmennyiség rövid de heves záporok formájában hullik, akkor a

lepusztulás viszonylag csekély, de ha lassú, csendes esőként öntözi a mészkövet, akkor a denudáció nagyobb lesz. E különös jelenség azzal magyarázható, hogy bár a bőséges esők vize (a működés ideje alatt) több CaCO_3 -at oldanak fel, de az esők elmúltával hosszú ideig nem történik korrózió.

A 10. ábra a lepusztulás sebességét a terület felett fúvó szél függvényében szemlélteti (állandó $Q_{\text{évi}}$ és t_{napi} mellett). Látható, hogy a szél növeli a lepusztulás ütemét. A növekedés — természetesen — annál nagyobb mértékű, minél meredekebb a lejtő, azaz minél nagyobb a lejtő szélnek kitett felülete. De az is látszik, hogy a szél sebességének növekedésével nem egyenletesen nő $w_{\text{évi}}$, hanem egy aszimptotához tart. Azaz egy bizonyos érték felett a szél sebességének növekedésével már gyakorlatilag nem növekszik a süllyedés mértéke.

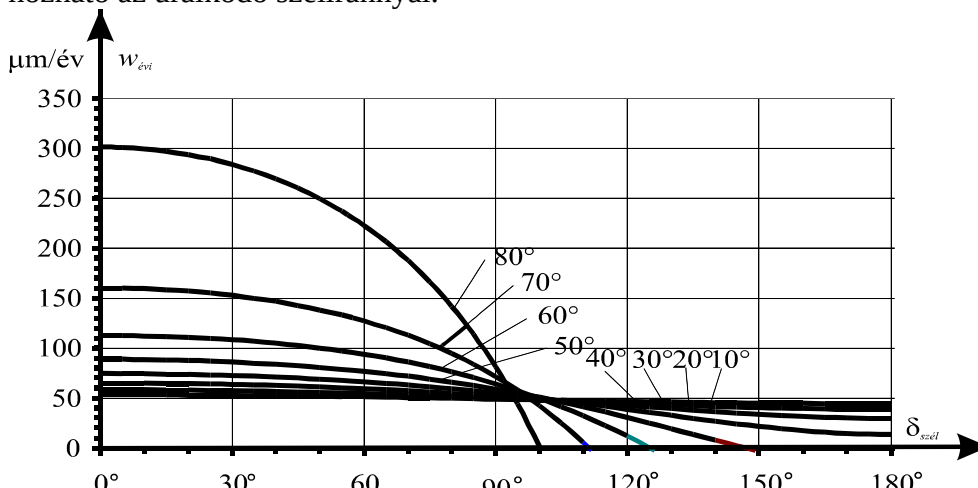


10. ábra. A felszín süllyedési sebessége a szél sebességének függvényében ($Q_{\text{évi}}=2000 \text{ mm}/\text{év}$, $t_{\text{napi}}=10 \text{ óra}/\text{nap}$, $\delta_{\text{sz}}=2 \text{ m/s}$)

Fig.10: The lowering speed of the surface as a function of the wind speed ($Q_a=2000 \text{ mm}/\text{year}$, $t_d=10 \text{ hours}/\text{day}$)

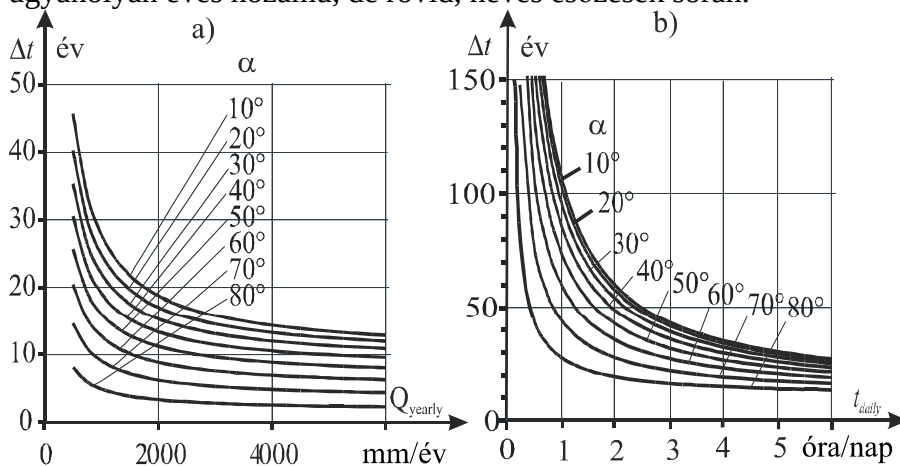
A 11. ábra a szél irányának szerepét érzékelteti (állandó $Q_{\text{évi}}$, t_{napi} és v_{sz} mellett). Feltűnő, hogy a leoldódás sebessége mennyire érzékeny a lejtő kitettségének irányára. Legnagyobb a lepusztulás, ha a szél a lejtővel szembe fúj. A szél irányának elfordulásával $w_{\text{évi}}$ egyre csökken, majd $\delta_{\text{sz}} > 90^\circ$ esetén (azaz amikor már „hátulról” fúj a szél) a denudáció sebessége rohamosan csökkenni kezd, sőt, a lejtő dőlésszögétől függően nullává is válhat. Ez egyben magyarázatot ad a szélviharokkal gyakran érintett területek különleges karros formavilágának kialakulására is (VERESS, et. al.

2003), ahol a képződmények elhelyezkedése egyértelmű összefüggésbe hozható az uralkodó széliránnyal.



11. ábra. A felszín süllyedési sebessége a szél irányának függvényében ($Q_{\text{évi}}=2000$ mm/év, $t_{\text{napi}}=10$ óra/nap és $v_{\text{sz}}=2$ m/s)
Fig.11: The lowering speed of the surface as a function of the wind direction ($Q_a=2000$ mm/year, $t_d=10$ hours/day and $v_w=2$ m/s)

A 12.a ábra szerint 1 mm kőzetréteg leoldódásához szükséges idő csökken az évi csapadékhozam növekedésével, de egy bizonyos határ alá soha sem kerülhet. A 12.b ábra pedig arra utal, hogy adott mértékű korrózióhoz kevesebb idő kell hosszú időtartamú, csendes esők esetén, mint ugyanolyan éves hozamú, de rövid, heves esőzések során.



12. ábra. 1 mm kőzetréteg leoldódásához szükséges idő a) az éves csapadékhozam függvényében ($t_{\text{napi}}=10$ óra/nap, $v_{\text{sz}}=0$ m/s), b) a napi esős órák függvényében függvényében. ($Q_{\text{évi}}=2000$ mm/év, $v_{\text{sz}}=0$ m/s)
Fig.12: The time necessary for the corrosion of a 1 mm thick rock layer as a function of a) the annual precipitation ($t=10$ hours/day, $v=0$ m/s), b) the daily rainfall hours ($Q=2000$ mm/year, $v=0$ m/s)

A diagramok bizonyíták, hogy a bemutatott elmélet modell számszerű eredményei összhangban vannak a terepi mérési tapasztalatokkal: számításaink szerint $w_{\text{évi}}=50 - 300 \mu\text{m}/\text{év}$, ami beleesik a szakirodalom által magadott $50\text{-}500 \mu\text{m}/\text{év}$ tartományba (*HIGH-HANNA* 1970, *WHITE* 2000).

Összefoglalás

A levezetett elméleti modell szerint a kezdetben állandó dőlésszögű, sík mészkőfelszín a csapadék hatására úgy pusztul le, hogy dőlésszöge később is ugyanakkora marad, azaz a mészkő felszíne önmagával párhuzamosan tolódik lefelé. A denudáció sebessége a csapadékintenzitással nem növekszik arányosan, azaz ha ugyanaz az éves csapadékmennyiség hosszantartó, csendes esőként hullik le, akkor a mészkőfelszín évi süllyedése nagyobb, mintha rövid, heves záporok formájában érkezne. A képletek a csapadékhullás idején fúvó szél sebességének irányát és nagyságát is figyelembe veszik. A szélnek kitett, lejtős sziklaoldalakon a szél sebességével nő a leoldódás sebessége, de egy bizonyos értéket nem haladhat meg, bármekkora is legyen a szél. A sziklán szivárgó lepelvíz koncentrációja a lejtő mentén állandó (dinamikus egyensúlyban van). A sziklafelszín lepusztulásának sebességére $50\text{-}300 \mu\text{m}/\text{év}$ adódik reális csapadékhozamok esetén.

IRODALOM

- BUDÓ, Á.* (1971): Kísérleti fizika I. – Tankönyvkiadó, Budapest, 517.p.
- DREYBRODT, W.* (1988): Processes in Karst Systems. Physics, Chemistry and Geology. – Springer, Berlin, New York, Heidelberg, 294. p.
- DREYBRODT, W.-EISENLOHR, L.* (2000): Limestone dissolution rates in karst environments. – in.: Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers. – Funkwille
- FORD, W.-WILLIAMS, P.* (1989): Karst geomorphology and hydrology. – Unwin Hyman, London, England, 601.p.
- GABROVŠEK, F.* (2000): Evolution of Early Karst Aquifers: from simple principles to complex models. – Inštitut za raziskovanje ZRC SAZU, Založba ZRC. 150.p.
- HIGH, C.-HANNA, F. K.* (1970): A method for the direct measurement of erosion on rock surfaces. – British Geomorphological Research Group Technical Bulletin, no. 5, 24 p.

- KLIMCHOUK, -FORD, D.C.-PALMER, A. N.-DREYBROT, W. (2000):* Speleogenesis. – Evolution of Karst Aquifers. – Funkwille
- PLUMMER, T.-WIGLEY, T.-PARKHURST, D. (1978):* The dissolution of calcite on CO₂-water systems at 5° to 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO₂, – American journal of science, 278. p. 179-795
- SZUNYOGH, G. (2000):* Differential Equations Describing the Changes Of Shape Caused by Karst Corrosion of any Arbitrary Limestone Surface— Karsztfejlődés IV. p. 151-174.
- SZUNYOGH, G. (2000):* The Theoretical-Physical Study of the Process of Karren Development— Karsztfejlődés IV. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 125-150.
- VERESS, M. (1995):* Karros folyamatok és formák rendszerezésének szempontjai Totes-Gebirge-i példák alapján. – Karsztfejlődés I. Pauz Kiadó, Szombathely. p. 7-31
- VERESS, M.-ZENTAI, Z.-TÓTH, G.-CZÖPEK, I. (2003):* Karsztos felszínfejlődési típusok Diego de Almagro szigetén (Chile). – Karsztfejlődés VIII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. p. 213-231.
- WHITE, W. B. (2000):* Dissolution of limestone from field observations. in: Speleogenesis. Funkwille, p. 149-155

**KARSZTOS VÍZFOLYÁSOKBAN KELETKEZŐ KIVÁLÁSI
FODROK MATEMATIKAI LEÍRÁSA
LAMINÁRIS ÁRAMLÁS ESETÉN**

PÉNTEK KÁLMÁN

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

Abstract: We presents a mathematics model which describe the development of the calcareous sinter ripples if the current is laminar. We establish a formula, which can calculate distance of neighbouring calcareous sinter ripples. We analyse the relation which are the between the current and the development of the ripple.

1. Bevezetés

A túltelített karsztos vizekből az oldott anyagok kicsapódnak. A keletkező leggyakoribb és egyben legváltozatosabb formákban megjelenő kiválási anyag az édesvízi mészkő, áramló vizekből történő kiválás esetén ez a mésztufa.

A kicsapódás biogén és abiogén okokkal magyarázható. A vizes környezetben élő mohák fotoszintézisükkel csökkentik az áramló karsztos vízfolyásban az egyensúlyi széndioxid mennyiségét. Az egyensúlyi széndioxid mennyiségét csökkentheti, s így a túltelítettséget eredményezheti az áramlási viszonyok megváltozása, a víz egy részének elpárolgása, az áramlás turbulenciája miatti kiszellőzése, a hőmérséklet növekedése, valamint a nyomás csökkenése (BALOGH 1991, VERESS 2004).

A mésztufa legfontosabb formái a különböző felületeken keletkező bevonatok, gallérok, fodrok, kiválási foltok, fecskefészkek, változatos alakú és méretű gátak, lépcsők, mésztufa kúpok és a forráskúpok (VERESS, 2004).

Ebben a dolgozatban a karsztos vízfolyásokban megjelenő fodrokkal, lamináris áramlási viszonyok között történő képződésük egy lehetséges matematikai modelljével foglalkozunk. Fodrokat a Bükk-fürdői medencékben figyeltünk meg, amelyek itt széleskörűen elterjedt képződmények. E fodrokkal analóg képződményeknek tekintjük a patakmedrek mésztufagátjait. Modellünket fodrokra fejlesztettük ki, de azt gondoljuk, hogy gondolatunk továbbfejlesztésével mésztufagátakra is alkalmazható lesz a jövőben.

A kiválási fodrok néhány centiméter magasságú, keresztmetszetben szimmetrikus, vagy aszimmetrikus alakú, felülnézetben egyenes, vagy hajladozó formák, amelyek lokálisan mindig a pillanatnyi áramlás irányára merőlegesen helyezkednek el. Nagy sűrűségben fejlődnek ki a kicsiny, vagy közepes vízmélységek esetén. A tapasztalatok szerint a szimmetrikus fodrok kicsiny, az aszimmetrikus fodrok nagyobb áramlási sebesség mellett jönnek létre (VERESS, 2004).

A karsztos kiválási fodrok alakja és sajátos periodikus elrendeződése sok tekintetben emlékeztet a folyók medrében keletkező közismert homokfodrokra. A homokfodrok alakjának, keletkezésének és vándorlásának matematikai tárgyalásában alapvető fontosságúak EXNER (1920, 1927) dolgozatai. Karsztos modellünk kidolgozása során Exner ezen munkáiban felvázolt ötletét igyekeztünk a kiválási formák keletkezésének sajátos folyamataira alkalmazni.

Eredményeink kis sebességek mellett létrejövő lamináris áramlási viszonyokra vonatkoznak. A turbulens áramlási körülmények között végbemenő kiválási formák vizsgálatával a jövőben kívánunk foglalkozni.

2. A hidrodinamikai modell

A karsztba jutott víz a kőzetet oldva az oldás körülményeire jellemző szinten telítődik, s ez a telített oldat jelenik meg a karsztforrások felszínre bukkanó vizében. Itt a megváltozott fizikai paraméterek hatására megkezdődik a karsztvízből az egyensúlyi széndioxid kilépése.

Feltételezzük, hogy a kicsapódó anyag kolloidális méretű részecskék formájában jelenik meg a vízben. E részecskék rátapadhatnak a felületekre, de mozoghatnak is az áramlásban. Ez utóbbit bizonyítja, hogy a karsztos vízfolyások medrének üledékeiben a mész nem csupán bevonat, hanem szemcsék formájában is előfordul.

A karsztos vízfolyásban haladó kolloidális méretű kivált részecskéknek egyedül a hőmozgás hatására a teljes statisztikai rendezetlenségnek megfelelő egyenletes térbeli eloszlását tapasztalnánk. Egyedül a gravitációs erőter hatására viszont statisztikailag olyan teljesen rendezett állapot jönne létre, amelyben a kivált részecskék mind a meder legalján helyezkednének el. A két, egyidejűleg fennálló, a hőmozgási rendezetlenséget előidéző és a nehézségi erőter rendező hatásának eredményeként alakul ki a részecskék Boltzmann-féle eloszlása. Eszerint a meder alján a legnagyobb, míg felfelé haladva egyre kisebb a kivált kolloidális méretű részecskék koncentrációja. Az adott fizikai és kémiai paraméterek egyértelműen meghatározzák a kiváló részecskék koncentrációját a mederfenéktől számított magasság függvé-

nyében. A részecskék ezen eloszlását leülepedési, vagy szedimentációs egyensúlynak nevezzük (BUDÓ 1972a).

Ha a mederfenéken levő akadály, mint helyi egyenetlenség hatására a fentiekben vázolt módon kialakult szedimentációs egyensúly megbomlik, akkor ennek hatására vertikális irányú rezgés keletkezik, amely a horizontálisan mozgó folyadékban transzverzális hullámmozgásként jelentkezik, amely viszont a mederhez képest nem mozdul el.

A meder alján e hullámmozgás hullámhosszára jellemző távolságokban a hullámhegyek alatt, ahol lokálisan lecsökken az áramlás sebessége, sávokban rakódnak le a kivált kolloidális méretű részecskék, amelyek e sávokban megkötődnek és a mederfenékhez kérgesződnek. E periodikus, sávokban megjelenő bekérgesődések növekedve alkotják a kiválási fodrokat, amelyek további fejlődése vezethet el a keresztgátak képződéséhez.

3. A matematikai modell

Tekintsük egy olyan vízfolyást, amelynek vízhozama időben állandó, a meder aljzata sík, alakja a vizsgált szakaszon állandó. A karsztforrásban megjelenő vizet ideális inkompresszibilis folyadéknak tekintjük, amelynek áramlásáról feltesszük, hogy stacionárius és lamináris.

Modellünk leírásához rögzítsünk olyan Descartes-féle jobb sodrású koordinátarendszert, amelynek origója a meder alján helyezkedik el, x-tengelye a víz haladásának irányába, z-tengelye pedig felfelé mutat. Tegyük fel továbbá, hogy koordinátarendszerünk önmagával párhuzamosan a víz v áramlási segítségével halad, mintegy kísérve a vízrészecskék mozgását.

A kolloidális méretű mésztanyag-szemcsék leülepedési egyensúlya a mederfenéktől mért z magasság függvényében a

$$(1) \quad \rho_m(z) = \rho_1 \cdot e^{-\alpha z} \quad (\alpha > 0)$$

összefüggésnek tesz eleget, ahol ρ_1 a mésztufa sűrűsége és $\rho_m(z)$ a pillanatnyi sűrűség a z magasságban (BUDÓ 1972a).

Szemeljünk ki a vízfolyás vizéből egy V térfogatú és ρ sűrűségű térfogatelemet, amely a mederfenék felett z magasságban halad. A térfogatelem szilárd és folyékony fázisból tevődik össze. Mivel a kiváló mésztanyag sűrűsége a z magasság függvényében az (1) formulával írható le, így a V térfogatelem $0 < e^{-\alpha z} < 1$ -ed részét teszi ki a mésztufa szemcséinek szilárd fázisa, a maradék $0 < 1 - e^{-\alpha z} < 1$ -ed részt a folyadékfázist alkotó karsztvíz tölti ki. Ez utóbbit a z magasság függvényében a

$$(2) \quad \rho_v(z) = \rho_0(1 - e^{-\alpha z})$$

összefüggéssel írhatjuk le, ahol ρ_0 a víz sűrűsége. Ekkor a V térfogatelem teljes sűrűsége az (1) és a (2) felhasználásával a

$$(3) \quad \rho(z) = \rho_m(z) + \rho_v(z) = \rho_1 \cdot e^{-\alpha z} + \rho_0(1 - e^{-\alpha z})$$

formulával írható le.

A mederfenéken elhelyezkedő kiemelkedő akadály hatására emelkedjék meg a V térfogatelem egy $\rho'(< \rho)$ sűrűségű és $z'(> z)$ magasságba. Ekkor a térfogatelemre ható erők egyrészt a

$$(4) \quad G = -\rho \cdot V \cdot g$$

súlyerő, másrészt az

$$(5) \quad F_f = \rho' \cdot V \cdot g$$

felhajtóerő. Így a dinamika alapegyenlete szerint

$$(6) \quad m \cdot \frac{d^2 z}{dt^2} = F_f + G = \rho' \cdot V \cdot g - \rho \cdot V \cdot g,$$

amelyből a

$$(7) \quad m = \rho \cdot V$$

összefüggés felhasználásával

$$(8) \quad \rho \cdot V \cdot \frac{d^2 z}{dt^2} = (\rho' - \rho) \cdot V \cdot g,$$

azaz

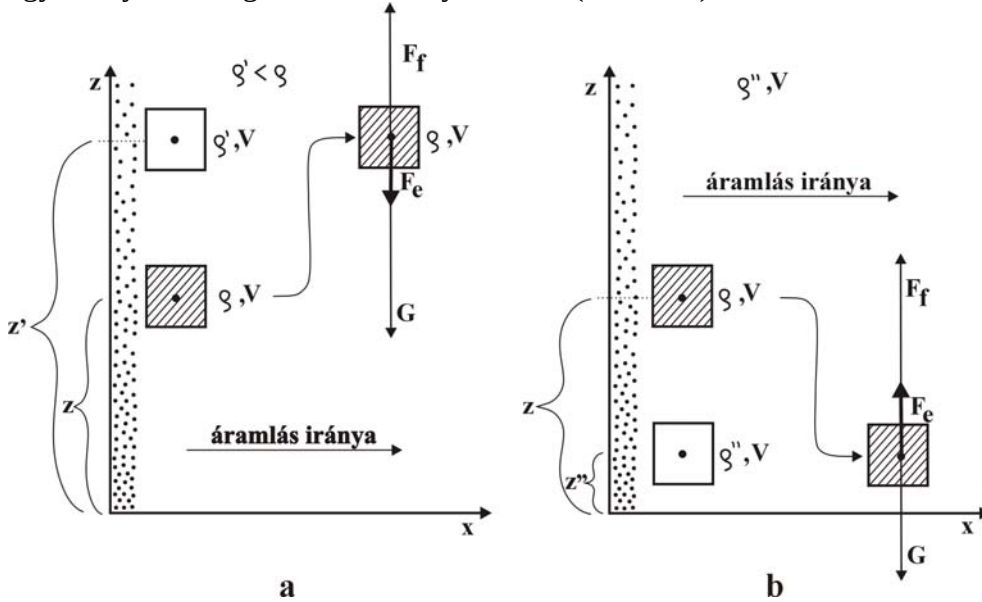
$$(9) \quad \frac{d^2 z}{dt^2} = -\frac{\rho - \rho'}{\rho} \cdot g$$

formulával jellemezhető lefelé irányuló gyorsulással téríti visszafelé kiemelkedett térfogatelemünket a ható erők eredője a leülepedési egyensúlyban elfoglalt helyzete felé (1.a. ábra).

Teljesen hasonló okfejtéssel, ha a meder alján kiemelkedő akadály helyett egy bemélyedés található, akkor a V térfogatelem lezökkenve egy $\rho''(> \rho)$ sűrűségű és $z''(< z)$ magasságú helyzetbe a

$$(10) \quad \frac{d^2 z}{dt^2} = -\frac{\rho - \rho''}{\rho} \cdot g$$

felfelé irányuló gyorsulással rendelkeznek. E gyorsulással igyekeznek visszafelé téríteni a ható erők eredője a besüllyedt térfogatelemünket a leülepedési egyensúlyban elfoglalt eredeti helyzete felé (1.b. ábra).



1. ábra: A vizsgált térfogatelem vertikális mozgása a mederben
Fig. 1. Vertical movement of investigation volume element in the bed

Dinamikai szempontból a fentiekben vázolt, a szedimentációs egyensúlyt helyreállítani kívánó visszatérítő hatással magyarázható a transzverzális hullámok megjelenése.

Ezután a (9) egyenlet jobb oldalán szereplő relatív sűrűségváltozás mértékét határozzuk meg, ha a fentiekben vizsgált V térfogatelem a z magasságból a nála csak kis mértékben nagyobb $z' = z + \Delta z$ magasságba emelkedik. Ekkor egyszerű algebrai átalakításokkal

$$(11) \quad \rho - \rho' = [\rho_1 \cdot e^{-\alpha z} + \rho_0(1 - e^{-\alpha z})] - [\rho_1 \cdot e^{-\alpha z'} + \rho_0(1 - e^{-\alpha z'})] = \\ = (\rho_1 - \rho_0) \cdot (e^{-\alpha z} - e^{-\alpha z'}) = (\rho_1 - \rho_0) \cdot (1 - e^{-\alpha \Delta z})$$

adódik. Kicsiny Δz esetén $-\alpha \cdot \Delta z$ is kicsi, s ekkor jó közelítéssel érvényes a

$$(12) \quad e^{-\alpha \Delta z} \approx 1 - \alpha \Delta z$$

összefüggés, amelynek a (11) formulába történő behelyettesítésével

$$(13) \quad \rho - \rho' = (\rho_1 - \rho_0) \cdot e^{-\alpha z} \cdot \alpha \cdot \Delta z$$

adódik, ahonnan

$$(14) \quad \frac{\rho - \rho'}{\rho} = \frac{(\rho_1 - \rho_0) \cdot e^{-\alpha z} \cdot \alpha \cdot \Delta z}{\rho_1 \cdot e^{-\alpha z} + \rho_0(1 - e^{-\alpha z})}$$

következik.

Alkalmazzuk most a (14) összefüggést a $z=0$ fenékszintről a $z = \Delta z$ magasságba felemelkedő térfogatelemre, ekkor

$$(15) \quad \frac{\rho - \rho'}{\rho} = \frac{(\rho_1 - \rho_0) \cdot e^{-\alpha \cdot 0} \cdot \alpha \cdot z}{\rho_1 \cdot e^{-\alpha \cdot 0} + \rho_0(1 - e^{-\alpha \cdot 0})} = \frac{\rho_1 - \rho_0}{\rho_1} \cdot \alpha \cdot z$$

adódik. A (9) differenciálegyenlet ezen kicsiny fenékszintről induló vertikális kitérítés esetére a

$$(16) \quad \frac{d^2 z}{dt^2} = -g \cdot \frac{\rho_1 - \rho_0}{\rho_1} \cdot \alpha \cdot z,$$

vagy tömörebben a

$$(17) \quad \frac{d^2 z}{dt^2} = -\omega^2 \cdot z$$

alakra hozható. A (17) összefüggés egy konstans együtthatós, homogén lineáris másodrendű differenciálegyenlet, amelynek általános megoldása a közismert

$$(18) \quad z = A \cdot \cos \omega t + \beta \cdot \sin \omega t$$

alakban adható meg. Kezdeti feltételeink $t = 0$ esetén $z = 0$ és $\frac{dz}{dt} = v_0$, amelynek eleget tevő megoldás a

$$(19) \quad z = \frac{v_0}{\sqrt{g \cdot \frac{\rho_1 - \rho_0}{\rho_1} \cdot \alpha}} \cdot \sin \sqrt{g \cdot \frac{\rho_1 - \rho_0}{\rho_1} \cdot \alpha} \cdot t$$

formában adható meg (BUDÓ 1972b, FRANK-MISES 1966, 1967).

A (19) egyenlet alapján a vertikális folyadékrezgés periódusideje a

$$(20) \quad \omega = \frac{2\pi}{T} = \sqrt{g \cdot \frac{\rho_1 - \rho_0}{\rho_1} \cdot \alpha}$$

felhasználásával

$$(21) \quad T = \frac{2\pi}{\sqrt{g \cdot \frac{\rho_1 - \rho_0}{\rho_1} \cdot \alpha}}$$

alakban írható fel.

EXNER (1927) áramlástani vizsgálatai szerint az (1) összefüggésben szereplő α mennyiség

$$(22) \quad \alpha = \frac{\beta}{\rho_0 \cdot v^2}$$

alakú. Ekkor (21) a

$$(23) \quad T = \frac{2\pi}{\sqrt{g \cdot \frac{\rho_1 - \rho_0}{\rho_1} \cdot \alpha}} = \frac{2\pi \cdot v}{\sqrt{g \cdot \frac{\rho_1 - \rho_0}{\rho_1 \rho_0} \cdot \beta}}$$

alakot ölti.

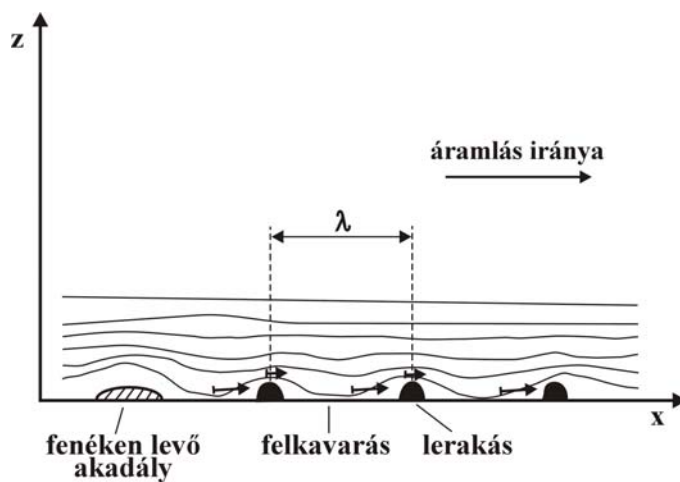
A mederhez rögzített megfigyelő számára a transzverzális rezgések tovahaladó transzverzális hullámként jelennek meg, amelynek λ hullámhosszára érvényes a

$$(24) \quad \lambda = v \cdot T = v \cdot \frac{2\pi \cdot v}{\sqrt{g \cdot \frac{\rho_1 - \rho_0}{\rho_1 \cdot \rho_0} \beta}} = 2\pi \cdot v^2 \sqrt{\frac{\rho_1 \rho_0}{g(\rho_1 - \rho_0) \beta}}$$

összefüggés. A (24) képlete alapján pedig a szomszédos fodrok d távolsága

$$(25) \quad d = \lambda = 2\pi \cdot v^2 \sqrt{\frac{\rho_1 \rho_0}{g(\rho_1 - \rho_0) \beta}}$$

(2. ábra).



2. ábra: A fodrok képződésének elvi vázlata
Fig. 2. The theory of the development ripples

Látható, hogy a szomszédos fodrok távolsága a karsztvíz áramlási sebességének négyzetével arányos. Ha tehát az áramlás sebessége kétszere-

sére nő, akkor a fodrok távolsága megnégyszereződik, feltéve természetesen, hogy az áramlás lamináris jellege megmarad.

A (25) formula alkalmazhatóságához ismerni kell az áramlás v sebességét, a mésztufa ρ_1 , valamint a karsztvíz ρ_0 sűrűségét.

EXNER (1927) kvarchomokból kialakuló fodrok analóg jelenségét vizsgálva úgy találta, hogy $\beta = 0,128 \text{ kg} / \text{m}^2 \text{s}^2$. A (25) formula alkalmazhatóságához tapasztalati úton kalibrálni kell: d, v, ρ_1 és ρ_0 ismeretében mérésekkel meg kell határozni a β mennyiség értékét. E tapasztalati úton nyert β ismeretében v, ρ_1 és ρ_0 felhasználásával más áramlások vizsgálatánál a keresett d meghatározható.

I. táblázat
Table I.

A $d = d(v)$ függvény
The $d = d(v)$ function

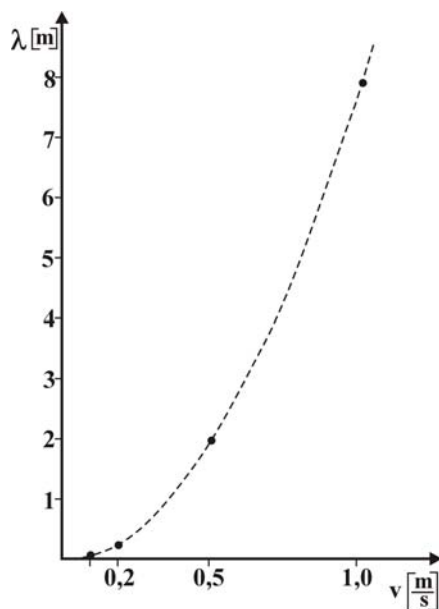
$v[\text{m} / \text{s}]$	0,1	0,2	0,5	1
$d[\text{m}]$	0,08	0,32	2,01	8,05

A fentiekben bemutatott elméleti levezetésünket egy gyakorlati számítással illusztráljuk. EXNER (1927) méréseit felhasználva, ha $\rho_0 = 1 \text{ kg} / \text{dm}^3$ a karsztvíz sűrűsége, $\rho_1 = 1,9 \text{ kg} / \text{dm}^3$ a mésztufa sűrűsége, akkor a (25) formula alapján a szomszédos kiválási fodrok d távolságát az áramlás v sebességének függvényében az I. táblázat adatai tartalmazzák. A táblázat adatait felhasználva a $d = d(v)$ függvényt a 3. ábra mutatja be. A II. táblázatban viszont $v = 0,1 \text{ m} / \text{s}$ áramlási sebesség mellett találhatjuk az áramló oldat ρ sűrűségét a fenéktől számított z magasság függvényében. E táblázat adatait felhasználva készült $\rho = \rho(z)$ függvényt a 4. ábrán láthatjuk.

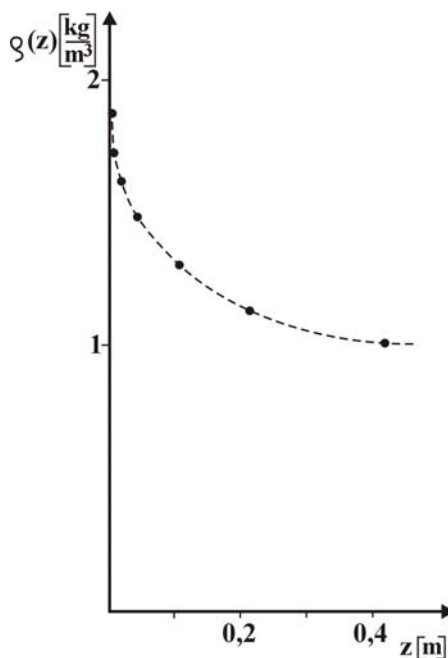
II. táblázat
Table II.

A $\rho = \rho(z)$ függvény $v = 0,1 \text{ m} / \text{s}$ áramlási sebességnél
The $\rho = \rho(z)$ function $v = 0,1 \text{ m} / \text{s}$ at current velocity

$z[\text{m}]$	0	0,01	0,02	0,05	0,1	0,2	0,4
$\rho[\text{kg} / \text{dm}^3]$	1,90	1,79	1,69	1,47	1,25	1,07	1,01



3. ábra: A $\lambda = \lambda(v)$ függvény
Fig. 3. The $\lambda = \lambda(v)$ function



4. ábra: A $\rho = \rho(z)$ függvény
Fig. 4. The $\rho = \rho(z)$ function

4. Összegzés

Dolgozatunkban a karsztos vízfolyások medrében megjelenő kiválási fodrok matematikai modelljét vázoltuk fel lamináris áramlási viszonyok között. Meghatároztuk a fodrok legszembetűnőbb metrikus jellemzőjét, a szomszédos fodrok távolságát. Megvizsgáltuk, hogy e távolság hogyan függ az áramlás sebességétől, a túltelített oldatban a kolloidális méretű részecskék formájában megjelent mésztufa sűrűségétől, végül a szállító karsztvíz sűrűségétől. Fontos feladatunk a bemutatott elméleti formulák kalibrálása a gyakorlatban, az egyes paraméterek numerikus meghatározása, végül a modell vizsgálata és finomítása turbulens áramlások esetére is.

Köszönetnyilvánítás

Tisztelettel és szeretettel adózom édesapám, Péntek Kálmán (1923-1999) emlékének, aki engem gyermekként a természet szeretetére megtanított. Hálával és köszönettel tartozom neki, hogy F. Exner (1920, 1927) felhasznált dolgozatainak szakszerű fordításával és szövegértelmezésével nagyban hozzájárult jelen dolgozat megszületéséhez. Requiescat in pace...

IRODALOM

- BALOGH K.* (1991): Szedimentológia I. - Akadémiai Kiadó, Bp., p. 423
BUDÓ Á. (1972a): Kísérleti fizika I. - Tankönyvkiadó, Bp., p. 439.
BUDÓ Á. (1972b): Mechanika. - Tankönyvkiadó, Bp., p. 184.
EXNER, F. (1920): Zur Physik der Dünen. Sitzber. - Akad. Wiss. Wien Math. nat. Kl. II. p. 929-952.
EXNER, F. (1927): Über Dünen und Sandwellen. - Geografiska Annaler 9. p. 81-99.
FRANK, PH. – MISES, R. (1966, 1967): A mechanika és a fizika differenciál- és integrálegyenletei. - I.-II. Műszaki Könyvkiadó, Bp., p. 349.
VERESS M. (2004): A karszt – BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 215.

A KARSZTÖKOLÓGIAI RENDSZER SZERKEZETE ÉS MŰKÖDÉSE¹

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

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

Abstract: Karst morphology literature deals diversely with the process of Karstic solution and erosion and with the forms created by these forces. There is a great quantity of works which deal with the research of the Karst hydrological system, yet, most of the works study the formation and developement of the underground forms. In the past decades the researches aimed at the the exploration of the whole system of Karsts. The effect-mechanisms which characterise the working of the environment-sensitive ecologic system of Karsts must be studied. With this knowledge become we able to make suggestions for the methods of land preservation on Karsts. The paper introduces the structure of the Karst ecological system and some features of its functioning.

1. Bevezetés

A karsztos oldódás és erózió folyamataival, valamint a hatásukra kialakult formakincsrel sokoldalúan foglalkozik a karsztmorfológiai szakirodalom. Nagyszámban ismerünk munkákat, amelyek a karsztok hidrológiarendszerét kutatják, a legtöbb munka mégis a karsztok felszínalatti formáinak kialakulását és fejlődését tárgyalja. A legutóbbi kutatások a karsztok teljes rendszerének a feltárását célozzák. Meg kell ismerni azokat a hatás-mechanizmusokat, melyek a karsztok környezetérzékeny ökológiai rendszerének működését jellemzik. Ezek ismeretében tehetünk javaslatokat a karsztok megőrzésének és fenntartható fejlődésének módjára.

Nemzetközi szinten is a 90-es évektől került előtérbe a karszt-ökológiai rendszerek gyakorlatorientált kutatása. A karsztok korai hasznosítása lakóhelyként, mezőgazdasági és erdőgazdálkodási célra nem múlt el nyomtalanul. A vastagabb talajjal borított területeken növénytermesztés folyt, de gyakori volt a legeltetés is. Az ipar fejlődésével világszerte megkezdődött a karsztos kőzetek, elsősorban a mészkő és a különböző ércek bányászata, s ezzel egyidejűleg a karsztvízkivétel. Ez a tájhasználat a karsztok mai arculatában visszatükröződik.

Hazánkban az ország területének csak 5%-át borítják karsztos kőzetek. Táji értékeik, erdőgazdasági és rekreációs hasznosításuk révén

¹ Készült a T035020 sz. OTKA támogatásával

fontos nemzeti értéket képviselnek. Ahhoz, hogy hosszútávon megfelelhessünk a karsztok védelmével és kezelésével kapcsolatos követelményeknek, fokozott figyelmet kell fordítani a barlangok és azok vízgyűjtőinek védelmére. A hasznosítás során be kell tartatni a természetvédelmi szabályokat és törvényeket, mert csak így biztosítható a korábbi egyensúly bizonyos mértékű visszaállása és a fenntartható hasznosítás. Ahhoz, hogy ezt megtehessek fel kell tárnunk a karsztökológiai rendszer szerkezetét és működési sajátosságait.

2. Módszerek

A karsztökológiai rendszer kutatói a klasszikus geomorfológiai módszerek mellett használják mindazokat a társtudományi módszereket, amelyek a tájökológiai alrendszerek megismeréséhez szükségesek. Ezért a klimatológia, geológia, talajtan, botanika és ökológia kutatási módszereit használtam fel a kutatás során. A karsztökológiai rendszer tényezői között vizsgáltam a talaj, a mikroklíma, a növényzet és a mikrobiális tevékenység mennyiségi és minőségi változásait, s ezek analitikus eredményeit a földrajzi környezetbe integrálva használtam fel.

A mikroklíma méréseket a klimatológiában használatos módszerekkel végeztük, a talajok vizsgálatához a terepen kiválasztott mintaterületen, feltárásokból, illetve fúrásokból gyűjtöttünk mintákat laboratóriumi elemzés céljára. Több esetben növény felvételezést és növényterképezést végeztünk. Az erdők változását légi fényképek és műhold felvételek segítségével vizsgáltuk.

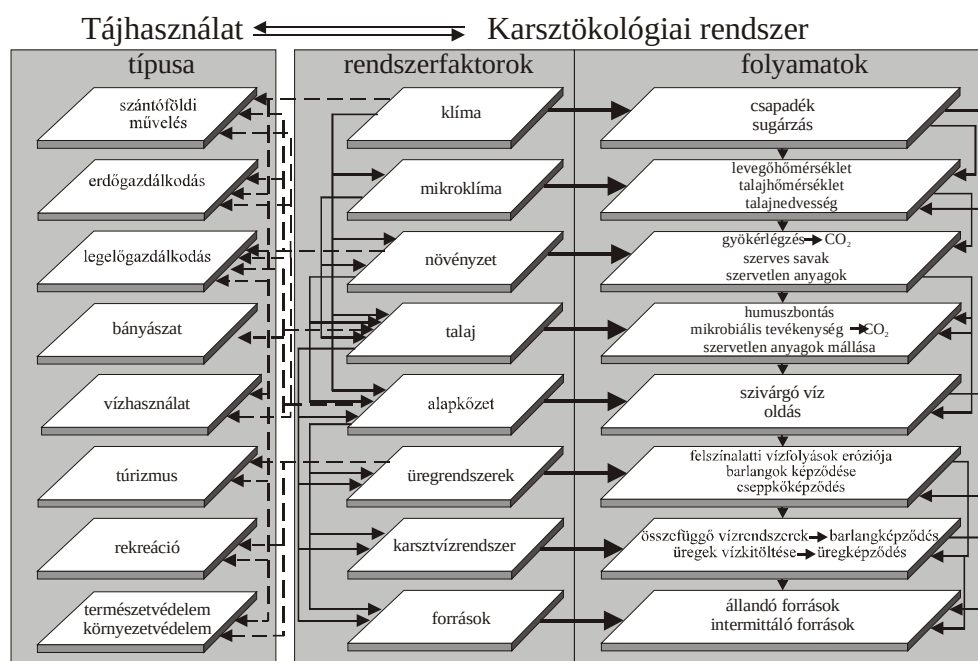
3. A karsztökológiai rendszer

A karsztrendszerben végbemenő változások okát napjainkban nagyrészt a felszíni folyamatokban kell keresni. A felszíni jelenségek, mint pl. a talajerózió hatása a karsztok fejlődésére (JAKUCS 1971), a talajoknak a karsztkorrózióban betöltött szerepe (JAKUCS 1971, ZÁMBÓ 1970, BÁRÁNY-KEVEI 1987) csak az utóbbi néhány évtizedben foglalkoztatja a kutatókat. Ugyancsak mellőzött volt korábban a karsztos vegetáció dinamikájának hatásvizsgálata (KEVEINÉ BÁRÁNY 1985, BÁRÁNY-KEVEI – HORVÁTH 1996) és a mikrobák korróziós hatékonyságának értékelése (JAKUCS 1980, BÁRÁNY-KEVEI 1983, ZÁMBÓ 1998, DARABOS 2000). Nem foglalkozunk kellő mélységben a globális klímaváltozásoknak a karsztos ökoszisztéma folyamataira gyakorolt hatásával sem.

A karsztökológiai rendszer (BÁRÁNY-KEVEI 1996) egy olyan strukturális és dinamikus rendszer, amelyben az abiogén elemek a kőzet, a víz, a talaj, a mikro- és makroklíma, biogén elemek a mikro- és makroflóra, valamint az ember. A rendszer működését az abiogén és biogén tényezők kölcsönhatása, illetve a kölcsönhatás során keletkezett anyag és energiaforgalom biztosítja, szerkezetét az elemek vertikális és horizontális elrendeződése szabja meg. Specifikuma sérülékenysége, a folyamatok gyors lefutása, valamint a háromdimenziós határfelülete (1. ábra).

A karsztökológiai rendszer elemei egymással és a hasznosítás típusával szoros kapcsolatban állnak, s meghatározzák a táj működését (dinamikáját). Az emberi tevékenység beavatkozik ebbe a folyamatba, ami a táj változását eredményezi. A karsztökológiai kutatások feladata megvizsgálni a tájban a hasznosítás során bekövetkezett változásokat. A további tájhasznosítás számára a jelenlegi állapotot kell minősíteni, s javaslatot tenni optimális hasznosításra.

A karsztok jelenségei és formakincse együttesen jelenti a karsztosodást (JAKUCS 1971). A folyamatok és formák különböző tényezők kölcsönhatásában alakulnak ki, s mindenkor az adott környezeti állapotokat tükrözik.



1. ábra. A karsztökológiai rendszer
Fig.1. The karstecological system

A karsztosodási folyamatokat jelentős mértékben befolyásolja a kőzet fizikai és kémiai tulajdonsága, oldhatósága, a kőzet rétegződési viszonyai, a felszínalatti vízvezetés, a tektonikus hatások és a hegységképző mozgások. Az időben és térben változó folyamatok hozták felszínre vagy a felszín közelébe a karsztos kőzeteket, amelyeken megkezdődött a mindenkori klímafeltétel függvényében a külső erők lepusztító munkája. A külső erők közreműködésével alakult ki a karsztok geoökológiai rendszere, melynek tényezői a fent említett abiogén és biogén tényezők.

3.1. A karsztökológiai rendszer szerkezete és működése

A klíma elsősorban az oldó víz és annak hőmérséklete révén válik a karsztosodás tényezőjévé, de a talaj és vegetáció típusának kialakításában is, mint zonális tényező, meghatározó. A klímaelemek közül a csapadék tulajdonképpen alapfeltétele a karsztosodásnak, emellett az anyag- és energiaáramlás közege. A gyorsan, nagy mennyiséggel jelentkező csapadék a kőzet vízáteresztő képességétől és a növényborítottságtól függően különbözőképpen mozog a talajban, illetve kőzetben. Ilyenkor könnyen megtelnek a járat- és üregrendszerek a vadózus zónában, de egyidejűleg ezek a szivárgó vizek hígulnak is, ami újabb oldó kapacitást jelent. A kihígulás azonban a cseppkőképződés mérséklődését eredményezi. Más a helyzet növényborítás esetén, amikor az evapotranszpirációval is számolni kell, tehát a vízgyűjtőre jutó csapadék egy része ismét a légkörbe kerül. A hőmérséklet alapvetően megváltoztathatja a rendszer működését. Az alacsony hőmérséklet nagyobb gázelnyelése ellenére, biogén CO₂ hiányában, mérsékli az oldási folyamatokat, fagy esetén leáll a vízmozgás. Mérsékeltövi klímaviszonyaink között a folyamat intenzitása csökken az alacsony hőmérsékletek bekövetkeztével. A magas hőmérséklet is csökkentheti a korrózió intenzitását, mivel a víz gázoldó képessége magas hőmérsékleten kisebb és az agresszív szén-dioxid felvétele csökken a magas hőmérsékletű vízben. A fagyváltozékonyság hatással van a felszíni formák fejlődésére is, ami a magashegységi karrokon tükröződik vissza. Gyakran található fagytörmelék a hegységek északi kitettségű hegylábfelszínein. A hőmérséklet befolyásolja a hóborítás tartamát is. Különösen a tartósan önárnyékos dolinákban hosszú ideig megmarad a hó, s alatta a korrózió az olvadékvíz hatására működik. Ez az oka a hódolinák aszimmetrikus formájának (NICOD 1976).

A magas hőmérséklet gátat szab a nedvességkedvelő növények megtelepedésének. A déli kitettségű lejtőkön kiszárad a talaj, sok szárazságtűrő faj jelenik meg. Az északi kitettségben a sugárzás csökkenésével az átmedvesedett talajokon nedvességkedvelő növények

telepszene meg. Mérsékeltövi körülmények között a hóhatár alatt már a talaj és vegetáció is fontos ökológiai tényezővé válik, ami szoros kapcsolatban van a hőmérsékleti adottságokkal. Mindenképpen ki kell emelni, hogy itt már a mikroklima szerepe nagyon jelentős, mivel a felszínközeli klímafolyamatok határozzák meg döntően az exogén hatások nagyságrendjét.

A klímahatások között az utóbbi évtizedekben a szárazodás igen fontos tényezővé vált minden tájtípuson. Keveset foglalkoztunk mind ez ideig a karsztok klímaváltozás hatására bekövetkezett szárazodásával, illetve a beszivárgás jelentős ingadozásával, pedig ez az ivóvíz ellátás szempontjából fontos kérdéssé válhat a jövőben. Az eddigi kutatások már jelzik, hogy a klíma szárazodása is hozzájárul a karsztvízszint csökkenéséhez.

A karbonátos kőzetekben a víz a kőzet sokféleségének megfelelően másként és másként fordul elő. A karsztvízrendszer különbözik minden más vízrendszertől. Benne integrált rendszerben kapcsolódnak a járatok egymáshoz és nagymennyiségű víz szállítását teszik lehetővé. A karsztos területek vízgyűjtői felszíni és felszín alatti rendszerekből állnak, kapcsolatuk nem mindig törvényszerű, lehet esetleges is. A karsztos területek hidrogeológiai-hidrogeográfiai jellemzőit alapvetően meghatározza az a tény, hogy a karsztok háromdimenziós rendszerében a rés és repedéshálózatban a felszínre jutó csapadék és a más területekről idekerülő vizek hamar eltűnnek. A felszínre jutott csapadékvíz szivárgó vízként halad tovább a kőzetben, szerepe a karsztok anyagszállításában meghatározó. A karsztok igen sokszínűek, talajjal, növényzettel borítottak vagy kopárak. Ezért általános séma nem adható a beszivárgó vizek meghatározására, bár a beszivárgás törvényszerűségeinek kimutatásával sok kutató foglalkozott (*KESSLER 1954, BÖCKER 1974*). *BÖCKER* különböző beszivárgási típusokat különített el. Ilyenek: a nyílt karsztos felszín beszivárgása, talajjal és növénytakaróval borított karsztfelszín beszivárgása, a vízáteresztő törmelékes üledékkel borított karszt beszivárgása, a fedett karszt beszivárgása. A típusok jelzik, hogy a karsztökológiai viszonyok szerint különbségek vannak a víz közvetítésével végbemenő anyagáramlásban. A talaj fizikai minősége befolyásolja a szivárgás mértékét. Ha a talaj vízvezetése nagyobb, mint a kőzeté, akkor a kőzetszínre talajvíz gyűlik össze és mozog az általános lejtés irányába. Ha a talaj vízáteresztő képessége kisebb, vagy egyenlő a kőzet vízáteresztő képességével, akkor a víz beszivárog a kőzetbe, magában hordozva mindazon anyagokat, amelyek a talajon keresztüli átszivárgás során a szivárgó vízbe kerültek. Ezek között fokozott figyelmet kell fordítani az utóbbi időben a szennyező anyagokra.

A 80-as évek végén az összegző és éghajlati kapcsolati-módszert dolgozták ki a beszivárgási hányad meghatározására (MAUCHA 1990), amellyel a tényleges csapadék és a forráshozamok figyelembevételével már pontosabban lehet számolni a beszivárgó víz mennyiségét. Ez a módszer már számításba veszi a karsztos vízgyűjtő nagyságát is. Nagyon fontosak a gyakorlat számára ezek a becslések, mivel a különböző csapadékokhoz és tározókhoz tartozó karsztvíz mennyiséget adják meg.

Az abiogén tényezők közül az utóbbi évtizedekben egyre nagyobb hangsúlyt fektetünk a talajra, mint a karsztökológiai rendszer egyik meghatározó elemére. A talaj fontos puffer és filter közeg, amely a szivárgó víz karsztidegen anyagait megszűri. Mivel a vízzel, mint közvetítő közeggel különböző anyagok kerülnek a rendszerbe, a karszttalajok kutatása napjainkban egyik fontos területe a nemzetközi karsztkutatásoknak is.

Korábbi karsztkutatásaimban elsősorban azt vizsgáltam, hogy a fontosabb ionok hogyan mozognak a karsztban, ezzel keresve az okát a cseppkődegradációs jelenségeknek. Az anyagmozgás legfontosabb korlátozó vagy erősítő tényezője a karsztban az oldó víz kémiai tulajdonsága. A talajok savanyodási tendenciáit mérsékelővi karsztokon már kimutattuk (BÁRÁNY-KEVEI 1985). Az utóbbi néhány évben a talajok nehézfémterhelését vizsgáltuk (BÁRÁNY-KEVEI 1998, BÁRÁNY-KEVEI - MEZŐSI 1999, BÁRÁNY-KEVEI et al. 2000), mivel azok karsztvízbe jutása az ivóvízellátást teheti kétségessé a karsztos területeken. Már sok olyan karszterület van, ahol a talajok elszennyeződése jelentős (XIANDONG – THORTON 1993) problémát okoz az ivóvíz-ellátásban. Ez a felismerés irányította a figyelmet a karsztok terhelhetőségére. A jövőben sokkal nagyobb területeket kell természetvédelem alá vonni, mint napjainkban megvalósul.

A kőzet, mint a karsztökológiai rendszer tényezője azért itt kerül tárgyalásra, mert a térbeli (vertikális) elrendeződés így kívánja. Természetesen alapvető tényezője a rendszernek, tulajdonságai meghatározóak az oldás, a vízvezetés, a formaképzés, a talaj- és tájfejlődés szempontjából. Mint ismeretes, a kőzet vízáteresztő képességének függvénye a vízvezetés. Mindig számolnunk kell ezzel a tényezővel, ha mint vízadó környezetet vizsgáljuk a karsztokat. A karszthidrológia sokoldalúan foglalkozik a felszínalatti vízvezetéssel. E helyen a kőzetet, mint az ökológiai rendszer részét vizsgáljuk, s ebből a szempontból fontos a bányászat által kiemelt víz, a kőzetben található ásványkincsek kitermelése során keletkezett szennyező anyagok és a kőzetkitermelés hatásértékelése. Nagyjelentőségűek a felszínalatti bányászat vízkitermelései és a

következtükben létrejött karsztvízszint változások (pl. karsztbauxitok kitermelése a Dunántúli-középhegységben).

A biogén tényezőket gyakran nem veszi számításba a karsztos szakirodalom. Mivel az élővilág sok irányból hatva formálja a karsztokat, messzemenően egyet kell értenünk *JAKUCS* (1980) azon koncepciójával, miszerint a karszt biológiai produktum. A karsztfejlődést a mikrobiális tevékenységgel a szakirodalomban elsőként hoztuk számszerű kapcsolatba (*BÁRÁNY-KEVEI* 1982). Később mások is nyitottak ebbe a kutatási irányba (*TRANTER* et al. 1997, *ZÁMBÓ* 1998, *DARABOS* 1999, 2001). Mivel a talajbeli szén-dioxid nagy részét a baktériumok állítják elő, nem kétséges, hogy az általuk előállított szén-dioxid mennyisége valódi ökológiai nagyság. Ahol minimális a talajélet, a korrózió intenzitása kisebb. A biogén tényezőhöz tartozik természetesen a magasabb-rendű növényzet gyökérlégzése révén a talajlevegőbe került szén-dioxid is, illetve a gyökérsavak direkt korróziós hatása is. Ugyanakkor a szerves-anyagok bomlása után a talajban a szerves kolloidok fontos elemei a különböző anyagok, közöttük a káros kationok (pl. nehézfémek) megkötésének is. Mindez mutatja, hogy a biológiai tényezők is sok csatornán keresztül hatnak a karsztfejlődésre. A biogén aktivitás szoros kapcsolatban van a talajtulajdonságokkal és a klímátényezőkkel.

A talaj és a kőzet határán megváltoznak a körülmények, innen a víz a kőzetbe jut, ahol további lehetőség nincs a karsztidegen anyagok visszatartására, azok a szivárgó vízzel a karsztvízrendszerbe jutnak. Később, mint csepegő vizek károsíthatják a cseppköveket (*JAKUCS* 1987), vagy a karsztvízbe jutva rontják a karsztvíz minőségét.

A fenti tényezők nagymértékben befolyásolják a karsztos területek hasznosíthatóságát. A klíma hat a mezőgazdasági hasznosításra (az északi lejtőn csak hűvösebb klímát igénylő növények termesztethetők, míg a déli lejtőkön mediterrán kultúrák is megélnek hazai viszonyaink között). Igaz ez az erdőgazdálkodásban is. A fenti hasznosítás visszahat a klímára (erdőkben állományklíma, szántókon szélsőségesebb klíma alakul ki).

Az idegenforgalmi hasznosítás a táj látványértékeivel van szoros korrelációban. A karsztok változatos felszíne, a dolinák, dolinasorok, a szurdokvölgyek, mésztufagátak olyan értéket képviselnek, amelyek szinte determinálják az idegenforgalmi hasznosítást. Mérsékeltövi viszonyok között a dolinák jelentik a legfontosabb táji értéket, ezért megőrzésük fontos feladata a természetvédelemnek. A nagyszámú turista azonban a növényzet taposásával, szennyező anyagaival, a barlangokban a hőmérséklet emelésével kedvezőtlen hatásokat okoz, ami a természetes folyamatok megzavarásával járhat. Végtelen a sor, amelyben ezeket a kölcsönhatásokat elemez-

hetjük. Mindenképpen fontos, hogy a tájhasznosítás számára ezeket a hatásokat minősítsük.

4. Eredmények

Az emberi tevékenység hatására bekövetkezett tájváltozások a karsztos mikroklímában, talajban, növényzetben, a karsztvíz minőségének változásában, a karsztvízszint süllyedésében és a tájesztétikai érték csökkenésében nyilvánultak meg. Az erdőirtások nyomán fellépő talajerózió a biogén hatás, s ezzel együtt az oldás intenzitásának csökkenésével járt. A szennyeződések a talajsavanyodás újszerű jelenségéhez vezettek, ami a nehézfémek mobilizációjának lehetőségét teremtette meg. A növényzet összetételének változása az erdőtípus megváltozásában, a sziklagyepek degradációjában, a karsztos depressziók növényzetének deformációjában nyilvánul meg. Karsztvizek minőségváltozása, a cseppkődegradáció, de a karsztos tavak eutrofizációja is antropogén hatásra következett be, s a bányászat is kialakította a karsztok sebhelyeit.

A klíma hatása a karsztok fejlődésében az oldó víz és megfelelő hőmérsékletet biztosítása mellett, a kistérségek sajátos mikroklímáján keresztül válik dominánssá. A nyílt karsztokon szélsőséges a lég- és talajhőmérséklet-járás, s kiegyenlítettebb az erdővel borított területeken. A sziklagyepeken és az erdőkben a léghőmérséklet maximum-értékei közötti különbség a tengerszintfeletti magassággal nő, a minimumok eltérései viszont csökkennek. A nyílt füves területeken a levegő hőmérséklete nappal magasabb, éjszaka alacsonyabb, mint az erdőben. A tengerszintfeletti magassággal a talajhőmérséklet napi amplitúdói erősebben csökkennek, mint a léghőmérsékleti amplitúdók. A karsztok egészére vonatkozóan megállapítható, hogy a növényzet nélküli, vagy csak füves társulások borította felszíneken, szélsőséges a mikroklíma, ami akadályozza a beerdősülést.

A karszttalajok a karsztökológiai rendszer indikátorai. A talajtulajdonság változása jelzi a környezeti hatásokat. A fizikai összetétel a szűrőképességre van hatással. A vizsgált területeken a talajok többsége finomabb frakcióból áll, amely elősegíti a szennyező anyagok megkötését. A talajok kémhatása és a szervesanyag-tartalom is fontos szerepet játszik az ionos megkötésben, így a környezeti hatások pufferelésében. A talajok kémhatása gyengén savanyú, esetenként savanyú és semleges. A savanyodási tendenciát az idő változásával kimutattuk. A kémhatás égtájak szerinti differenciálódása is bebizonyosodott a dolinavizsgálatok alapján. A savanyodási tendencia az 1980-as évek eleje óta nőtt, ami a jövőbeli karsztfejlődés szempontjából kedvezőtlen folyamat.

A talajkolloidok felületén adszorbeált kationok mennyisége jelzi a kimosódás nagyságrendjét és a talaj tápanyag-ellátottságát. A Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} és Na^{+} ionok mennyisége a kimosódás ütemében csökken a talaj mélységgel. A kalcium mennyiségében 4-5-szörös eltérés van az égtájak szerint. Az adszorbeált és a víz-oldható ionok mennyisége általában a D-i és a Ny-i lejtőn nagyobb, ami azt bizonyítja, hogy itt mérsékeltebb a kilúgozódás. Az ionos ellátottság fenti változása a rendszer egészére (korrózió intenzitás, aszimmetrikus formafejlődés, növényi tápanyagfelvétel stb.) hat. A talajok határérték körül tartalmazznak nehézfémeket, közülük a Ni és a Cd-tartalom haladja meg a megengedett értéket. Határérték alatti a Pb-tartalom, az előző évekhez viszonyítva azonban nőtt. A Zn, Cd, Pb és Cr többnyire a talajok felszíni rétegében található nagyobb mennyiségben, a Ni és Co a mélyebb rétegekben vesz fel magasabb értékeket. Jelenleg a nehézfém-szennyezés még nem érte el a határértéket csak néhány elemnél, a növekvő tendencia környezetvédelmi szempontú figyelembevétele azonban igen fontos (ZSE-NI-KEVEINÉ BÁRÁNY 2001, KEVEINÉ BÁRÁNY et al. 2002).

Az aerob körülmények között tesztelt mikrobatömeg a talajban szemi-anaerob viszonyok között, erjedés útján nyer energiát és magyarázhatjuk vele a nagymennyiségű CO_2 termelődését a talajban. A mikrobák által termelt szén-dioxid mennyisége tehát valódi értelemben vett ökológiai nagyság. A baktériumszám a felszín közeli talajrétegben a hőmérséklettel, a mélyebb talajrétegben a nedvességgel mutat szignifikáns kapcsolatot. Megállapítható azonban, hogy a karszttalajok általában nem kedveznek a mikrobiális tevékenységnek, mivel szélsőséges a hőmérséklet- és vízgazdálkodásuk.

A karsztos növényzet, hasonlóan a talajhoz, hamar jelzi a változásokat. A karsztok hasznosításának leggyakoribb hazai formája az erdőgazdálkodás. Az erdőgazdálkodás a gyakran tájidegen fafajokból kialakított egykorú, fatermelési állományokat korábban tarvágással letermelte. Az irtás után megváltoztak az ökológiai viszonyok, megnőtt az irtott felszín hőmérséklete, a többletsugárzás fénysokkot okozott, csökkent a párologtatás, nőtt a talaj nedvességtartalma. Felgyorsult a szerves anyagok lebomlása, CO_2 -tartalom megnőtt a talajlevegőben, megindult a talaj savanyodása. A termőréteg egy része az erózió áldozatául esett, a puffer-hatás csökkenése miatt másodlagos savanyodás indult meg.

Az erdőkben napjainkra csökkent a faji diverzitás, az erdők bolygatottak. Bolygatottak az őshonos tölgyesek főként molyhos tölgygel és húsos sommal. Nagyobb tengerszintfeletti magasságban a sajmeggyes tölgyes állományokban a molyhos tölgy dominál, névadó faja hiányzik. A kocsánytalan és cseres tölgyesben magas a fűfélék borítási százaléka (vesresnadrág

csenkesz, erdei szálkaperje). A cserjések többsége degradált. Alacsony cserjést alkot a kökény, néhány fa megjelenik, s ez a visszaerdősülés kezdeti stádiumát jelzi. Az egybibés galagonya és a húsos som sűrű állománya a nitrogénben gazdagabb területeken akadályozza más fajok megtelepedését. Zsákutcás fejlődési irány az előbbi mellett a borókások terjedése és az erózió hatására kialakult sziklagyepek területének növekedése is.

Degradálódott a dolinák növényzete. A korábban erdősült dolinák újra-erdősülése lassan, vagy egyáltalán nem zajlott le. A természetvédelmi érték szerinti eloszlás vizsgálat szerint a gyomok és a zavarástűrő fajok az összes fajszám több mint felét teszik ki, ami a gyepek zavartságát jelzi. Az erdőirtás után kialakult szélsőséges mikroklíma akadályozza a visszaerdősülést.

Az erdőgazdasági hasznosítás biztosíthatja a karsztok természetközeli állapotának megőrzését. A degradációs erdőfoltok ott találhatók, ahol a tengerszintfeletti magasságnak, vagy a kitettségnek nem megfelelő erdőket telepítettek. Ezeken a foltokon az erdők (köztük különböző nagyságú fenyves foltok) stabilak, de a talaj és az őshonos erdők állapotának megtartása szempontjából kedvezőtlenek. A karsztökológiai rendszer részletes vizsgálata és az Aggteleki Nemzeti Park erdőterületeinek termőhelyi értékelés alapján elvégzett ökológiai vizsgálata (KEVEINÉ BÁRÁNY et al. 2003). bizonyította, hogy a jelenlegi erdők egy része nem felel meg a karsztos táj ökológiai viszonyainak. A felújítást a tájökológiai értéknek megfelelően elegyes bükkerdők, gyertyános bükkösök és gyertyános tölgyesek telepítésével kell megoldani. A cseres tölgyeseket is le kell cserélni ott, ahol a mészkedvelő fajok termőhelyei vannak.

5. Következtetések

A környezetérzékeny karsztos területek természetvédelmi szempontú értékelésénél a védelem számára a legfontosabb információt a klíma – talaj – növényzet kapcsolatában kialakult ökológiai állapotváltozások szolgáltatják. A rendszer működésében elsősorban a ennek a három szférának a kölcsönhatása dominál, ezek határozzák meg a további folyamatokat.

A karsztos területeken folyamatosan vizsgálni kell a rendszer állapotváltozásait, s fel kell tárni a különböző adottságú területek táj-dinamikájának változásait.

Fel kell térképezni azokat a természetközeli tájszerkezeti egységeket, amelyek a tájmegőrzés legfontosabb elemei, s meg kell határozni az egységek közötti kapcsolatok fenntartásának mikéntjét.

A kutatásnak a környezetérzékeny karsztok esetén az erózió, a savas ülepedések, a szennyeződési veszélyek mellett ki kell térnie a globális problémákkal együtt járó szárazodás hatásaira, mivel az már ma is jelentős változásokat okoz a karsztok dinamikájában.

IRODALOM

- BÁRÁNY-KEVEI (1985): Ökologische Untersuchung der Karstdolinen unter besonderer Berücksichtigung des Mikroklimas. *Acta Geographica Univ. Szegediensis*. Tom. XXV. p. 109 -130.
- BÁRÁNY-KEVEI I. (1987) : Tendencies to change in the compositions of the karstic soil and the vegetation in the dolines in the Hungarian Bükk Mountain. *ENDINS*, n. o. 13. Ciutat de Mallorca. p. 87-92.
- BÁRÁNY-KEVEI (1996): Ecological condition of Hungarian karsts. *Acta Geogr. Szegediensis*. Tom. XXXV. p. 89-99.
- BÁRÁNY-KEVEI (1998): Geoecological system of karsts. *Acta Carsologica*. Krasoslovni Zbornik, XXVII/1. Ljubljana. p. 13-25.
- BÁRÁNY-KEVEI – HORVÁTH (1996): Survey of the interaction between soil and vegetation in a karstecological system /at Aggtelek, Hungary/. *Acta Geogr. Szegediensis*. Tom. XXXV. p. 81-87.
- BÁRÁNY-KEVEI - MEZŐSI (1999): The relationships between soil chemistry and the heavy metal content of vegetation on karsts. In.: *Essays in the ecology and conservation of karst*. (Ed. Bárány-Kevei, I. – Gunn, J.) p. 47-53.
- BÁRÁNY-KEVEI, I. – GOLDIE, H. - HOYK, E. - ZSENI, A. (2000): Heavy metal content of some Hungarian and English karst soils. - *Acta Climatologica Szegediensis*, Tom. 34-35. p. 81-93.
- BÖCKER T. (1974): A beszivárgás meghatározása karsztvidéken a negyedévi határ csapadékok módszerével. - *VITUKI. Beszámoló*. Budapest, p. 207-216.
- DARABOS G. (1999): Karst corrosion - specifically regarding the role of the soil-microorganisms. - in.: *Essays in the Ecology and Conservation of Karst*. (Ed.: Bárány - Kevei, I. - Gunn, J.) p. 54-59.
- DARABOS G (2001): Observation of Microbial Weathering Resulting in Peculiar „Exfoliation-like” Features in Limestone from Hirao - dai Karst, Japan. - Abstract of conference papers. Fifth Int. Conf. On Geomorphology, Tokyo, Japan. p.49.
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája. - *Akadémiai Kiadó*, Budapest, p. 310.
- JAKUCS L. (1980): A karszt biológiai produktum. - *Földrajzi Közlemények* 28. 4. p. 331-339.

- JAKUCS L. (1987): Traces of effects of acidic rain (sedimentation) in the re-dissolution of cave dripstones. - ENDINS. Mallorca. p. 49-59.
- KESSLER H. (1954): A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség megállapítása karsztvidéken. Vízügyi Közlemények 2. VITUKI Beszámoló Bp. p. 134-152.
- KEVEI-BÁRÁNY I. *Angaben zu den bodenökologischen Verhaeltnissen der Dolinen. European Regional Conf. on Speleol. Sofia, Bulgaria. Tom. 2. Proceed. Volume II. 203-208.*
- KEVEINÉ BÁRÁNY I. (1985): A karsztdolinák talajainak és növényzetének sajátosságai. - Földrajzi Értesítő XXXIV. évf., 3. füzet, pp. 195-207.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.-ZSENI A. – KASZALA R. (2002): A talaj és növényzet nehézfém-tartalmának vizsgálata karsztos mintaterületen. Karsztfejlődés VII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 297-315.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I.-BOTOS CS.-BÓDIS K. (2003): Erdő optimalizációs vizsgálatok az aggteleki karszton. Karsztfejlődés.VIII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 253-263.
- MAUCHA L. (1990): A karsztos beszivárgás számítása. - Hidrológiai Közlöny. 70, évf. 3. sz. p. 153-161.
- NICOD, J. (1976): Variations de CO₂ dans le soils. - Proceed. of Int. Symposium on Standardization of field research methods of karst denudation. Ljubljana. p. 1-5.
- TRANTER, J., GUNN, J. HUNTER, C. AND PERKINS, C. (1997): Bacteria in Castleton Karst, Derbyshire, England. - Quarterly Journal of Engineering Geology, 30, p. 171-178.
- ZÁMBÓ L. (1970): A vöröstasyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt délnyugati részén. - Földrajzi Közlemények. XVIII. kötet. p. 281-293.
- ZÁMBÓ L. (1986): A talajhatás jelentősége a karsztkorróziós fejlődésben. – Kandidátusi értekezés. Budapest. p.170.
- ZSENI A - KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2001): Talajtulajdonságok változása és jellemzői dolinákban. - Földrajzi Konferencia, CD. Szeged.
- XIANDONG, L. – THORTON, I. (1993): Multi-element contamination of soils and plants in old mining areas, U.K. - Applied Geochemistry, Suppl. Issue No. 2. p. 52-56.

HÓOLVADÁS IDŐSZAKI LÉGHŐMÉRSÉKLET VÁLTOZÁSOK HATÁSA AZ AGGTELEKI-KARSZT FORRÁSAINAK VÍZHOZAM-INGADOZÁSÁRA

MAUCHA LÁSZLÓ

VITUKI Hidrológiai Intézete
1095. Budapest, Kvassay Jenő-út 1. maucha@vituki.hu

Abstract: In some instances of snow melting periods it was demonstrated earlier, that the daily air-temperature fluctuations induce similar changes in the discharge variations of karstic springs. A more detailed analysis of this phenomenon is presented by the study. It was examined in a 10 years length of time the continuously measured discharge hydrographs of springs at the 4 greatest caves of Jósvalő in comparison with the similar measured changes of air-temperatures and the sinkholes, but also infiltrating down to the karst water level snow-melt can produce discharge variations in the examined springs. This phenomenon were observed in the 10 years period only on four occasion. It was demonstrated at the same time also in the discharge variations of four springs

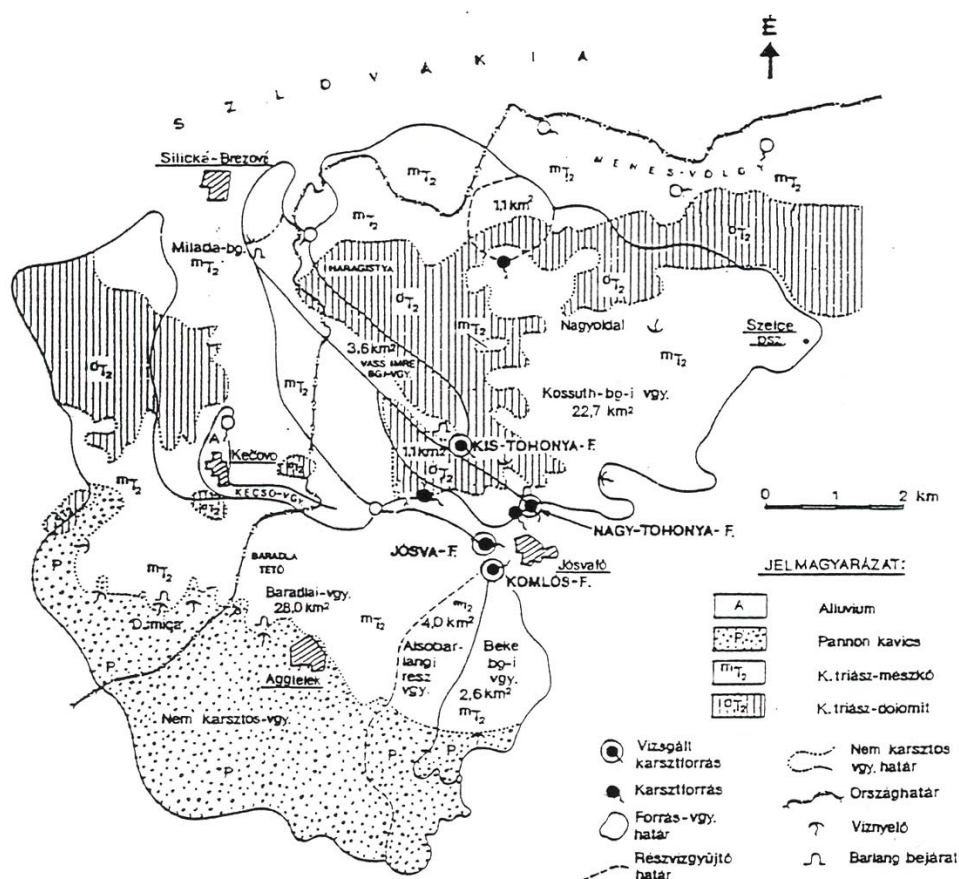
1. Bevezetés

A források vízhozam-változásait befolyásoló természeti tényezők között szerepet játszik az a hatás is, amelyet hóolvadás időszakában a lég-hőmérséklet fagypont körül történő 24 órás periódusú ingadozása hoz létre. Ez a jelenség elvileg minden több napos hóolvadás alkalmával bekövetkezhet, de mérhető vízhozam-változást főként csak február és március hónapban hoz létre. Az őszi időszakban ugyanis Magyarországon ritkán alakul ki tartósan nagyobb vastagságú hótakaró, amelyből jelentősebb beszivárgást okozó hóolvadás tudna kialakulni.

A felszínalatti vizekben a felszíni lég-hőmérséklet-változás hatását korábban amerikai kutatók csak a talajvízszint ingadozásában vizsgálták. A karsztforrások vonatkozásában a legutóbbi évtizedekben rendezett nemzetközi és hazai konferenciák anyagában a saját megfigyeléseinken kívül (MAUCHA 1997, 1998) nem találtunk közleményt ebben a témakörben. A még korábbi irodalom sem tartalmaz ilyen témájú tanulmányokat, mivel a karsztforrások folyamatos vízhozam-mérésére az 1970 előtti években külföldön is csak egy-két helyen került sor.

E tanulmányban a jelenség működési mechanizmusának és gyakoriságának megismerése érdekében szeretném megvizsgálni, hogy Jósvalő környékén a lég-hőmérséklet fagypont körüli ingadozása a folyamatosan mért források (1. ábra) idősorában milyen mértékű hozam-változást hozott

létre az 1970 és 1979 évek közötti tíz év időszakában. A vizsgálatok elvégzéséhez szükséges forráshozam és meteorológiai mérési adatokat a VITUKI Jósvafői Papp Ferenc Karsztkutató Állomásán végzett mérések alapján közöljük.

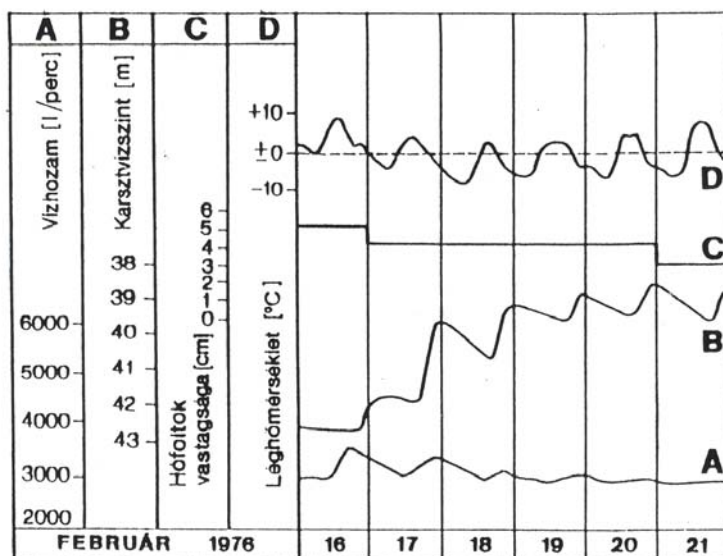


1. ábra. Jósvafő környékének hidrogeológiai-térképe és a vizsgált források
Fig. 1. Hydrogeological map of Jósvafő environs and the investigated springs

2. Korábbi megfigyelések

A Jósvafő környéki források folyamatos műszeres vízhozam-mérése során számos olyan megfigyelés született, amelynek alapján kétségtelenné vált, hogy a csapadékon kívül még több más tényező is szerepet játszik a források vízhozam ingadozásának kialakításában. E tényezők között lehetett megfigyelni a hóolvadás időszaki léghőmérséklet-változások forráshozam-ingadozást okozó hatását is. Először a jósvafői Komlós-forrás e tanulmány-

ban is tárgyalt 1970. évi, közel 24 órás periódusú víznyelős áradásai hívták fel a figyelmet a jelenség létezésére. Később a szintén bemutatásra kerülő jósvafői Nagy-Tohonya-forrás vízhozam idősorában azt is megfigyeltük, hogy nemcsak a víznyelők működése hozhat létre hóolvadásból származó áradásokat a források hozam-változásában, hanem a felszínre nyíló töréshálózatba beszivárgó hóolvadék a karsztvízszintben okozott közel 24 órás periódusú ingadozással is ki tudja váltani a forráshozam hasonló, de kisebb mértékű változásait.



2. ábra. A léghőmérséklet-változás hatására kialakuló 24 órás periódusú karsztvízszint- és forráshozam-ingadozás a Jósvafő l. sz. fűrés és a Nagy-Tohonya-forrás vízhozam-idősorában
Fig. 2. 24 hours periodicity in the karst water level and discharge variation in the series of Jósvafő-1 observation well and Nagy-Tohonya spring caused by the changing air temperature

Ebben a fejezetben csak a Nagy-Tohonya-forrás hozam-változásában talált hóolvadás eredetű ingadozásait tárgyaljuk, mert ezáltal lehetővé válik a tárgyalt jelenség karsztvízszintre gyakorolt hatásának bemutatása is. Ezt a jelenséget ebben a tanulmányban a továbbiakban nem fogjuk vizsgálni. Az 1976 évi február 16-21 közötti vízhozam regisztrálás során a Nagy-Tohonya-forrás hozam-idősorában találtunk ilyen eseményeket (2. ábra). Az A-idősorban 500-50 l/perces csökkenő amplitúdójú forrás-hozam ingadozás jelentkezik, melynek periódus ideje közel 24 óra és maximumai 18 és 24 óra között jelennek meg. A B-idősorban a forrástól ÉK-re 400 m-re létesített Szelce-völgyi karsztvízszint-észlelő fűrés 1976 évi február hónapban mért, napi 1-2 m amplitúdójú vízszint ingadozásait láthatjuk, amely szintén közel 24 órás periódusú változást mutat és a maximumok 21 és 24

óra között valósultak meg.. A C-idősor a Kutató Állomás műszerkertjében a napi hóvastagság változását, a D-idősor pedig a léghőmérséklet szintén közel 24 órás periódusú, 0 °C körüli ingadozását ábrázolja. A léghőmérséklet maximumai 12 és 18 óra között alakulnak ki. Ez utóbbi idősor maximumaihoz képest a vízszint- és hozam-változások maximumai egyaránt később jelennek meg, tehát a hőmérséklet-változás okozhatta a hidrológiai változásokat. Ezzel szemben ha azt állítjuk, hogy a forráshozam változásait a karsztvíz-tükör ingadozása alakította ki, akkor e jelenség maximumainak a hozam-változásnál előbb kellett volna bekövetkeznie.

A fenti eltérés azonban nem mérési hiba, hanem azért jött létre, mert a forráshozam változásai a piezometrikus változások hatására a vízgyűjtő terület függőleges töréseiben kialakult vízszint változások statisztikus átlagértékének következtében alakulnak ki, tehát a hozam-ingadozás nem csak egy pont karsztvízszint változásával áll kapcsolatban. Egyetlen karsztvízszint mérőhely ugyanis nem szolgáltathat reprezentatív mérési eredményt a vizsgálatunk tárgyát képező probléma esetében, mivel a vízgyűjtő minden pontján a helyi hőmérséklet-ingadozás üteme szabja meg a változás időbeliségét. Korábban kimutattuk (CSEPREGI–MAUCHA 1998), hogy fentiek következtében a karsztvízszint emelkedése egyik időszakban korábban, másik időszakban később következik be, mint a forráshozam megnövekedése. Ezért nem lehet kétségbe vonni a karsztvízszint-változás forráshozam-ingadozást okozó hatását, de figyelembe kell venni, hogy az időben helyes kapcsolat (az összetett hatás miatt) nem minden esetben alakul ki, ha csak egy karsztvízszint-észlelő kút adatai állnak rendelkezésünkre.

3. A hóolvadás időszaki léghőmérséklet változások hatása a forráshozam ingadozásra

3. 1. A vizsgálat elvégzésének feltételei

A meteorológiai észlelések adatai alapján megállapítottuk, hogy a kérdés tanulmányozása csak akkor vezethet eredményre, ha a Jósvalói Kutató Állomás mérési időszakának legalább egy évtizedét fogjuk tanulmányozni. Ezen belül azt a legcsapadékosabb hetvenes évtizedet választottuk ki a vizsgálatok elvégzésére, melynek során a Jósvaló környéki források folyamatos vízhozam-regisztrálása – csaknem minden forrás esetében – folyamatban volt. A vizsgálatot csak a Jósvaló környéki források esetében lehetett végrehajtani, mivel csak a Jósvalói Kutató Állomáson volt egyidejűleg folyamatos, műszeres léghőmérséklet- és csapadék-regisztrálás ill. naponként a hóvastagság mérése. A tapasztalatok szerint ugyanis a meteorológiai mérési

adatok csak a Kutató Állomás 3 km sugarú körzetében és közel azonos tengerszint feletti magasságban (300 mBf) voltak megbízható kapcsolatban a hidrológiai folyamatoknak a hőmérséklet hatása által befolyásolt változásával.

Fenti feltételeknek a legközelebb fakadó Kis-Tohonya-, Nagy-Tohonya-, Komlós- és a Jósza-forrás felelt meg jó közelítéssel, melyek a Vass Imre-, Kossuth-, Béke és Baradla-barlang forrásai. E négy közül csak az első három forrás vízhozam regisztrálása volt az egész évtizedben folyamatos. A negyedik forrás (Jósza-f.) műszeres mérése ugyanis csak 1974 január 1-től indult el.

3. 2. Az 1970 -1979 évek közötti időszakban történt hóolvadások áttekintése

Az I. táblázatban adjuk meg az 1970-1979-es évtized hóolvadási időszakainak adatait. Ezeket az időszakokat hasonlítottuk össze a vizsgált négy forrás egyidejű vízhozam-idősorával. Ilyen eljárás segítségével állapítottuk meg, hogy a vizsgált 10 évben csak négy alkalommal jelent meg zérus °C körüli léghőmérséklet ingadozás által okozott közel 24 órás periódusú vízhozam változás, mivel ilyen meteorológiai helyzet csak ekkor volt egyidejű a hóolvadással. Ezt a négy időszakot a I. táblázatban vastag betűvel jelöltük.

I. táblázat
Table I.

A legalább három napos hóolvadási időszakok adatai a Jószaforrás Papp
Ferenc Karsztkutató Állomáson
Data of at least three day long thaw periods on the Jószaforrás Papp
Ferenc Karst Research Station

évek	téli és tavasszal	ősszel és télen
1970	01. 09-16, 03.08-22,	12.06-09, 12.14-18,
1971	02. 14-17, 03.11-17,	11.19-21, 11.30-12.03,
1972	02. 09-12,	
1973	01.11-13. 02.12-14, 03. 07-09.	12.20-27,
1974	02. 25-27,	11.29-12.03, 12.22-28
1975		
1976	01.31-02.02. 02.12- 16,	11.27-30,
1977	02. 12-14, 03. 14-10.	12.02-04,
1978	02. 24-03.01, 03.24-26,	11.30-12.01,
1979	02.12-16,	12.19-24,

Az 1970-1979-es évtizedben 27 alkalommal történt legalább három nap időtartamú hóolvadás. Az I. táblázatban csak azokat a hóolvadási időszakokat tüntettük fel, amelyek utolsó napján a mérőhelyen a hó teljesen elolvadt. E kikötésnek vizsgálatunk szempontjából az a jelentősége, hogy a hóolvadás csak akkor tud beszívárogni a karsztos kőzet repedéseibe, ha a hó

teljesen elolvadt, vagy legalább hófoltokra tagolódott. A hóolvadás 15 esetben a vizsgált év első három hónapjában, 11 esetben a vizsgált év utolsó két hónapjában alakult ki.

3. 3. Kapcsolat a léghőmérséklet- és a forráshozam-változások között

3. 3. 1. A vizsgálat alapját képező idősorok eredete és ábrázolása

Az említett források hozam-idősorában talált közel 24 órás periódusú változásokat bemutató ábrákat az alábbi módon szerkesztettük meg: Az ábrák felső részén adtuk meg a vízhozam idősorában talált fenti eredetű ingadozásokat. Ezeket az idősorokat csehszlovák gyártmányú Metra típusú műszerek 1/5 áttételű eredeti hozam regisztrátumaiból választottuk ki. Alatta azonos időléptékre kicsinyítve tüntettük fel a Kutató Állomás műszerkertjében elhelyezett termográf-szalag azonos időtartamra vonatkozó folyamatos hőmérsékleti idősorát. A hóvastagság minden nap reggel 7 órakor mért értékét egész napra kiterjesztett egyenes vonalakkal ábrázoltuk. Így lehetővé vált annak a ténynek a bemutatása, hogy hóolvadás időszakában folytattuk a vizsgálatot, mert (a havazás által okozott egy napi hóvastagság-növekedés kivételével) napról-napra csökkent a hótakaró vastagsága. Végül legalul is azonos időléptékben ábrázoltuk az ombrográffal folyamatosan mért csapadék adatokat. Az ábrák legalján látható egyenlő szárú háromszögek magassága jelenti a lehullott napközi csapadék összegének mennyiségét. A háromszögek két alsó csúcspontja jelenti a napi, vagy más napra is áthúzódó csapadék kezdetét és végét. Felirat jelzi a csapadék formáját, vagyis azt, hogy adott napon eső, hó vagy havaseső hullott-e az Állomás műszerkertjében. A függőleges tengelyen tüntettük fel a vízhozam, a léghőmérséklet, a hóvastagság és a csapadék skálákat és megadtuk azok dimenzióit is. A vízszintes tengelyen ábrázoltuk a vizsgálat napjait a megfelelő naptári adatok közzétételével.

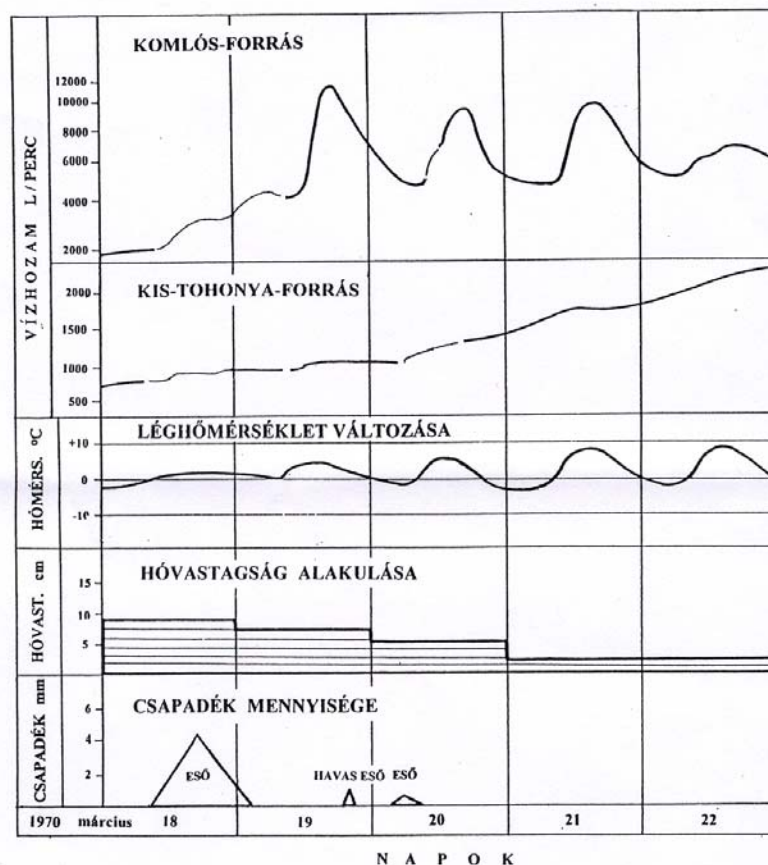
3. 3. 2. A zavaró hatások figyelembe vétele

A hóolvadás időszaki zérus °C körüli léghőmérséklet változások csak akkor vizsgálhatók zavarmentesen, ha a tanulmányozott napokon eső vagy havaseső nem hoz létre hőmérséklet-ingadozástól független hozam-változásokat. E zavaró hatás figyelembevételére érdekében tettük közzé a csapadékadatokat is valamennyi ábránkon. Mivel 5 mm-nél nagyobb eső nem jelentkezett a bemutatásra kerülő vízhozam-változások időszakában, ezért ezeket a napokat nem zártuk ki teljesen a vizsgálatból, hanem a közölt

vízhozam idősorok görbéin vékony vonallal ábrázoltuk azokat a szakaszokat, amikor hőmérséklet-változástól független csapadék-hatásnak is lehetett szerepe a vízhozam adott időszakban történt megváltozásának kialakításában.

3. 3. 3. Az 1970. évi hozamváltozások

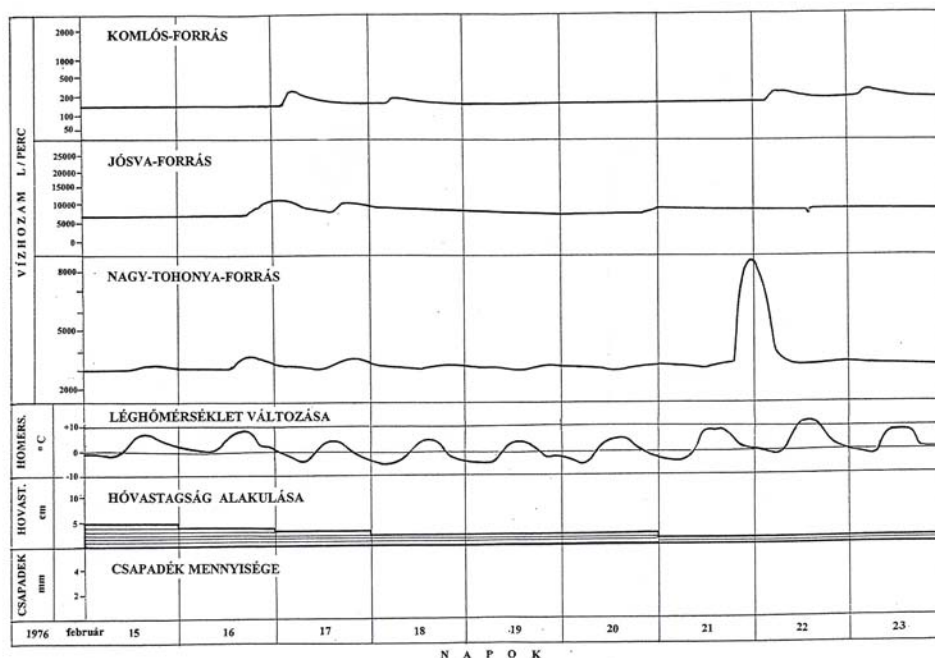
1970. március 18-22. közötti időszakban a Komlós- és a Kis-Tohonya-forrásnál figyeltünk meg különleges vízhozam-változásokat, melyet a 3. ábrán mutatunk be. Március 18-án mindkét forrásnál áradás indult el. A lehullott 4,2 mm eső a több órán át tartó + 1 °C körüli léghőmérséklettel együtt közösen okozta a március 18-án délután és 19-én délelőtt jelentkező kettős hullámot mindkét vizsgált forrás vízhozam-idősorában. A kettőződést a kétféle hatás különböző időpontban jelentkező maximuma okozta. A vizsgált napokon mintegy 2000–4000 l/perc nagyságú relatív hozamcsúcsokat figyelhetünk meg a Komlós-forrás és 100–200 l/perc nagyságú hozamnövekményeket láthatunk a Kis-Tohonya-forrás hozam-idősorában. A Komlós-forrás esetében a több ezer l/perc-es gyors hozamváltozások csak víznyelőkön befolyó hóolvadékból származhatnak az események gyors lejátszódása miatt. A Kis-Tohonya-forrás hozam-idősorában a kezdődő áradás idősorán belül a dél körüli hóolvadások a karsztvízszintben lökészerű, de kismértékű vízszint növekedéseket eredményeztek és ezek hozták létre a csekély, de határozott vízhozam különbségeket is. E forrásnál gyors hozamváltozásokat azért nem figyelhettünk meg, mert a Kis-Tohonya-forrás vízrendszeréhez kisebb csapadékok időszakában nem tartozik víznyelő és ezért víznyelő hatás sem. Korábban ugyanis nyomjelzéssel kimutattuk (SÁRVÁRY 1964, MAUCHA 1995), hogy a forrás vízrendszere hidrológiai kapcsolatban áll a szlovákiai Milada-barlang víznyelőjével. Az ott befolyó víz a Kis-Tohonya-forrást is táplálja, ha 10.000 l/perc-nél nagyobb nyelőhozam alakul ki. Kisebb vízhozam időszakában azonban a víznyelő vize csak a szlovákiai Kecő-forrásnál lát napvilágot, mivel ebben a rendszerben egy korábbi lefejeződés következtében időszakos bifurkáció alakult ki. A jelenség tényleges létezéséről nemcsak a nyomjelzési kísérlet tett tanúságot, hanem az a tény is, hogy a forrás 15 m-el magasabban nyíló árvízi forrás-szája (Vass Imre-barlang eredeti aknabejárata) 1954-ben nagymennyiségű vizet szállított, hiszen ez az esemény tette lehetővé a barlang feltárását. A március 19-én lehullott havas-eső láthatólag nem okozott forráshozam változást egyik forrásnál sem. A március 20-án hullott 1 mm-nél is kisebb esőnek azonban szerepe lehetett az ugrás-szerű hozam növekedések kialakításában.



3. ábra. Az 1970-évi léghőmérséklet-ingadozás hatása a Komlós- és a Kis-Tohonya forrás vízhozam-változására.
Fig. 3. Effect of air temperature fluctuation in the discharge variations at the Komlós and Kis-Tohonya springs in 1970 year

3. 3. 4. Az 1976. évi hozamváltozások

Az 1976. február 15-23. közötti hóolvadás időszakában három forrásnál is megjelentek a léghőmérséklet-ingadozással befolyásolt hóolvadás eredetű vízhozam-változások (4. ábra). Ezek a változások (melyeket a 2. ábrán már részben közre adtunk) teljesen csapadéktelen időszakban alakultak ki. Szembetűnő, hogy február 16-17-18-án a hőmérséklet-maximumok után a vizsgált forrásoknál a hóolvadás által okozott árhullámok egymáshoz képest időben eltolódva jöttek létre.



4. ábra. Az 1976-évi léghőmérséklet-ingadozás hatása a Kömlös-, Jósfa- és a Nagy-Tohonya-forrás vízhozam - változására

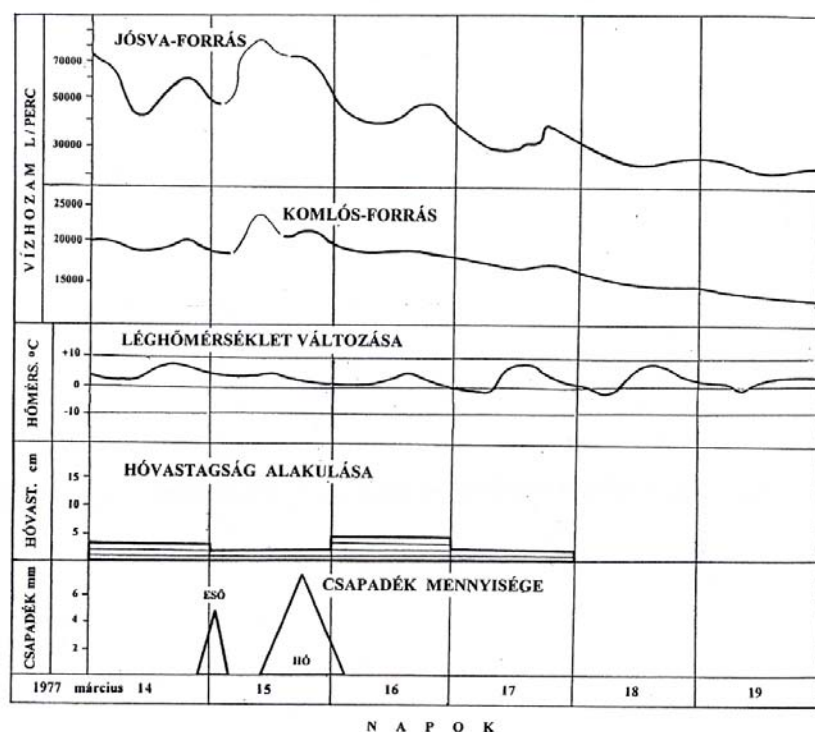
Fig. 4. Effect of air temperature fluctuation in the discharge variations at the Kömlös, Jósfa and the Nagy-Tohonya springs in 1976 year

Az első kis árhullámok tetőzése a léghőmérséklet maximumaihoz képest a legrövidebb idő alatt következett be a Nagy-Tohonya-forrás (1,6 óra), közepes időtartam alatt alakult ki a Jósfa-forrás (9,1 óra), és a leghosszabb ideig tartott a Kömlös-forrás esetében (12,1 óra). Ugyanakkor az egyes források és a hozzájuk tartozó legközelebbi víznyelő helyek közötti légvonalbeli távolság a legkisebb volt a Nagy-Tohonya-forrás és a Szelce-völgy torkolata környékén a jósfafői Hegy-tetőtől É-ra elhelyezkedő víznyelő töbrök között (1,0 km). Közepes volt a légvonalbeli távolság a Kömlös-forrás és a Nagy-völgyi-nyelő között (2,8 km). Legnagyobb volt ugyanaz az érték a Jósfa-forrás és a forráshoz legközelebb eső Ravaszlyuk-nyelők között (3,0 km). A távolsági sorrend csak abban tért el az árhullámok jelentkezési idejéhez képest, hogy a Jósfa-forrás árhulláma megelőzte a Kömlös-forrás árhullámait. Ezt a különbséget a Baradla-barlang forrását tápláló felszínalatti vízfolyás nagyobb áramlási sebességével lehet magyarázni, mivel a Baradla tágasságabb járatokkal rendelkezik, mint a Béke-barlang.

A Nagy-Tohonya-forrás február 21-én 23 órakor tetőző szivornyás kitörését léghőmérséklet-változás által okozott hozam-növekedés indította el.

3. 3. 5. Az 1977. évi hozamváltozások

1977. március 14. és 19. közötti időszakban (5. ábra) bekövetkező hőmérséklet ingadozással befolyásolt hóolvadási időszakokat a Jósva-forrás és a Komlós-forrás egyidejű előzetes áradásának leszálló ágában találtuk meg. A március 15. napján kialakuló első hozam-maximumot mindkét forrásnál a március 14 -ről 15 -re virradó éjszaka lehulló 5 mm-es eső hozta létre.. A március 16. és 19. közötti időszak során mindkét forrásnál megfigyelhető a közel 24 órás periódusú léghőmérséklet ingadozáshoz hasonló, bár ettől kicsit eltérő hozamváltozás.

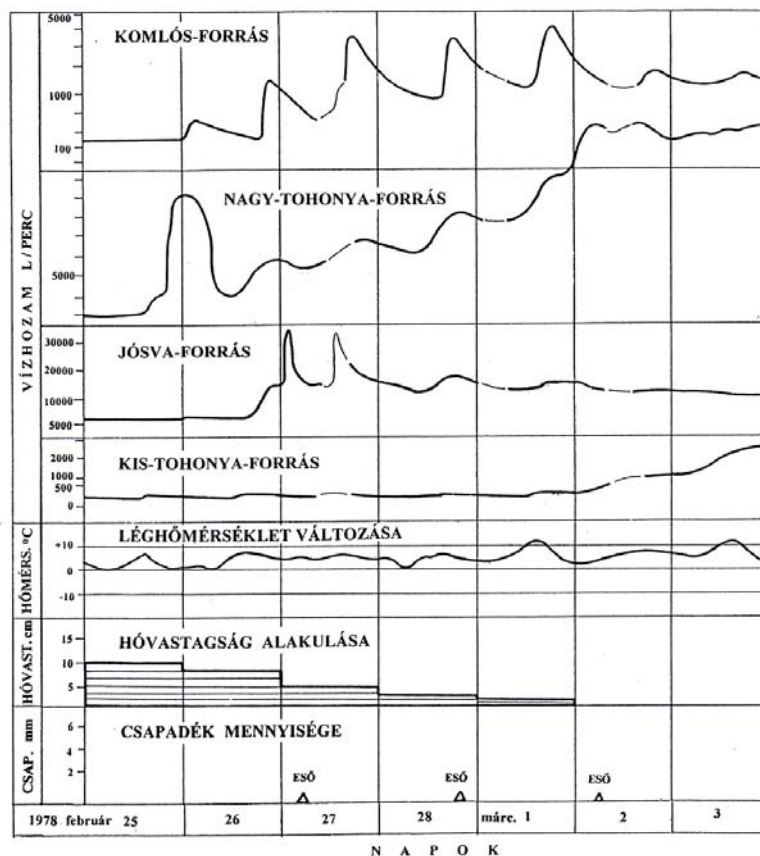


5. ábra. Az 1977-évi léghőmérséklet-ingadozás hatása a Jósva- és a Komlós-forrás vízhozam-változására
Fig. 5. Effect of air temperature fluctuation in the discharge variations at the Jósva and Komlós springs in 1978
year

3. 3. 6. Az 1978. évi hozamváltozások

Végül az 1978 február 25 és március 3 között történt hóolvadás időszakában a léghőmérséklet eredetű hozam-ingadozást (6. ábra) egyidejűleg mind a négy vizsgált forrásnál megfigyeltük. Három kisebb, 0,5 mm körüli eső kismértékben befolyásolta a vizsgált jelenség önmagában való kialakulását. Másrészt a Kutató Állomáson mért léghőmérséklet változás ebben az idő-

szakban csak egy-két éjszaka érte el a zérus °C hőmérsékletet. E körülmény ellenére mind a négy vizsgált forrásnál több napos, közel 24 órás periódusú hozam-ingadozást találtunk. Ennek oka arra az ismert tényre vezethető vissza, hogy a karsztfelszín mélyedéseiben gyakran hidegebb levegő helyezkedik el, mint a Kutató Állomás domboldalon fekvő műszerkertjében. Ezért úgy tűnik, hogy a jelenség lejátszódásának feltételei (éjszakai fagyok és nappali olvadás) a legtöbb esetben biztosítva voltak. Fentiekén kívül jól megfigyelhetők a víznyelő működés hatására létrejött nagyobb áradások a Komlós- és Jósva-forrás hozam-idősorában, valamint a piezometrikus hatásra bekövetkezett kisebb áradások a Nagy-Tohonya- és Kis-Tohonya-forrás hozam-változásában. Február 25-én délután szintén léghőmérséklet eredetű hozam növekedés hatására kezdődött el a Nagy-Tohonya-forrás szivornya kitorése, melynek maximuma szintén éjfél körül alakult ki.



6. ábra. Az 1978-évi léghőmérséklet-ingadozás hatása a Komlós-, Nagy-Tohonya-, Jósva- és a Kis-Tohonya-forrás vízhozam-változására.
Fig. 6. Effect of air temperature fluctuation in the discharge variations at the Jósva and the Komlós springs in 1977 year

4. Eredmények

E tanulmány keretében végzett 10 évre terjedő vizsgálat arra az eredményre vezetett, hogy a léghőmérséklet zérus °C körüli ingadozásának hatása a források vízhozam változásában a hóolvadási időszakoknak csak 15 százalékában mutatható ki. A hatás terjedése a felszíntől a forrásig két különböző módon történhet. Egyrészt a víznyelőkön befolyó hólé kelt forráshozam-változásokat. Másrészt a karsztfelszínen beszivárgó olvadék-víz is képes karsztvízszint-ingadozást létrehozni, ami szintén vízhozam-változásokat hoz létre a forrásoknál. Megfigyeltük, hogy a jelenség egyidejűleg több forrásnál is lejátszódhat.

5. Összefoglalás

Korábban egy-két esetben kimutattuk, hogy hóolvadás időszakában a naponkénti léghőmérséklet-ingadozás hasonló változást hoz létre a források hozam változásában is. Ebben a közleményben elvégeztük a jelenség részletesebb tanulmányozását. 10 éves időtartamra megvizsgáltuk a négy legnagyobb jósmafői barlang forrásának folyamatosan mért vízhozam-idősorát és ezeket összehasonlítottuk a szintén folyamatosan mért léghőmérséklet és hóvastagság változásával. Kitűnt, hogy nemcsak a víznyelőkbe befolyó, hanem a karsztvízszintig beszivárgó hóolvadék is képes vízhozam-változást létrehozni a vizsgált forrásokban. A jelenséget 10 év alatt csak négy alkalommal lehetett megfigyelni.. Egyidejűleg négy forrásnál is kimutattuk ezeket a változásokat.

IRODALOM

- CSEPREGI A. - MAUCHA L. (1998): A vízszint és forráshozam változások kapcsolata. Az Aggteleki hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai. 1958-1993. Könyv. - A VITUKI RT. kiadv. Budapest. p. 57-66.
- MAUCHA L. (1995): A Vass Imre-barlangban végzett kutatások tudományos eredményeinek összefoglalása. - Karszt és Barlang. X. évf. Budapest. p. 35-51.
- MAUCHA L (1997): Special spring discharge changes in the Aggtelek karst region in Hungary. - Proc. of 12th Congr. of Spel., La Chaux de Fonds. Svájc. p. 157-162.

MAUCHA L. (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatai. 1958-1993. - A VITUKI RT. kiadv. Budapest, p. .

SÁRVÁRY I. (1964): Sikeres kísérlet a Vass Imre-barlangnál. - Karszt és Barlang II. Budapest. p. 64.

A PASNYAG-FORRÁS KARSZTVÍZRENDSZERÉNEK IZOTÓPHIDROLÓGIAI VIZSGÁLATA

PALCSU LÁSZLÓ-RINYU LÁSZLÓ-MAJOR ZOLTÁN-
MOLNÁR MIHÁLY-FUTÓ ISTVÁN-SZÁNTÓ ZSUZSANNA-
SVINGOR ÉVA

MTA Atommagkutató Intézete, Környezetanalitikai Laboratórium
Debrecen, Bem tér 18/c, 4026 palcsu@atomki.hu

Abstract: The studied area is the part of the Aggtelek karst system, Hungary. The Pasnyag spring and the Lótusz spring are located one after the other nearby the Alsó-hill. The water of the Pasnyag spring is used as drinking water. From the local hydrogeological conditions it is possible that fresh and old groundwater components are mixed in the springs. This fact is also confirmed by the water quality data. The objective of this work was to determine the mixing ratio of the water of different origin in the springs. Repeated water sampling has been carried out around the site from the springs and two monitoring wells (F1 and F4) for two years. The F1 monitoring well is near at hand the Pasnyag spring, and the F4 well is between the two springs. The water quality of the Pasnyag spring and the nearby F1 well is significantly different. Helium content and isotope ratio, tritium concentration (by ^3He ingrowth method), radiocarbon content of dissolved inorganic carbon (DIC), and $\delta^{13}\text{C}$ isotope ratio were measured from the water samples. On the basis of isotope measurements the water of the springs and the observed monitoring wells are composed of fresh and old components in different ratios. The fresh component is dominant in the Pasnyag spring. The tritium and radiocarbon concentration of this water show that it is fresh, young water directly from the karstic system, with only small amount of DIC from the limestone. The helium concentration and isotope ratio in the water of this spring also shows that the subthermal water component is not significant. Higher ratio of the fresh karstic water also detectable in the distant F4 monitoring well, but it has slightly lower tritium and ^{14}C content. In the Lótusz spring and the F1 well (nearby the Pasnyag spring) higher ratio of the subthermal water was observed. The low tritium and radiocarbon content show together that these waters contain high amount of old water. The higher helium content and the higher radiogenic ^4He ratio of the water also indicate subthermal origin in these cases.

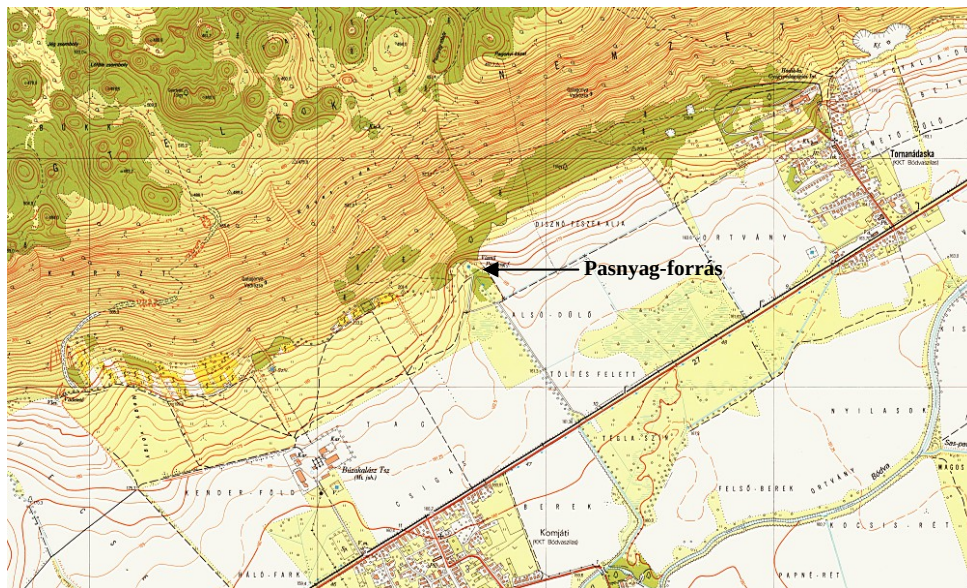
Bevezetés

A Pasnyag-forrás az Aggteleki-karszt keleti nyúlványának tövében fakadó karsztvízforrás, melynek vizét a környező néhány falu ivóvízellátására használják. Közbeszerzési pályázat keretein belül az Envicom 2000 Kft. 2002-2003-ban vízbázis-sérülékenységi vizsgálatokat folytatott a forráshoz tartozó területen. Ebben a vizsgálatban a MTA ATOMKI Környezetanalitikai Laboratóriuma tríciummérésekkel vett részt, majd újabb vizsgálati módszereket bevetve folytatta és jelenleg is folytatja a vízbázis izotóphidrológiai viszonyainak felderítését. Erőfeszítéseink arra irányulnak, hogy kiderítsük, a Pasnyag-forrás vízbázi-

sából származó vizek – beleértve a figyelőkutak vizeit, és a Lótusz-forrás vizét is – milyen eredetűek, milyenek a keveredési viszonyok, milyen idők a keveredő vizek, milyenek az áramlási viszonyok. Mindezekre a vizek izotóp-összetételének (^3H , ^{13}C , ^{14}C , ^3He , ^4He) vizsgálatával próbálunk fényt deríteni.

Geológiai háttér

A geológiai háttér részletes ismertetése megtalálható az Envicom 2000 Kft. által készített jelentésben (HIDASI *et al.* 2003), itt csak a rövid összefoglalásra szorítkozunk. A komjáti Pasnyag-forrás a Gömör–Tornai-karszthoz tartozó Alsó-hegy déli részén fakad, Komjáti községtől ÉK-re 1 km-re (1. ábra). Az Alsó-hegyet É-on Szlovákiában a Torna-, délen a Ménes-patak és a Bódva-völgye határolja. A terület három nagyobb részre osztható: 1. Alsó-hegy Derenk körül elterülő nyugati szárnya 2. Szilasi-fennsík vagy Nagy-fennsík 3. Kis- vagy Szögligeti-fennsík. Az általunk vizsgált terület a Szilasi-fennsíkhoz tartozik.

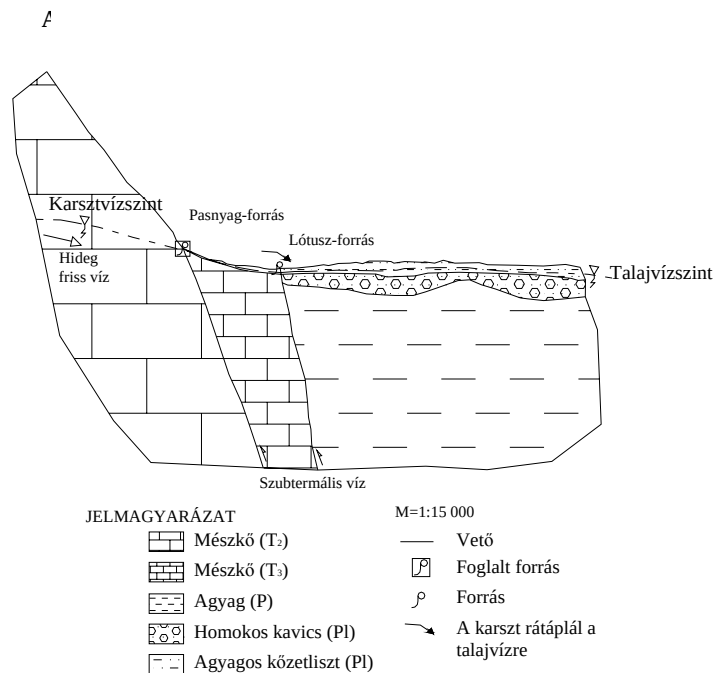


1. ábra: Az Aggteleki-karszt keleti részén húzódó Alsó-hegy, középen látható a Pasnyag-forrás
Fig 1.: Eastern part of the Aggtelek Karst Region, the arrow shows the location of the Pasnyag spring

Az országhatár a fennsík Ny–K irányú középvonala táján húzódik. A vizsgált terület az Alsó-hegy és a Bódva-völgy kistájakon helyezkedik el. Az Alsó-hegy 500–550 m magasságú tömbje a környezetéből jelentősen kiemelkedik. Északon a Torna völgye 180–200 mBf szinten, míg délen a Bódva völgye 150–160 mBf szinten helyezkedik el. A vizsgált terület nagy részén a felszínen megtalálható középső triász mészkövek egységes víztartót alkotnak. A karsztvíztartó összlet szélessége a felszínen Ny-on Bódvaszilasnál eléri a 4000 m-t, K felé elkeskenyedik. A déli oldalon ÉNy–DK csapású normál vető mentén a karszt a mélybe kerül. Ezen a területen a karszton nagy vastagságú pannóniai rétegösszlet települ, mely vízzárónak tekinthető. A felszín alatt Komjátitól délre a karsztvíztartó határát magmás testek adják, melyek ugyancsak vízzárók. A Ny-i határt a Bódvaszilas–Derenk közötti pikkelyes öv alkotja, ahol a perm–alsó triász vízrekesztő kőzetek a felszínen megjelennek. Ezekben guttensteini és hallstatti mészkő tömbök találhatók, melyekből kisebb vízhozamú források fakadnak. Feltételezhető, hogy az aljzat a terep alatt több mint 1000 m mélyen helyezkedik el. Az északi, szlovák oldalon alsó triász Bódvaszilasi Homokkő és Szini Márga adja a karsztos víztartó határát. Az Alsó-hegyen úgynevezett alpesi típusú karsztos formák figyelhetők meg. A lejtők erősen karrosak, sziklásak, a mészkősziklák jelentősen legömbölyítettek. A fennsíkon töbrök találhatók, melyeknek átmérője a 150–200 métert, mélységük a 30–40 métert is elérheti, de a többség kevésbé nagy és kevésbé mély. Némelyik mélysége meghaladja az átmérő 20 %-át, meredekebb falúak, fenekük kevésbé kitöltött. A töbrök többhelyütt völgyyszerű mélyedésekben sorakoznak, uvalákat alkotnak. Az uvalák ÉÉNy–DDK-i irányúak, tektonikusan preformáltak. Az Alsó-hegyen száznál több függőleges aknabarlang, zsomboly található. Az Alsó-hegyen a rétegek dőlése majdnem függőleges, mely kedvezett a zsombolyok kialakulásának. Mind az É-i mind a D-i oldalon számos forrás fakad. A források fakadási helye tektonikai vonalakhoz köthető. A magyar oldalon fakadó jelentősebb források Ny-ról K-felé a következők: Szénhely, Barlangkutató, Községi, Vecsem (Kisvecsem), Pasnyag, Lótusz, Kastélykerti, Tapolca forráscsoport (3 forrás).

A vízmű kiépítése a Pasnyag-forrásnál a forrás küszöbsüllyesztéses foglалásával történt 1984-ben. A forrás térségében a kivitelezés előtt hegyláb alatti 7–8 m átmérőjű kis tó volt, a hozamtól függően 0,6–1,2 m-es vízmélységgel. A forrásfoglалáshoz egy 12,8 m mély medencét építettek ki és 159,3 mBf szinten 1,8 m magas, 1 m széles tárót hajtottak ki ÉNy-i irányba. A medencéből 2 db

100 m emelési magasságú, 30 m³/h vízhozamú EMU típusú szivattyúval emelik a vizet a hálózatba. Áradáskor a felesleges víz túlfolyón távozik, melynek hozamát még a forrásfoglalás előtt kiépített mérőbukón lehet mérni. A forrás észlelő hálózata 5 db karsztvízre szűrőzött (F-1–4, F-6) és 1 db talajvízre szűrőzött (F-5) észlelőkútból áll.



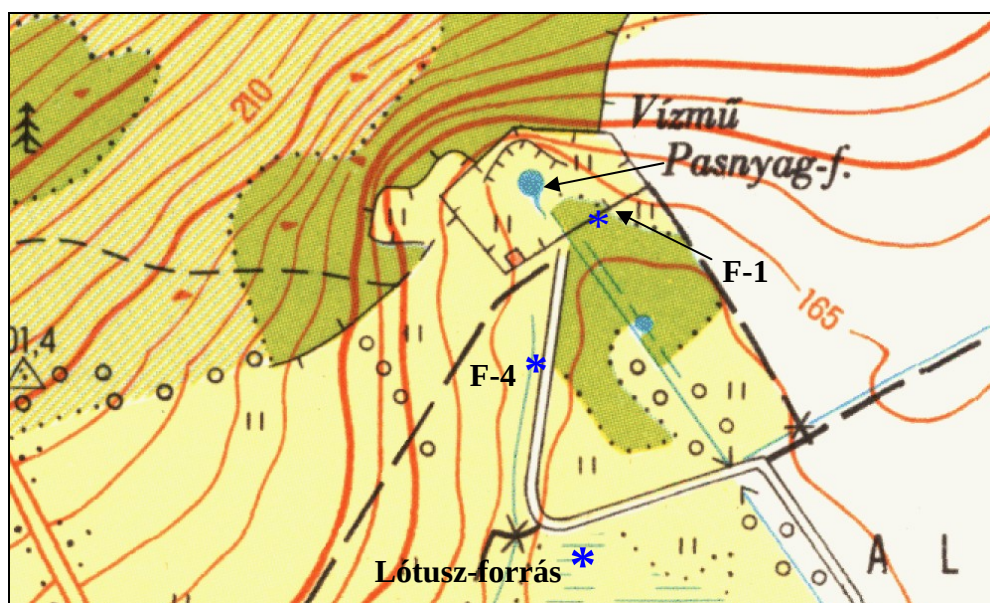
2. ábra: A vizsgált terület geológia metszete
Fig 2.: The cross-section of the investigated area

Az Alsó-hegy D-i peremén lévő karsztforrások közül öt szubtermális víz is a felszínre vezet. Ilyen a vizsgálat tárgyát képező Pasnyag-forrás is. Korábbi vizsgálatok szerint a Pasnyag-forrás által szolgáltatott víz két különböző korú és hőmérsékletű víz keveredése folytán jön létre. Döntő részben friss, hideg karsztvízből táplálkozik, melyhez alapvízhozam esetén kb. 20 % mélyből származó szubtermális víz keveredik (DÉNES 1973). A vizsgált terület legjelentősebb melegvízes komponenssel bíró forrása a Lótusz-forrás, melynek helyét jelenleg csak egy kis pocsolya, valamint vízi növények (sás, nád) jelzik. A vízmű területén a patakmederben kishozamú melegvíz feltörés (23,2 °C) található. A karsztvíz meleg komponense ezek szerint nem csak a Lótusz- és a

Pasnyag-forráson keresztül, hanem valószínűleg a patakmederben is megcsapódik, ez utóbbi azonban a Pasnyag-forrás nagy hozamánál nem észlelhető (2. ábra).

Vizsgálati módszerek

A Pasnyag-forrás karsztvízrendszerén komplex izotóphidrológiai vizsgálatokat végeztünk. Kezdetben a Pasnyag-forrás vizét és a közelben lévő két figyelőkút (F-1 és F-4) vizeit mintáztuk, később a Lótusz-forrásra is kiterjesztettük vizsgálatainkat (3. ábra).



3. ábra: A mintázott források és figyelőkutak elhelyezkedése a vizsgált területen
Fig 3.: The investigated area, the two springs (Pasnyag, Lótusz) and the two monitoring wells (F-1, F-4)

A mintázott vizek tríciumtartalmát, a vízben oldott szerves szén (DIC: dissolved inorganic carbon) radiokarbon-tartalmát és $\delta^{13}\text{C}$ értékét, illetve a vízben oldott héliumizotópok mennyiségét határoztuk meg. A vízminták tríciumtartalmát a tríciumból származó ^3He tömegspektrométeres méréssel határoztuk meg, a szükséges mintamennyiség 1–3 liter víz (PALCSU et al 2002, PALCSU 2003). Ennél a módszernél a vízmintát egy fémlombikba tesz-

szűk, vákuumszivattyúkkal elszívjuk az oldott gázokat, majd 1–2 hónapnyi tárolás után nemesgázmérő tömegspektrométerrel meghatározzuk a trícium bomlásából származó hélium mennyiségét. A tríciumkoncentrációt TU egységben adjuk meg: 1 TU egy hidrogéntartalmú vegyület tríciumkoncentrációja, ha a $^3\text{H}/^1\text{H}$ (más jelöléssel T/H) arány 10^{-18} . Víz esetén 1 TU megfelel 0,118 Bq/l aktivitáskoncentrációnak. A víz radiokarbon-tartalmának (^{14}C) meghatározásához 30–50 liter vízből tömény NaOH-os lúgosítás után BaCl_2 -dal csapjuk ki az oldott karbonátot. Dekantálás után a BaCO_3 csapadékból felszabadítjuk a CO_2 -t, amelynek aktivitását a mintagázzal töltött proporcionális számlálóval mérjük meg (HERTELENDI *et al* 1989). Az eredményeket pMC-ben adjuk meg, ami azt mutatja meg, hogy az adott szénminta ^{14}C -tartalma hány százaléka a modern szén ^{14}C -tartalmának. A vízben oldott héliumizotópok mennyiségének meghatározása speciális mintavételt igényel, ugyanis el kell kerülni egyrészt a vízben oldott gázok elillanását, másrészt a levegő beoldódását. A mintázáskor ezért a vizet rézcsövön folytatjuk át, majd tíz perc múlva a rézcső mindkét végét acél szorítópofákkal elszorítjuk. A rézcsőbe vett vízmintából a laboratóriumban felszabadítjuk az oldott gázokat, amelyekből szeparáljuk és tisztítjuk a nemesgázokat. A héliumizotópok mennyiségét ugyanazzal a tömegspektrométerrel mérjük meg, amit a tríciumméréshez is használunk (PALCSU *et al* 2003).

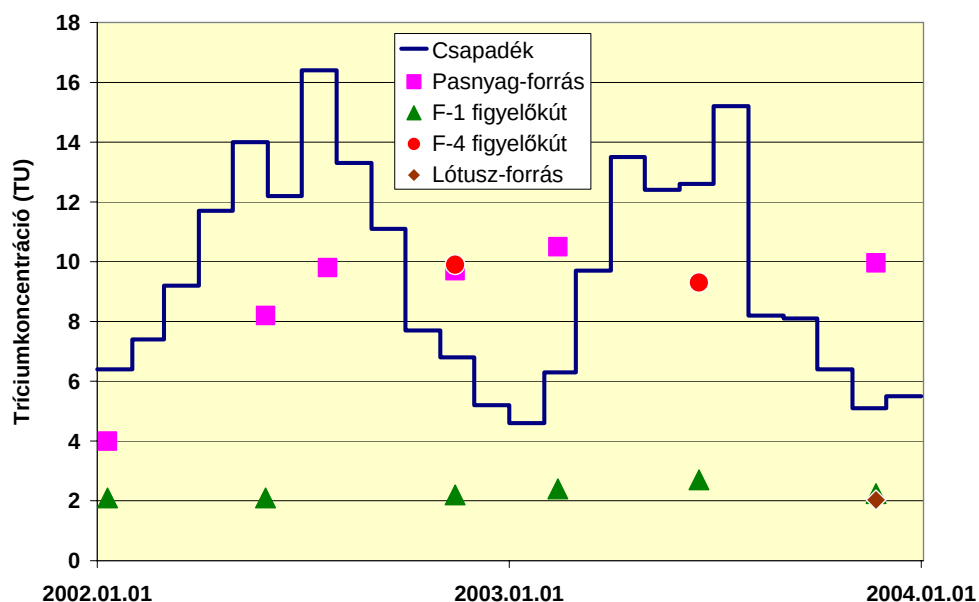
Eredmények és következtetések

Vizsgálatainkat a Pasnyag-forrás és a mellette lévő F-1 figyelőkút vize tríciumkoncentrációjának mérésével kezdtük 2002 elején. Az elmúlt két évben több mintát is vettünk az említett helyekről, próbáltunk minden évszakban egy-egy mintát megvizsgálni. Később az F-4 figyelőkutat, 2003 végétől pedig a Lótusz-forrást is bevontuk a hidrológiai kutatásokba.

Trícium

A 4. ábrán láthatóak az egyes vízminták tríciumadatai a mintavétel időpontjának függvényében. Az ábrán össze lehet hasonlítani a területről vett vízminták tríciumkoncentrációjának változását a csapadék havi átlagos tríciumtartalmával. Látható, hogy a Pasnyag-forrás vize lényegesen több tríciumot tartalmaz, mint a viszonylag közel lévő F-1 figyelőkútból származó víz. Ha idősebb és fiatal vizek keverékeként állnak elő ezek a vizek, akkor ez azt jelenti, hogy a forrás vize

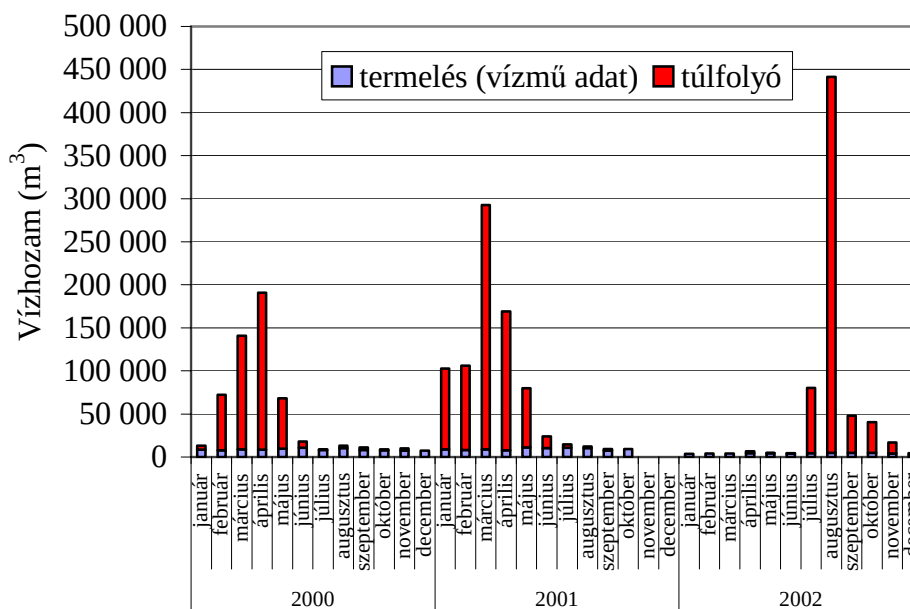
átlagosan fiatalabb, mint a figyelőkút vize. Sőt, szembetűnő az, hogy míg az F-1-ben lényegében nem változott a tríciumtartalom, addig a Pasnyag-forrásból eredő víz tríciumtartalma 4 TU-ról megemelkedett 10 TU-ra. Ez az emelkedés 2002 első felében követte a havi csapadékatlag változást, azonban 2002 nyarától a Pasnyag-forrás tríciumtartalma nem változik lényegesen.



4. ábra: A vizsgált területről származó vízminták tríciumadatai
Fig 4.: Tritium concentration data of the investigated water samples in function of sampling date

Mi okozhatja ezt? Ha megnézzük az 5. ábrát, amely a Pasnyag-forrás vízhozamát mutatja, akkor észrevehetjük, hogy míg az előző években a tél végi hóolvadás okozott bőséges vízhozamot, addig 2002-ben a tél eléggé csapadékszegény volt, és a nyári esőzések idézték elő a Pasnyag-forrás „áradását”. A 4. és az 5. ábra alapján valószínűsíthető, hogy a forrásvíz egy fiatal, friss víz és egy idősebb, tríciumban szegényebb víz keveréke. 2002 elején a Pasnyag-forrás vízhozama nem volt jelentős, ami azt mutatja, hogy a forrás vízgyűjtő területén viszonylag kevés csapadékvíz szivárgott be. A téli forrásvíz alacsony tríciumtartalmát (4 TU) ezért azzal lehet magyarázni, hogy alacsony tríciumtartalmú téli csapadék keveredett hozzá egy mélységi vízhez. Az idősebb víz hozzákeveredésének mértéke a tríciumértékek szerint nagyjából 20–30 %.

A tavasz folyamán, ahogy nőtt a csapadék tríciumkoncentrációja, úgy nőtt a forrásvízé is (8,2 TU, 9,8 TU), mindeközben a keveredési arány lényegesen nem változott. Ezzel szemben a nagy nyári esőzések megemelték a vízhozamot olyannyira, hogy a forrásvíz tríciumtartalma egészen 2003 végéig változatlan maradt.



5. ábra: A Pasnyag-forrás vízhozama
Fig 5.: Water output of the Pasnyag spring

Ez azzal magyarázható, hogy a karsztvízbázisban felhalmozódott a 2002. évi nyári csapadék, ami még 2003 folyamán is folyamatosan éreztette a hatását. Sajnos, a Pasnyag-forrásból 2003 nyarán nem tudtunk mintát venni, de feltételezhető, hogy a forrásvíz és az F-4 figyelőkút vizének tríciumtartalma nagyon hasonló, hiszen a 2002 őszi minták esetén a két vízminta tríciumkoncentrációja megegyezett. Ezért feltételezzük azt, hogy a Pasnyag-forrás vizének tríciumtartalma 2003 nyarán is 10 TU körül volt. Mint ahogy azt

már említettük, az F-1 figyelőkút vizében a tríciumszint nem változott számottevően, a két év folyamán 2–3 TU között mozgott. Ez azt mutatja, hogy itt jelentősebb a mélységi víz hozzákeveredése. Ezt alátámasztja, hogy a víz tríciumtartalmát nem befolyásolja a csapadékvíz tríciumkoncentrációjának szezonális változása. Hasonló a helyzet a Lótusz-forrással, igaz itt még csak egy mérés történt, de annyi megállapítható, hogy a Lótusz-forrás vizének tríciumtartalma nagyon hasonló az F-1-éhez. Ez utóbbi megállapítások nem meglepőek, hiszen ha ránézünk a 2. ábrára, akkor azt láthatjuk, hogy mind az F-1, mind a Lótusz-forrás egy-egy törésvonalon, vetődésen helyezkedik el, ahol – korábbi vizsgálatok szerint – szubtermális víz áramlik felfelé (DÉNES 1973). Valószínű, hogy ez az az idős, mélységi víz, ami hozzákeveredik a Pasnyag-forrást tápláló fiatal, friss vízhez is.

¹⁴C (radiokarbon)

I. táblázat
Table I.

A 2003-ban vett vízminták izotóperedményei
Isotope results of water samples taken in 2003

	Pasnyag-forrás			F-1			F-4		
	2003. 02.13.	2003. 06.18.	2003. 11.22.	2003. 02.13.	2003. 06.18.	2003. 11.22.	2003. 02.13.	2003. 06.18.	2003. 11.22.
T (TU)	10,5	-	10,0	2,4	2,7	2,2	-	9,3	-
¹⁴ C (pMC)	-	-	96,7	-	34,0	32,5	-	51,3	-
δ ¹³ C _{PDB} (‰)	-	-	-14,04	-	-9,42	-9,78	-	-12,20	-
¹⁴ C-kor* (év)	-	-	?	-	850	1500	-	?	-
He (cm ³ /g _{víz})	9,32·10 ⁻⁸	-	7,66·10 ⁻⁸	9,55·10 ⁻⁷	8,16·10 ⁻⁷	7,58·10 ⁻⁷	-	3,42·10 ⁻⁷	-
³ He/ ⁴ He	8,96·10 ⁻⁷	-	1,19·10 ⁻⁶	3,84·10 ⁻⁷	3,84·10 ⁻⁷	3,58·10 ⁻⁷	-	6,51·10 ⁻⁷	-
(³ He/ ⁴ He) _L	0,65	-	0,86	0,28	0,28	0,26	-	0,47	-
He _{robblet} (cm ³ /g _{víz})	3,29·10 ⁻⁸	-	1,07·10 ⁻⁸	6,90·10 ⁻⁷	5,91·10 ⁻⁷	5,62·10 ⁻⁷	-	1,81·10 ⁻⁷	-

*: átlagos tartózkodási idő (INGERSON and PEARSON 1964)

-: nincs mintázva

?: nem számolható kor

A tríciummérések alapján megállapítottuk, hogy keverékvizekről van szó, ezért többféle izotópos vizsgálatot is bevontunk, hogy pontosabb képet kapjunk a hidrológiai viszonyokról. 2003-ban kezdtük a radiokarbon- és héliumméréseket. A mérési eredményeket az I. táblázat mutatja.

A ^{14}C - és a héliumeredményekből a következő következtetéseket tudtuk levonni. A ^{14}C értékek azt mutatják, hogy az F-1 vizének átlagos tartózkodási ideje hosszabb, mint az F-4-é és a Pasnyag-forrásé, hiszen az F-1 vizében alacsonyabb a vízben oldott szén radiokarbon-koncentrációja, mint a másik két vízben. Sőt, a Pasnyag-forrásban mért 96,7 pMC egészen modern (fiatal, friss) víz többségére utal. Az F-4 figyelőkútból 2003 nyarán vett vízmintában az oldott szén radiokarbon-tartalma idős víz jelenlétét valószínűsíti. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek szerint az F-1 vizében több a közeteredetű oldott karbonát, mint a többiben, mert az F-1 vizének stabilizotóp-aránya kevésbé negatív, mint az F-4 és a Pasnyag-forrás vizében mért érték, ami mészkő beoldódására utal. Az inaktív karbonát beoldódásának hatását korrekcióba véve az F-1 kút vizének átlagos tartózkodási idejére 850–1500 év adódik, azaz az idős komponens jelentős hányadot képvisel. Kis mennyiségű, de nagy karbonáttartalmú idős víz keveredése fiatal vízhez lényegesen lecsökkenti a ^{14}C százalékos arányát (pMC), de a tríciumkoncentrációt alig változtatja meg. Ezt láthatjuk az F-4 esetén, ahol magas tríciumtartalom (9,3 TU) mellett viszonylag alacsony ^{14}C -koncentráció volt mérhető (51,3 pMC). Az F-1 kút esetében észlelt 2,2–2,7 TU tríciumkoncentráció egyértelműen mutatja, hogy az idős (>1500 év) komponens mellett ez a víz is tartalmaz fiatal (<50 év) járulékot.

Héliumizotópok

2003 elején kezdtük mérni a vízben oldott héliumizotópok mennyiségét is. Az *I. táblázatban* szereplő adatok alapján megállapítható, hogy az F-1-ből származó vízben lényegesen, egy nagyságrenddel több oldott hélium található ($7,58 \cdot 10^{-7}$ -től $9,55 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^3/\text{g}$ -ig), mint a Pasnyag-forrás vizében ($9,32 \cdot 10^{-8}$, illetve $7,66 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g}$).

Mindemellett a héliumizotóp-arányok azt mutatják, hogy a hélium ^4He többlettel rendelkezik, hiszen a $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányok alacsonyabbak a levegőben lévő hélium izotóparányánál ($1,3841 \cdot 10^{-6}$). Ez a héliumtöbblet a földkéregben lévő alfabomló izotópok bomlásából származik. Ezt a többletet ki lehet számolni a koncentráció és az izotóparány adatokból. A Pasnyag-forrás és az F-1 kút vizében lévő héliumtöbblet még inkább különbözik egymástól, az eltérés már akár 20–60-szoros is lehet az F-1 javára. Mivel a héliumtöbblet és a vízkor között egyértelmű kapcsolat létezik, megállapíthatjuk azt, hogy az F-1 vize jóval idősebb, mint a Pasnyag-forrás vize.

Míg az F-1-ben oldott hélium mennyisége és izotóparánya nem változott a különböző mintázások alkalmával – hasonlóan a tríciumhoz és a radiokarbonhoz –, addig a Pasnyag-forrás vizében mért héliumadatok változtak. A 2003 őszi mintázás alkalmával a forrásvíz lényegesen kevesebb héliumot tartalmazott, mint év elején, ráadásul kevesebb volt benne a radiogén hélium. A 2003 őszi minta héliumtartalma összhangban van a radiokarbon-tartalommal, miszerint a vízben oldott szén modern, a héliumadatok szerint pedig alig volt benne héliumtöbblet, tehát az idős víz járuléka alacsony volt.

Az F-1 és a Pasnyag-forrás köztes esete a nyáron mintázott F-4. Alacsonyabb radiogén héliumtartalommal és magasabb ^{14}C -tartalommal rendelkezik, mint az F-1, ami szintén azt sugallja, hogy itt is kevert vízről van szó, csak a keveredési arányok mások, mégpedig nagyobb a friss víz járuléka, mint az F-1 esetén.

Összegzés

Valószínűsíthető, hogy mind a négy helyről származó víz egy nagyon fiatal és egy idősebb, mélységi víz keverékeként áll elő. A tríciumadatok mutatják, hogy mind a négy víz esetén számolni kell több-kevesebb nagyon fiatal vízzel. A nagyon fiatal víz itt most néhány hónapos, néhány éves vizet jelent. Az idősebb, mélységi víz jelenlétét pedig a radiokarbon- és héliumadatok támasztják alá. A Pasnyag-forrás és az F-4 kút vize inkább fiatal vizet tartalmaz, de a vizekben jelen van, igaz csak egy kisebb részben az idős, mélyebb rétegekből származó víz. Az F-1 kút és a Lótusz-forrás vize viszont nagyobb mennyiségben tartalmaz idős vizet az előbbi két kúthoz képest, amit alátámasztanak az izotóperedmények.

A vizsgálatok jelenleg is folynak. Célunk, hogy évi négy komplex mintázással olyan összetett vizsgálatot hajtsunk végre, amellyel átfogó képet kapunk a Pasnyag-forrás karsztvízrendszerének hidrológiai viszonyairól.

IRODALOM

DÉNES GY. (1973): A Felső-Bódva medence délkeleti peremének vízföldtani vizsgálata és a karsztforrások hidrológiai vizsgálata tríciumos kormeghatározással - VITUKI Témabeszámoló az 1972-es évben végzett kutatásokról

- HIDAS J.-SZÉKVÖLGYI K.-MARKOVITS P.* (2003): Üzemelő, sérülékeny földtani környezetű ivóvízbázisok biztonságba helyezése I. diagnosztikai fázis, a Komjáti, Pasnyag-forrás vízbázis területén - Közbeszerzési Zárójelentés, Envicom 2000 Kft., megbízó: Észak-magyarországi Vízügyi Igazgatóság
- HERTELENDI, E.-CSONGOR, É.-ZÁBORSZKY, L.-MOLNÁR, J.-DAJKÓ, G.-GYÖRFFI, M.-NAGY, S.* (1989): Counter system for high precision ^{14}C dating, Radiocarbon 31 3 p. 399-407.
- INGERSON, E.-PEARSON, F. J.* (1964): Estimation of the age and rate of motion of groundwater by the ^{14}C method, In: Recent Research in the Fields of Atmosphere, Hydrosphere and Nuclear Geochemistry (Maruzen Co eds.). Sugawara Festival Volume, Tokyo, p. 263-283.
- PALCSU, L.-SZÁNTÓ, Zs.-SVINGOR, É.-MOLNÁR, M.-FUTÓ, I.* (2002): Metal container instead of glass bulb in tritium measurement by ^3He ingrowth method, Fusion Science and Technology, Vol 41. No. 3., Part 2. p. 532-535.
- PALCSU L.* (2003): A nemesgáz-tömegspektrometria hidrológiai és atomerőművi alkalmazásai, Doktori (PhD) értekezés, Debreceni Egyetem, 2003.
- PALCSU, L.-SZÁNTÓ, Zs.-MOLNÁR, M.-FUTÓ, I.-RINYU, L.-HORVÁTH, I.-FÓRIZS, I.* (2003): Isotope studies of a groundwater-flow system in granite, Middle Hungary, Book of Extended Abstracts, International Conference on "Groundwater in Fractured Rocks", Prague, Czech Republic, 15-19 September 2003.

**A FENNTARTHATÓ KARSZTVÍZHASZNÁLAT
NÉHÁNY KÉRDÉSÉNEK VIZSGÁLATA A BÜKKBEN, VALAMINT
AZ AGGTELEKI- ÉS A SZLOVÁK-KARSZTON**

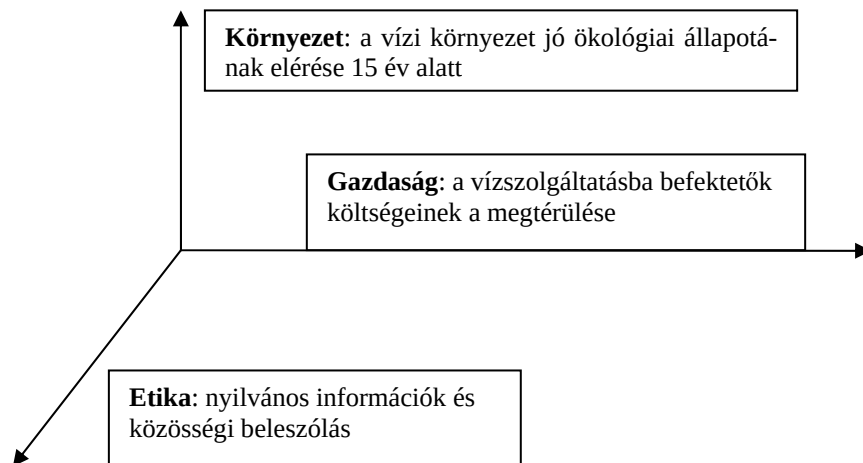
LÉNÁRT LÁSZLÓ

Miskolci Egyetem, Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Tanszék

Abstract: The Water Framework Directive (2000/60/EC), adopted by the European Union in 2000, brings forth many new tasks and issues for its members and for its member-to-be's. There are many ways to examine the key issues of the WFD. I choose the 3E's approach, environment, economics and ethics, and from this point of view I will evaluate the sustainability of karst water utilization. This approach is based on Barraque's work, a french researcher, whose paper was published in July of 2003 in Lisbon. The evaluation covers the following areas: what can be covered by certain chapters of the paper, based on a professional approach; what this data means regarding the sustainable karst water utilization of the study area; what will the costs be; how does these findings help the protection of environment and what these all mean regarding the field of evaluation of karst water.

Bevezetés

Az Európai Unió 2000/60/EC Víz Keretirányelve sok új feladatot jelent az Európai Közösség, ill. a csatlakozó országok vízgazdálkodása számára (HOLLÓ 2003, LÉNÁRT-TOMETZ 2004, LÉNÁRT et al. 2004, KULLMAN et al. 2004).



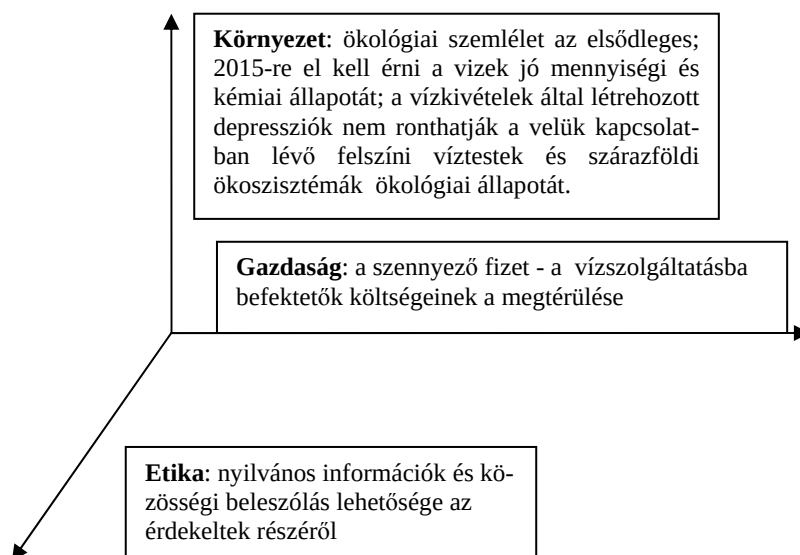
1. ábra A Víz Keretirányelv három fő vetületének általános megfogalmazása (BARRAQUE, 2003)
Fig 1. The Water Framework Directive explained in 3 E's(BARRAQUE, 2003)

A Víz Keretirányelv által keretként megfogalmazott feladatokat sok szempontból lehet megközelíteni. Mi a környezet-gazdaság-etika szemszögéből foglalkoztunk annak egy kis részével, a fenntartható karsztvízkészlet-gazdálkodással. Ehhez *BARRAQUE* 2003-ban közölt elképzeléseit használtuk fel kiindulásképpen, amelyben ő a Víz Keretirányelv hat legfontosabb kérdéseként az alábbiakat jelölte meg:

- hidrográfiai egységek kijelölése,
- referenciaállapot elérése,
- gazdasági elemzések és a vízellátás költségeinek visszatérülése,
- nyilvános információk és az érdekelt résztvevők érdekérvényesítése,
- veszélyes szennyezések megszüntetése,
- a felszín alatti vizek bevonása a vizsgálatba.

A fő kérdéseknek ő három vetületét látja fontosnak, melyet az 1. ábrán mutatok be. Ily formán a továbbiakban a környezet-gazdaság-etika hármas szemszögéből vizsgáljuk a fenntartható karsztvízgazdálkodás kérdéskörét, kiemelve belőle néhányat, ami ezen dolgozat keretébe befér.

Mint látjuk, a legfontosabb kérdések között a felszín alatti vizek vizsgálata is megjelenik. A Víz Keretirányelv viszont lehetőséget ad arra, hogy a saját területünkön a felszín alatti vizeket egyenrangúaknak tekintsük a felszíniekkel s ennek megfelelően alakítsuk át a vízkészletgazdálkodási stratégiánkat, a vízzel kapcsolatos jogrendünket (2. ábra).



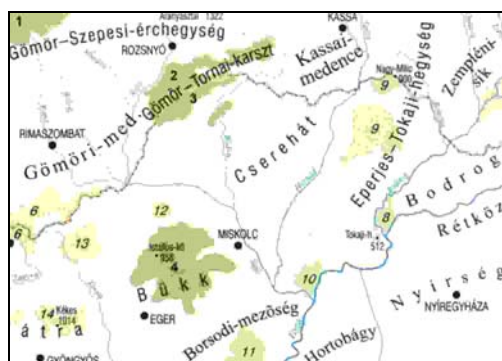
2. ábra A Víz Keretirányelv három fő vetületének megfogalmazása a karsztvizekre (*BARRAQUE*, 2003 és *HOLLÓ* 2003 után *LÉNÁRT* 2004)

Fig 2. The Water Framework Directive applied for karst water, explained in 3 E's (*LÉNÁRT*, 2004; based on *HOLLÓ* 2003 and *BARRAQUE*, 2003)

A téma három irányból való, azonos mélységű feldolgozása messze meghaladja az e dolgozat adta kereteket. Ezért elsősorban a környezeti megközelítéssel foglalkozunk, jelentős mértékben figyelembe véve a gazdaságpolitikai kérdéseket és nem elfeledve az etikai, erkölcsi megközelítéseket sem. A fentiek miatt megvizsgáltuk, mi értendő – mi érthető – bele az egyes fejezetekbe szakmailag, ezeknek milyen szerepe lehet a vizsgált terület fenntartható karsztvízhasználatában, mennyire jelennek meg ezek költségként, mennyit segítenek ezek a természet védelmében, mit jelentenek ezek a karsztvízkutatás szemszögéből.

Környezeti kérdések

Mindhárom vizsgált terület esetében alapvetően karsztos területről van szó, mely rendkívül sérülékeny (BÖCKER-VECSERNYÉS 1983), de a vízzel kapcsolatos és azon felüli értékei miatt egyben nemzeti parkok is, ill. egyéb hazai és nemzetközi területi védelmet élveznek (3. ábra). A Bükk NP területe 43 130 ha; az Aggteleki NP területe 19 892 ha; a Szlovák-karszt NP területe 34 611 ha (HEVESI-KOCSIS 2003). (Meg kell még említeni, hogy a vizsgált területeken kívül a Lázberci TK 3 643 ha-os területe a vizsgálat szempontjából még a Bükk hegységhez tartozik.) Az Aggteleki- és a Szlovák-karszt barlangjai Világörökség területek (BOLNER-SZÉKELY 1995). A Földön található, összesen 12 „föld alatti ramsari terület” között ott van a Baradla-Domica-barlangrendszer is (GUNN 2004). A Szlovák-karszt területén 1977 óta (UNESCO 2003), az ANP területén 1979 óta (BARTUS és tsai 1982) Bioszféra rezervátum található



3. ábra. A vizsgált terület természetvédelme (HEVESI-KOCSIS, 2003) Jelmagyarázat az eredeti publikáció alapján: 2: Szlovák Karszt NP; 3: Aggteleki NP (együtt: Gömör-tornai-karszt); 4: Bükk NP;

Fig 3. The environmental protection of the study area (HEVESI-KOCSIS, 2003)

Legend in original publication: 2: Slovak Karst NP; 3: Aggtelek NP (together: Gömör-tornai Karst); 4: Bükk NP

A felszín alatti vizek mennyiségi, minőségi védelmét védőidomokkal, védőterületekkel igyekszünk védeni (BÖCKER-VECSERNYÉS 1983, SAVANYÚ et al. 1986, MÁRTON et al. 1991, SASVÁRI 1988, 1999, JUHÁSZ-LÉNÁRT 1993, HAVAS 1995, TOMETZ 1997, 1999, 2000, 2004). A Bükkben karsztvízre vonatkozó kijelölt védőidoma van a Miskolci Vízműforrásoknak (a termálkarsztos vízkészletekkel együtt), a Kácsi-Sályi-forrásoknak, a noszvaji Forrókútnak és a Bogácsi Fürdőnek. Kijelölés alatt vannak az Eger központi, az Eger-almári, a mónosbél-bélapátfalvai vízművek védőidomai, ill. az egerszalóki termálkutak védőidoma.

Az üzemelő, sérülékeny vízbázisok biztonságba helyezésének érdekében 1997-ben három lépcsőből álló akcióprogram indult Magyarországon. Az első, a diagnosztikai fázis keretében – állami beruházásokból – védőidomra vonatkozó javaslattal a Bükkben befejeződtek az Eger-Almári Vízmű munkálatai, és folyamatban vannak Bélapátfalva, Andornaktálya, Eger, Felsőtárkány, Noszvaj, Bükkzsérc esetében. Az Aggteleki-karszton ugyanilyen munkálatok befejeződtek Szögligeten és Komjátiban, folyamatban vannak Jósuvafőn, Martonyiban, Szalonnán és Rakacaszenden.

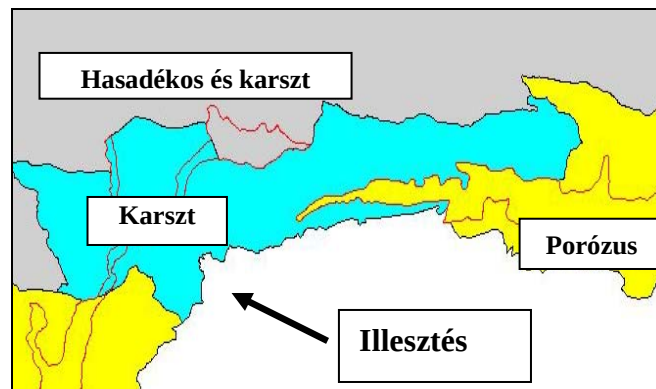
A már többször hivatkozott Víz Keretirányelv vízgyűjtő-gazdálkodási egységek alapján dolgozik. Magyarországon már évtizedek óta hasonló szemlélet alapján szerveződtek pl. a vízügyi igazgatóságok, így ez a megközelítés számunkra nem okoz komolyabb problémát (SOMLYÓDY 2002).

A felszín alatti víztestek kijelölésére a Víz Keretirányelv meglehetősen nagy szabadságot ad a résztvevőknek, de ez adott esetben komoly problémákhoz is vezethet. A szlovák és magyar oldalon lévő karsztos víztestek a 4. és 5. ábrákon láthatók. A két terület nem illeszkedik pontosan egymáshoz, mivel ezek eltérő földtani-vízföldtani szemlélettel készültek. (Az illesztés csak a további együttműködés keretében képzelhető el.)

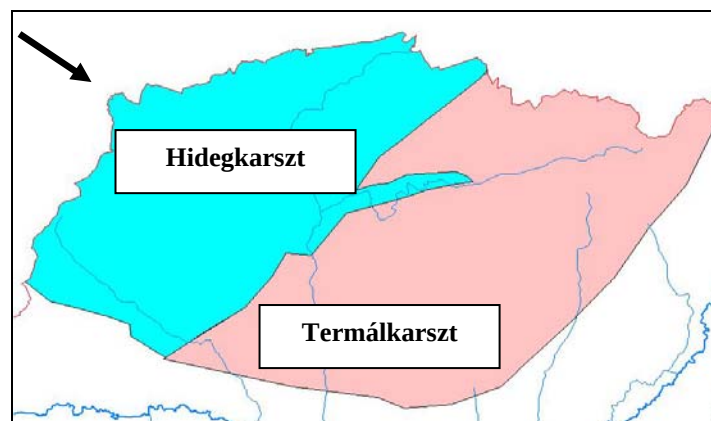
A magyar oldalon régóta működő karsztvízszint monitoringok közül a bükkit mutatom be a 6. ábrán. (A Miskolci Egyetem által 1992 óta végzett mérések egy része a nemzeti vízszintmegfigyelő-hálózatnak is része.) (LÉNÁRT 1997, 2004, LÉNÁRT et al. 2002)

A határon átnyúló felszín alatti vízkészletek közös vizsgálatára az illetékes határvízi bizottság javasolt egy vizsgálati területet a Gömör-tornai-karsztot Aggteleki-karsztra és Szlovák-karsztra szétválasztó országhatár mentén (7. ábra). Ebbe az első terület csaknem teljesen benne foglaltatik, a másodiknak csak kisebbik része, ami a magyar oldallal szorosabb kapcsolatban van. Ezt a területi lehatárolást kibővítendőnek érzem a teljes Szlovák-karsztra vonatkozóan és megfontolandó a Bükkaléval való együttes vizsgálata is, legalább karsztvízszint-monitoring szinten. (SOMODY-LÉNÁRT 2002)

A monitoring vizsgálatoknak elsősorban a vízmennyiségi (vízszint, vízhozam, depresszió), a vízminőségi (fizikai, kémiai, bakteriológiai, biológiai, radiológiai), valamint a hőmennyiségi kérdésekre kell megnyugtató

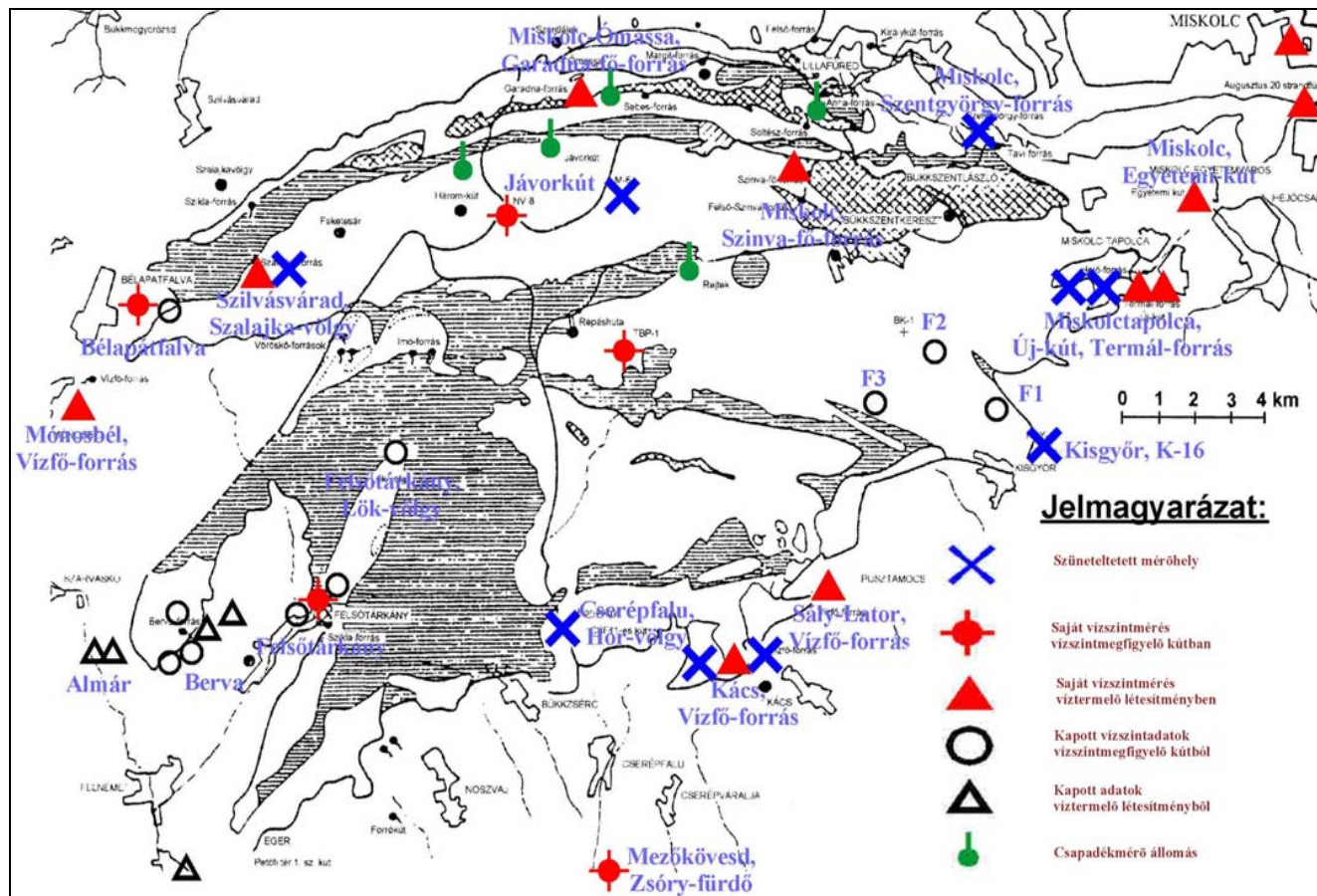


4. ábra. A Szlovák-karszt javasolt felszín alatti víztestei a szlovák kutatók szerint (SIMONFFY, 2003. nov., kézirat)
Fig 4. Suggested underground water bodies on the Slovak karst –based on the opinion of slovak researchers (SIMONFFY, 2003. november, manuscript)



5. ábra. Aggteleki-karszt, javasolt felszín alatti víztest a magyar kutatók szerint (SIMONFFY 2003. nov., kézirat)
Fig 5. Suggested underground water bodies on the Aggtelek karst –based on the opinion of hungarian researchers (SIMONFFY 2003. november, manuscript)

válaszokat adni rész-vízgyűjtő gazdálkodási szinten, adott esetben – egyre kevésbé fontos – politikai határokkal osztottan, ezért magas szakmai szintű működtetése rendkívül fontos. (VOJTILLA 2002, LÉNÁRT 2004)



6. ábra A Bükki Karsztvízszint Monitoring mérési helyei (LÉNÁRT, 2004; Alaptérkép: MAUCHA, 1992; Sraffozott terület: Nem karsztos kőzetek)
 Fig 6. The sampling sites of the karst water level monitoring network in the Bükk (LÉNÁRT, 2004; Base map: MAUCHA, 1992; Full area: Nonkarstic rocks)

A fizikai-kémiai folyamatok pontos megértéséhez nem hanyagolhatók el egyéb, lokális vizsgálatok sem. (Barlangi csepegésmérések; barlangi állóvizek szintjének a mérése; a karsztvízszintek, a forráshozamok és a karsztos kőzetek árapály jelenségének vizsgálata; vízkorvizsgálatok; izotóparányok vizsgálat és egyéb kutatások. SZABÓ 1966, LÉNÁRT 1978, SOMOGYI-LÉNÁRT 1986, HAKL et al. 1989, SZABÓ-TOMETZ 1999, SOMODY-LÉNÁRT 2002)

Bár sokszor gazdasági vonzatai is vannak a hideg és meleg karsztvizekből történő mészkiválásoknak (Mezőkövesd, Recsk, Miskolctapolca), azok leginkább felszíni látványnövelő szerepük miatt (Egerszalók, Szalajkavölgy, Monosbél, Lillafüred, Miskolctapolca), valamint a terület barlangjainak cseppkőgazdagsága miatt fontosak.

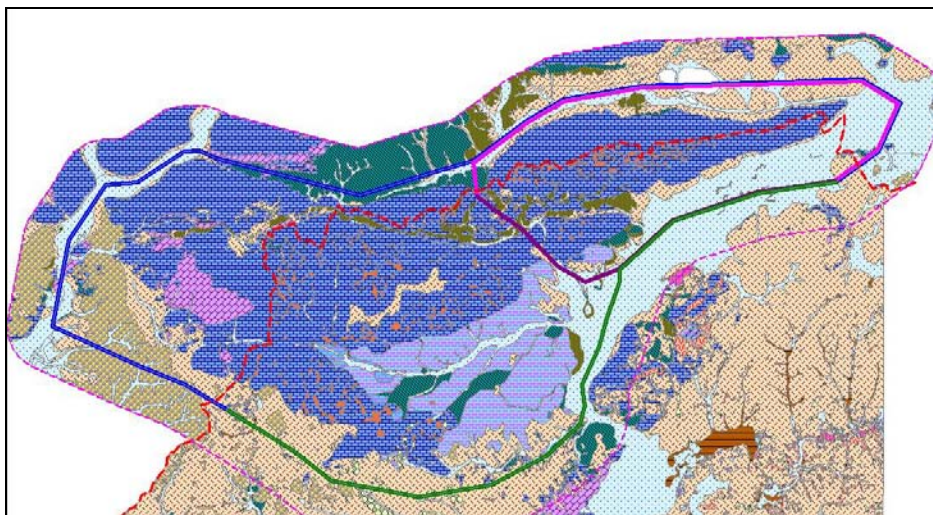
Gazdasági kérdések

Magyarországon az 1990-es évek elejéig nemigen volt a víznek „ára”. A hivatalos szemlélet az volt, hogy a tiszta, jó minőségű víz mindenki számára „jár”, tehát annak megteremtése állami feladat volt. (Hogy ez mennyire sikerült, ill. mennyire nem járt vele együtt a szennyvizek összegyűjtése és megtisztítása, az egy más kérdés.)

Mára jelentősen megváltozott a helyzet, a fogyasztók mindegyike igen komolyan fizet az általa elhasznált-elfogyasztott vízért. És ez a folyamat még erősebb lesz a továbbiakban, mivel a Víz Keretirányelv nem csak a „szennyező fizet” elvet mondja ki, hanem a vízellátás gazdaságosságát is megköveteli. Ez mindenképpen a vízzel való takarékosabb bánásmódra ösztönöz, de adott esetben a vízellátási stratégiák, a fő célok átgondolását is szükségessé teszi. (A gazdaságossági kérdések előtérbe kerülésével a víz már kikerült a „szabad javak” kategóriájából, de a teljes átállás biztosan nem megy zökkenőmentesen továbbra sem.)

A területen karsztvizet és egyéb felszín alatti (főleg a Sajó-Hernád törmelékre települő parti szűrésű) vizeket termelők vannak jelen. Ezek között több megyére kiterjedő vállalatok is vannak, de adott esetben egy-egy települést egy forrásból, egy fúrt kútból ellátó vállalatok is. A bükki karsztvíztermelőket és 2003. évi termelésüket a 8. ábrán, az elmúlt 10 évi átlagos termelési értékeket az I. táblázatban mutatjuk be. (A „kis” vízművek esetében zömmel az ÉKÖVIZIG-nél meglévő, éves, helyenként pontatlannak vélt adatokat tudtuk csak felhasználni.) Megjegyzendő, hogy a termelt karsztvíz egy része igen olcsó, gravitációsan kiemelt víz. A területen elsősorban a lakossági vízfelhasználás jellemző. A közüzemi vízfelhasználás az

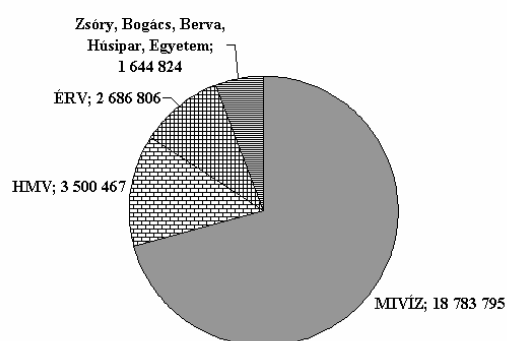
ipari tevékenység visszaszorulásával, ill. a visszaforgatott vizek használatával jelentősen lecsökkent.



7. ábra. A Határokon Átnyúló Vizek Szlovák-Magyar Vegyesbizottsága, a szlovák javaslat a közös monitoring kialakítására (2001)

Fig 7. Hungarian-Slovakian Joint Commission on Transboundary Waters –suggested joint monitoring network, based on the ideas of Slovak researchers (2001)

Jelentős potenciális vízfelhasználóvá kezd válni a természetvédelem, amit a Víz Keretirányelv meghatározó ökológiai szemlélete (URAY 2002) egyre erősíteni fog. (Az ökológiai vízigények kielégítése (GASZTONYI-HOLLÓ 2004) a Bükk-térségben a jelenlegi lakossági karsztvíz felhasználásának 30 %-os csökkenésével is járhat (LÉNÁRT 2004). Természetesen, ezt



8. ábra. A Bükk hegységéből történő karsztvíztermelés 2003-ban a víztermelők adatai alapján [LÉNÁRT, 2004]
Fig 8. Karst water exploitation from the Bükk Mountains in 2003, based on the data of water producers [LÉNÁRT 2004]

a vízmennyiséget valahonnan pótolni kell. Erre a területen elsősorban a hatalmas kihasználatlan kapacitással rendelkező, a Sajó-Hernád kavicsteraszán létesített, parti szűrésű vizet termelők képesek (9. ábra), de a megszokottól eltérő minőségben és vélhetően drágábban. A közeljövő fontos feladata lesz az ökológiai vízigények pontos megfogalmazása, a kielégítési lehetőségek végiggondolása, a költségek meghatározása, beleértve a kieső karsztvízművek feladásától az újfajta vízkormányzáson keresztül a víztisztítás hulladékainak elhelyezéséig minden kiadást (ZAHAROV 2000, 2001, JETEL 2004).

I. táblázat
Table I.

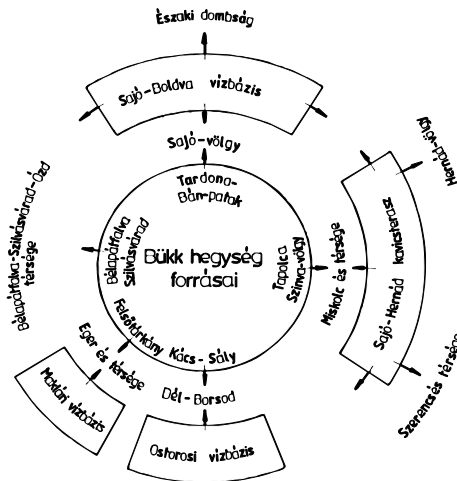
A bükki karsztvíztermelés 1993-2003 között a karsztvíztermelők adatai alapján. [Lénárt L., 2004]
Karst water exploitation from the Bükk Mountains between 1993- 2003, based on the data of water producers [Lénárt L., 2004]

	Q [m ³ /11 év]	Q [%]	Q [m ³ /hó]	Q [m ³ /nap]
MIVÍZ Rt	226 558 000	72.1	1 716 000	57 210
HMV Rt	39 721 000	12.6	301 000	10 030
ÉRV Rt	29 342 000	9.3	222 300	7 410
„kicsik”	18 597 000	5.9	140 900	4 700
Összesen	314 217 000	100.0	2 380 000	79 350

A magyar oldalon (Bükk és Aggteleki-karszt) a karsztvízkészlet 252 ezer m³/nap értékű. A könnyen elszennyeződő – vagy már szennyezett – talajvíz mennyisége 161 ezer m³/nap. A drágán kitermelhető, de védett rétegvíz 176 ezer m³/nap-ra tehető, a nagy termelési kapacitásra kiépített, évek óta mélyen a lehetőségei alatt termelő parti szűrésű vízművek számára 86 ezer m³/nap készlet áll rendelkezésre (PADOS 2003). A Szlovák-karszt vízkészlete a vizsgált területen 111 ezer m³/nap értékűre, az Aggteleki-karszt vízkészlete 51 ezer m³/nap értékűre becsülhető (LÉNÁRT-TOMETZ 2004). A tényleges vízkivétel a vizsgálatra javasolt határmenti terület szlovák oldalon 304 m³/nap, magyar oldalon 342 m³/nap (HUNGARIA-SLOVAKIAN JOINT COMMISSION 2001).

Pillanatnyilag a vízjogilag kijelölt, ökológiai célú vízkészlethasznosítások száma és mennyisége nem túl jelentős. Ezek között a Kácsi 2. sz. forrás ökológiai célú foglалása, az egerszalóki De-42 kút vizének a mésztufadomb növelésére felhasznált része, a Szalajka-forrás vizének a Szalajka-völgyi Fátyol-vízesés fenntartására fordított része, a Szinva-forrásból a Szinva-vízesés életben tartására felhasznált része említendő.

A vizsgált karsztvízbázisokból történő víztermelést a potenciális és a tényleges vízszennyezők veszélyeztetik. Nagyon fontos szempont, hogy pl. a Bükk-térségben a mintegy 90 karsztvizet (is) fogyasztó településhez képest mindössze néhány azoknak a száma, akik ténylegesen el is szennyezhetik a bükki karsztvízbázist (LÉNÁRT-PÁPAI 2000).



9. ábra. A Bükk-térség vízellátási rendszere [ORBÁN 1992 után LÉNÁRT, 2004]
 Figure 9. The water distribution system in the Bükk Mountains area [LÉNÁRT 2004, based on ORBÁN. 1992]

A legveszélyesebb, hogy a nyitott víznyelőkön keresztül bármilyen felszíni szennyezés – vegyszer, só, állati maradványok, mosó-és mosogató-szer stb. azonnal és csaknem teljesen tisztítatlanul a karsztvízbe kerül, s onnan több-kevesebb hígítás után a forrásokhoz, ill. fogyasztókhoz.

A területnek egy sajátos, bár közel sem a legfontosabb potenciális szennyezőforrása a barlangokon keresztül történő karsztvízszennyezés. A barlangkutatók a barlangok felülvizsgálatával, a szennyező anyagok felszínre szállításával, a veszélyek jelzésével rendkívül sokat tehetnek – tesznek – a karsztvízeink tisztaságának megőrzése érdekében. (Az 1998 óta rendszeresnek tekinthető barlangtisztasági-felülvizsgálatok pillanatnyi eredményét a II. táblázat mutatja be. LÉNÁRT-TAKÁCSNÉ 2002)

A Víz Keretirányelvől adódóan egy komoly kérdéssel is szembe kell néznünk. Alapkérdés lehet az, hogy a környezetet szennyezőket kényszerítsük, hogy ne szennyezzen (pl. ne használjon vegyszert, műtrágyát, szerves trágyát a területén, vigye el drágán a területéről a kommunális hulladékot, tisztítsa meg a helyszínen igen drágán az általa termelt szennyvizet stb.), avagy a víztermelőre bízunk, hogy tisztítsa meg a kitermelt vizet és természetesen sokkal drágábban adja vissza a felhasználóknak. Bár a tiszta

II. táblázat
Table II.

A barlangok szennyezés-vizsgálatának eredménye (LÉNÁRT-TAKÁCSNÉ, 2002)
The results of evaluation of the pollution of caves (LÉNÁRT-TAKÁCSNÉ, 2002)

A barlangok csoportosítása → A vizsgálat helyei ↓	Megismert barlangok száma [db]	A leírások alapján szükségtelen a további vizsgálat	Terepi felvétel - szükségtelen a további vizsgálat	Potenciálisan veszélyes barlang					Ténylegesen veszélyes barlang- Műszaki beavatkozás javasolt
						Javasolt felülvizsgálat			
				Összesen	Védőterületen	Évente	2-3 évente	4-5 évente	
Kácsi-sályi védőidom (1998)	52	46	---	6	2	4	0	0	0
Monosbél-Bélapátfalva-Szilvásvárad vélelmezett védőidom (1998)	88	80	---	8	3	5	0	0	0
Miskolci védőidom (1998)	561	444	30	84	5	20	22	37	3
Eger-Almár vélelmezett védőidom (2001)	130	110	14	6	0	0	0	6	0
Összesen	831*	680*	44	104*	10	29*	22*	43*	3

Megjegyzés: Az átfedő területek miatt a ténylegesen megvizsgált barlangok száma 761 db.

Comment: Because of the overlapping areas, the number of caves actually evaluated is 761

logika az első érvelést támasztja alá, a megnyugtató végeredményhez itt is sok pénz és komoly szemléletváltás szükséges.

Valószínű, hogy a Víz Keretirányelvnek a végrehajtása pont a gazdasági kérdések miatt lesz nehéz, hiszen nem szabad elfelejteni, hogy a pénz fölötti döntésben a mi területünket érintő szakmai kérdések csak egyik összetevői a döntési mechanizmusnak.

Etikai kérdések

Az etikai kérdések között a mindenki számára hozzáférhető, nyilvános, azonos adatok, a vízfelhasználók érdekérvényesítése, a vízzel kapcsolatos szakmai-társadalmi szervezetek működése, a területet ismerő barlangkutatók, túrázók stb. pozitív hozzáállása és a természeti értékeket bemutató létesítmények megléte a legfontosabb.

Az adatok hozzáféréseinek jogi háttere rendezett, az anyagi kevéssé. („Adatrendszerzési díj.”) Valamint az sem nyilvánvaló sokaknak, hogy az „ömlesztett, teljes” adatok a laikus, jóindulatú felhasználók számára nem segítséget, hanem félreértések forrását jelentik. Emiatt az adatok „birtokosainak” elemi érdeke-kötelessége mindenkinek olyan „személyre szóló” adatokat adni, amit meg is ért.

A szakmai-társadalmi szervek meglehetősen erősek mindkét oldalon, hiszen intézményi háttérrel bírnak. Ezzel szemben a civil szerveződések most kezdenek erősebben kialakulni (részben országon belül, részben határon átvívelően), amit az EU régiós szemlélete erősíteni fog. Ennek gazdasági okai is vannak, hiszen a vizsgált terület gazdaságilag jelentősen elmaradott.

A természeti értékeket bemutató tevékenységek közül a tanösvények, a kiépített barlangok, a Víz Világnapja alkalmából rendszeresen bemutatott víztermelő létesítmények, gépházak érdemelnek említést.

Következtetés

Az Európai Unió 2000/60/EC Víz(ügyi) Keretirányelve sok új feladatot jelent az Európai Közösség, ill. a csatlakozó országok vízgazdálkodása számára. A megfogalmazott feladatokat sok szempontból lehet megközelíteni. A környezet-gazdaság-etika szemszögéből látható, hogy a víz, és az azzal való gazdálkodás globális tényezővé vált, az eddiginél több szakma egymásra épülő eredményeit kívánja felhasználni.

Az eddigi hazai kutatási eredmények igen jó lehetőséget adnak a nemzetközi elvárások teljesítésére, egyben kötelezettséget a hazai vízpolitika döntéshozóinak a további munkák elvégzésére. A munkák elvégzésére a

vizsgált területen a szakmai potenciál rendelkezésre áll, a gazdasági feltételeit viszont meg kell teremteni, ill. a meglévőt tovább kell fejleszteni.

IRODALOM

2000/60/EK IRÁNYELV (2000): Az európai közösségi intézkedések kereteinek meghatározásáról a víz politika területén. - Európai Parlament és Tanács, 2000. október 23. Brüsszel.

BARRAQUE, B. J. (2003): The European Water Framework Directive (2000/60 EC): Background and issues in perspective. Implementing transboundary river conventions. Porto University and Colorado State University, July 2003. p. 47-63, Lisbon

BARTUS E. – LÉNÁRT L. – BUDAY G. – GYULAI I. – HELLEBRANDT M. (1982): Aggteleki Tájvédelmi Körzet Bioszféra Rezervátum. - OKTH, Budapest

BOLNER-TAKÁCS, K. – SZÉKELY, K. (1995): Caves of Aggtelek Karst and Slovak Karst a Part of the World Heritage. - Budapest

BÖCKER T. – VECSENYÉS GY. (1983): Miskolc vízellátására foglalt karsztforrásai védőidomának víz- és környezetvédelmi atlasza. - Hungalu, Budapest.

GASZTONYI É. – HOLLÓ S. (2004): A Bükk védendő földtani értékei c. előadás. MAB-MÁFI-ME-BNP-MFT. Miskolc, 2004. április 15.

GUNN, J. [ed.] (2004): Encyclopedia of Caves and Karst Science. Fitzroy Dearborn New York London.

HAKL, J. – LÉNÁRT, L. – SOMOGYI, GY. (1989): Time integrated radon measurements performed in karstic well water. ATOMKI Report. Contributions to the 10th International Congress of Speleology, Budapest, August 13-20, p. 31-36, Debrecen.

HAVAS L. [szerk.](1995): Távlati vízbázisok biztonságba helyezésének programja. A bükki és az É-borsodi karsztrendszer földtani-vízföldtani és szimulációs modellje. BKMI, Budapest.

HEVESI A. – KOCSIS K. (2003): A magyar-szlovák határvidék földrajza. Lilium Aurum, Dunaszerdahely.

HOLLÓ GY. (2003): A Víz Keretirányelv hazai alkalmazása. MHT előadás, Szolnok.

<http://www2.unesco.org/>

HUNGARIAN-SLOVAKIAN JOINT COMMISSION ON TRANSBOUNDARY WATERS (2001): Transboundary Groundwater Karst Aquifer Aggtelek-Slovenský Kras. Report No 1. Inception Report.

- JETEL, J.* (2004): Grading exploitable groundwater amount into the maximum (natural), really exploitable and proved amounts = Podzemná Voda, Ročník X. č. 1/2004. p. 35-42.
- JUHÁSZ J. – LÉNÁRT L.* (1993): Kutatási zárójelentés a Bükk hegység területének egységes észlelőhálózat kialakítása és folyamatos vízkészletmeghatározása előkészítő munkáiról. ÉVIZIG megbízás.
- KULLMAN, E. – MALIK, P. – PATSCHOVÁ, A.* (2004): Transposition of the Water Framework Directive 2000/60/EC and its impact on groundwater assessments in Slovakia = Podzemná Voda, Ročník X. č. 1/2004. p. 6-13.
- LÉNÁRT L. – SZABÓ A. – SZACSURI G.* (2002): A bükki karsztvízszint-észlelő rendszer. A bükki karsztvízkutatás legújabb eredményei c. konferencia. Miskolc, 2002. 01. 24-26. Karsztvízkutatás Magyarországon II. p. 36-62. Miskolc.
- LÉNÁRT L. – TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (2002): A Bükk barlangjainak a vízminőség veszélyeztetés szerinti csoportosítása. A bükki karsztvízkutatás legújabb eredményei c. konferencia. Miskolc, 2002. január. 24-26. Karsztvízkutatás Magyarországon II. p. 87-101. Miskolc.
- LÉNÁRT L. – TOMETZ, L. – ZACHAROV, M. – SASVÁRI, T.* (2004): A fenntartható karsztvízhasználat néhány kérdése a Szlovák Karszt, az Aggteleki Karszt és a Bükk vizsgálatánál. XI. Konferencia a felszín alatti vizekről. Balatonfüred, 2004. március 24-25.
- LÉNÁRT L.* (1978): Adatok a karsztos beszivárgás vizsgálatához a Létrási-Vizes-barlangban (Magyarország, Bükk-hegység) végzett csepeghésmérések alapján. Nemzetközi Karszthidrológiai Szimpózium, Budapest, 1978. MKBT-MFT-MMT kiadvány, I. p. 50-64.
- LÉNÁRT L.* (1992-2004): A Bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet meghatározásának módszere I-XIII. Miskolci Vízművek Rt, Észak-magyarországi Regionális Vízművek Rt, Heves megyei Vízművek Rt, Mezőkövesdi VG Rt, Smaragd GSH-Kft megbízás.
- LÉNÁRT, L.* (1997): Karst water level measurement of Bükk mountains and its application in nature conservation. Symposium of Research, Conservation, Management. Aggtelek-Jósvafő, May 1-5, 1996. Vol. I. p. 75-82.
- LÉNÁRT L.* (2004): A Bükkben keletkezett kitermelhető melegkarsztvízkészlet meghatározásának módszere I. Miskolci Vízművek Rt megbízás.
- LÉNÁRT L.* (2004): A bükki karszt vízkincse (Gondolatok a társadalmi és ökológiai vízkészletek értékének megállapításához). Szakmai konferencia a Víz Világnapján. Miskolci ÖKO-kör. p. 26-37. Miskolc.
- LÉNÁRT L.* (2004): A bükki karsztvízszint-észlelő rendszer és eredményei 1992 – 2004 között = Körkép, XVI. évf. I-II. negyedév, 1. szám, p. 5-9.

- LÉNÁRT, L. – PÁPAI, Z. (2000): Investigations and measurements supporting the sustainable water resource management of the Bükk-region. CERECO 2000. The 3rd International Conference on Carpathian Euroregion, May, 21-24, 2000. Miskolc. p. 208-215.
- LÉNÁRT, L. – TOMETZ, L. (2004): Utilization of „3E's“ model (economics-environment-ethics) for sustainable karst water resources management at the boundary of Aggtelek and Slovak National Park = Podzemná Voda, Ročník X. č. 1/2004. p. 60-69.
- LIEBE P. [COMPILED BY] (2002): Guide Groundwaters in Hungary. Ministry of Environment and Water, Budapest.
- MÁRTON, P. – ROZLOŽNÍK, L. – SASVÁRI, T. (1991): Implications of secondary magnetizations from the Silica nappe, Slovakia. Geophysical Journal International, Oxford, Boston, Melbourne, Vol.107, p. 67-75.
- PADOS I. [szerk.] (2003): Az ÉVIZIG 50 éve: szolgálat. Miskolc, 2003.
- SASVÁRI, T. (1988): Podzemná hydraulika a fyzika vrstvy. VŠT BF Košice,
- SASVÁRI, T. (1999): A Szádelői völgy. HUNGEOTOP – GEO 99, Exursion guide, Magyarhoni Földtani Társulat, Bpest, 1999 augusztus, s. p. 7-8.
- SAVANYÚ K. – JUHÁSZ J. – LÉNÁRT L. (1986): Dél-bükki karsztforrások védőidom-vizsgálata = NME Közl., I. sor., Bány., 33. 1-4. p. 15-24. Miskolc
- SOMLYÓDY L. (2002): A hazai vízgazdálkodás stratégiai kérdései. MTA, Budapest
- SOMODY A. – LÉNÁRT L. (2002): A Recski Ércbányában történő vízfelengedés és a bükki karsztvízszint változás együttes vizsgálata. FAV, IX. konf., Balatonfüred, 2002. március 19-20.
- SOMOGYI, GY. – LÉNÁRT, L. (1986): Time-integrated radon measurements in spring and well waters by track technique = Nuclear Tracks, 12. 1-6. p. 731-734.
- SZABÓ L. ÉS TÁRSAI (1966): Összefoglaló jelentés a felsőanizuszi mészkőréteg Lillafüred-Jávorkút közötti szakaszának karszthidrológiai kutatásáról. Az MHT Borsodi Szerv. Karszt és Karsztvízkut. Szako. Miskolc
- SZABÓ, S. – TOMETZ L. (1999): Hodnotenie kvality podzemnej vody náplavov Hornádu v južnej časti Košickej Kotliny. Acta Montanistica Slovaca, 4/1999, roč. 4, s. p. 253-260.
- TOMETZ, L. (1999): Návrh metodiky pre stanovenie miery zraniteľnosti horninového prostredia a podzemnej vody vplyvom prevádzky ropovodu. Zborník prednášok z medzinárodnej konferencie Environmentálna geológia, Herľany, 6-7. November 1999. s. p. 110-116.
- TOMETZ, L. – KOVAŘÍK, K. – DRAHOŠ, M. (1997): Optimálne podmienky využívania a ochrana vodného zdroja Boľany. Podzemná voda III.=1997. č.2., SAH Bratislava, s p. 76-84.

- TOMETZ, L.* (1999): Migrácia ropného znečistenia v podmienkach hydrogeologickej štruktúry Veľkej scaly (Slovenský kras). Zborník prednášok z medzinárodnej konferencie Výskum, ochrana a využívanie jaskýň, 16-19. November 1999, Demänovská dolina (v tlači).
- TOMETZ, L.* (2000): Evaluation possibilities of rock hydraulic properties in conditions of the Slovak Karst south-west part. *Acta Carsologica Slovaca*, vol.38, Liptovský Mikuláš, p. 39 – 53
- TOMETZ, L.* (2004): Hydrogeologické zaujímavosti Moldavskej kotliny a Jasovskej planiny. Edičné stredisko / AMS, Fakulta BERG Technická univerzita v Košice.
- TOMETZ, L.* (2002): Utilization of geohydraulic parameters for evaluation of impact of construction and function of D1 highway on vulnerability of groundwater in the section between Košice and Michalovce. 2002.
- URAY ZS.* (2002): Az ökológiai vízigény meghatározásának problémái a 2000/60/EK irányelv tükrében. A bükk karsztvízkutatás legújabb eredményei c. konferencia. Miskolc, 2002. január. 24-26. Karsztvízkutatás Magyarországon II. p. 111-113. Miskolc.
- VOJTILLA L.* (2002): A miskolci karsztvíztermelés és stratégiai céljai. A bükk karsztvízkutatás legújabb eredményei c. konferencia. Miskolc, 2002. január. 24-26. Karsztvízkutatás Mon II. p. 122-132. Miskolc.
- ZACHAROV, M.* (2000): Geological structure of the Eastern part of Slovak Karst and its influence on the endokarst genesis. *Acta Carsologica Slovaca*, vol.38, Liptovský Mikuláš, p. 7 – 17.
- ZACHAROV, M.* (2001): Environment geological research of Silica Plateau - a global evaluation of sensitivity of rocks and vulnerability of the rock environment. *Acta Mont. Slovaca*, vol.6, 3, Košice, p. 243 – 252.

CÉLSZERŰEK-E ÚJ TERMÁLKARSZTVÍZ KIVÉTELEK A BÜKK ELŐTERÉBEN?

LÉNÁRT LÁSZLÓ¹ - TIBOR SASVÁRI²

¹Miskolci Egyetem, Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Tanszék

²Kassai Műszaki Egyetem, Teleptani és Alkalmazott Geológiai Tanszék

Abstract: Under the surface of the Carpathian Basin, a wide, covered carbonate rocks expanding from the Drava to the Bodrog, which majority is a thermal karst water reservoir. Its northmost ranges reach today's Aggtelek Karst and Slovak Karst, once called the Gömör-tornai-karst. This thermal water reservoir is being directly exploited through springs and wells in Miskolc, Kács, Bogács, Mezőkövesd, Eger, Egerszalók, Sajóhidvég. The water mostly being used for bathing and medicinal purposes, other usage is rare: ecological exploitation and spectacularity purposes in Egerszalók and Kács. The thermal water usage is in strong progress in Hungary, thanks to the financial support system of the present-day government. Only in this area dozens are wishing to drill new wells in order to supply swimming pools, motels and other accommodations with hot water. The research that has been going on for a long time clearly show that the amount of water presently exploited is the maximum that should be allowed. Should greater amount of water be exploited than it is being exploited now, even if it is only a few percent more, that would result in irreversible damage to the thermal karst system. Such damage would have unforeseen consequences for the thermal bathing culture of the Bükk.

Bevezetés

A Kárpát-medencében a Drávától a Bodrogig egy nagyterjedésű, felszín alatti, eltemetett karbonátos összlet húzódik, mely jelentős részében termálkarsztos víztároló. (BÖCKER 1977, JAKUCS 1977, KARÁTSZON 2000, TOMETZ 2004) Ennek legészakibb vonulatai eléri a ma Aggteleki-karszt és Szlovák-karszt néven ismert egykori Gömör-Tornai Karsztot is.

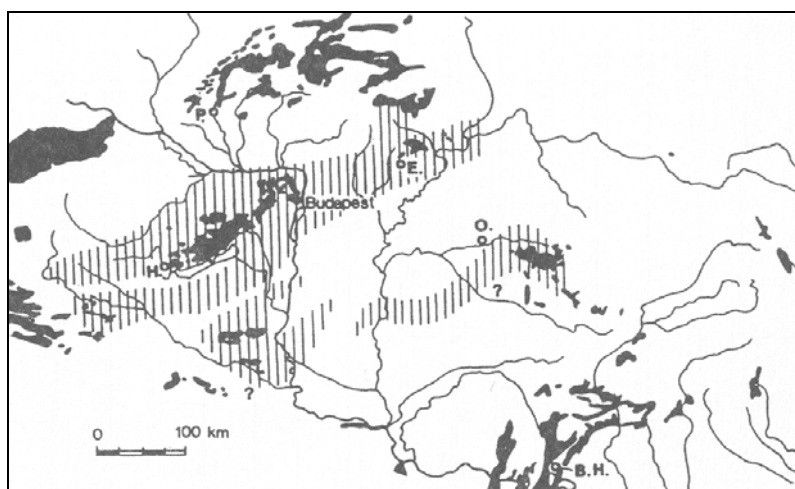
A fedett karszt kiterjedéséről, összefüggéseiről, pontos helyéről a szakma véleménye erősen megoszlik. Az áttekinthetősége és egyszerűsége miatt az 1. ábrán megadott, határozott vonalakkal le sem zárt vázlatot a továbbiakban jó kiindulási alapnak tekintjük. Megjegyezzük, hogy a térkép egyéb részeire vonatkozó értékelésével jelen dolgozat keretében nem kívánunk foglalkozni.

Az áramlási viszonyok vizsgálata

A nyílt és fedett karsztban történő áramlási viszonyok mindig is a karsztkutatók középpontjában voltak. Különösen érdekes ez a kérdés a törmelékeny üledékek és a karsztok találkozásánál. A kiemelt hegység és a karsztvizeket

visszaduzzasztó törmelékes összlet határán sok esetben hideg, langyos vagy meleg karsztforrások lépnek a felszínre.

A meleg karsztforrások részben barlangokon keresztül látnak napvilágot, pl. a miskolctapolcai Tavas-barlangban. De az már régebben feltűnt egyeseknek, hogy a ma már inaktív forrásbarlangok kialakulásában erősen valószínűsíthető az alulról feltörő meleg vagy langyos vizek szerepe (PÁVAI 1930).

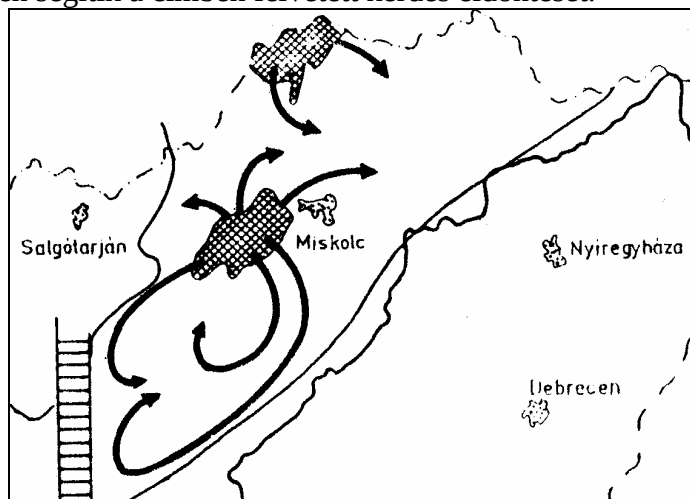


1. ábra. Nyílt (fekete) és fedett (sraffozott) karsztok a Kárpát-medencében (KARÁTSZON, 1998)
Fig 1. Open (black) and covered (shaded) karsts in the Carpathian Basin (KARÁTSZON, 1998)

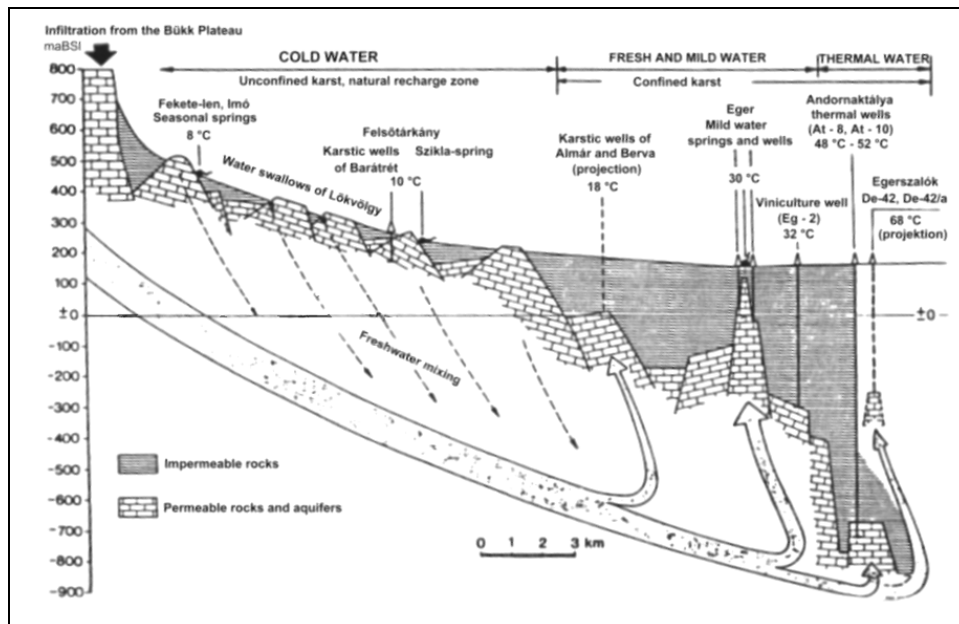
A vízmérleg vizsgálatok, valamint a fúrásos kutatások eredményei a hegységek felől a törmelékes összlet felé komoly vízátadást valószínűsítettek. Ezt a vízmozgást eredendően a hegységben összegyülekező vízből származó tetőhelyzeti és megcsapolási helyzeti karsztvízszint nyomáskülönbsége vezérli. A kiterjedt bükk-i karsztvízszint monitoring adatai egyértelműen ezt az elképzelést támasztják alá (LÉNÁRT 2004). (A magyarországi általános geotermikus viszonyokat, a karsztvíz felmelegedésének okait most nem vizsgáljuk, a hévíztermelés – termálvíztermelés – lehetőségét adott ténynek tekintjük.)

A lehetséges áramlási irányok kijelölése Észak-Magyarországon meglehetősen régen megtörtént. BÖCKER (1977) jól meghatározott, bár feltételezett irányokról ír, azokon belül típusokat is elkülönít (2. ábra). (Jelen dolgozatban nem vizsgáljuk az eredeti, teljes ábrának a dunántúli, erősen vitatott részét, mivel azzal a területtel nem foglalkozunk.)

Bár a magyarországi karsztos tárolórendszerek sokirányú vizsgálata számunkra ismert, csak azokkal és olyan mértékig foglalkozunk, amelyek közérthetően segítik a címben felvetett kérdés eldöntését.

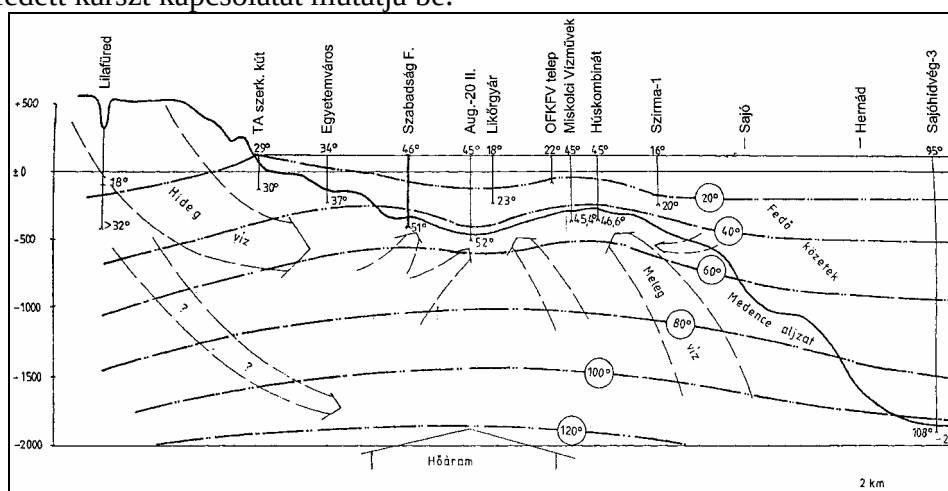


2. ábra. A karsztvíz feltételezett áramlási irányjai Észak-Magyarországon (BÖCKER, 1997) (vízszintes vonalozás (1): feltételezett vulkanikus zóna; hálózatos vonalozás (2): nyíltkarszt; vékony vonal (3): fedett karszt határa)
Fig 2. Map of supposed flow system of karst water. (BÖCKER, 1977) ((1): Supposed zone of volcanic; (2): Carbonate rocks on the surface; (3): Boundary of carbonate rocks under the surface)



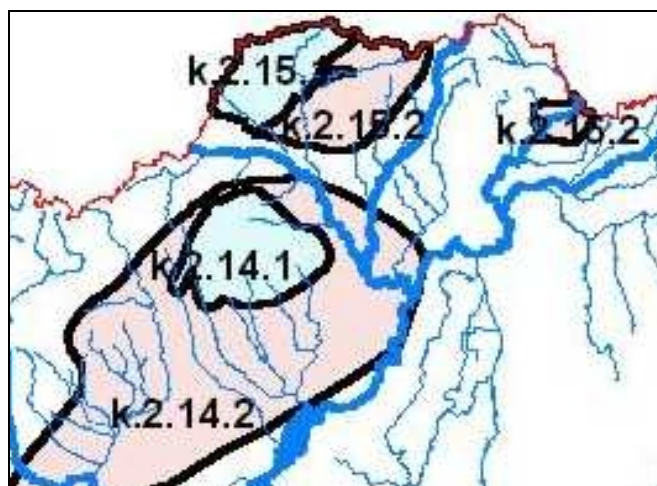
3. ábra. Az Eger környéki termálkarsztrendszer vázlata (SCHEUER. nyomán IZÁPY, ill. SÁRVÁRY, 1992)
Fig 3. The sketch of thermal karst system in Eger area
(IZÁPY. and SÁRVÁRY, 1992, based on the findings of SCHEUER.)

A Bükk és előterének vizsgálata szintén meglehetősen régen kezdődött. SÁRVÁRY (1992) az Eger környéki (3. ábra), SZLABÓCZKY 1974-es munkáját felhasználva GÖRÖG (2003) a Miskolc környéki (4. ábra) nyílt és fedett karszt kapcsolatát mutatja be.



4. ábra. A Miskolc környéki termálkarsztrendszer vázlata (SZLABÓCZKY, 1974 nyomán, új adatokkal kiegészítve GÖRÖG, 2003)

Fig 4. The sketch of thermal karst system in Miskolc area (Based on the findings of SZLABÓCZKY, 1974 , completed with new data by GÖRÖG, 2003)



5. ábra. Felszín alatti víztestek az ÉK-magyarországi régióban (Simonffy Z., 2003. nov. 13.) (Jelmagyarázat: K2.14.1. Bükk hegység, nyíltkarszt; K2.14.2. Bükki termálkarszt; K2.15.1. Aggteleki-karszt, K2.15.2 Aggteleki termálkarszt; K2.16.2 Sárospataki termálkarszt)

Figure 5. Underground water bodies in the region of Northeast Hungary (Legend: K2. 14.1.Mountain Bükk, open karst; K2. 14.2. Mountain Bükk, thermal karst; K2. 15.1. Aggtelek Karst; K2. 15.2. Aggtelek thermal karst; K2.16.2.Thermal Karst of Sárospatak)

Az egymással szorosan összefüggő hideg- és termál karszt – gyakorlatilag a nyílt és fedett karszt rendkívül szoros kapcsolatát (BÖCKER-VECSERNYÉS 1983, BERNÁTH és tsai 1992, SÁRVÁRY 1992, HETELENDI és tsai 1994, LÉNÁRT 1995, TOMETZ 2000, ZACHAROV 2000, ZACHAROV-TOMETZ 2001, SOMODY-LÉNÁRT 2002, SMARAGD 2003) – egyértelműen figyelembe veszi SIMONFFY (2003) is (5. ábra), aki a Víz Keretirányelv alkalmazásának megfelelően a (karsztos) víztestek kijelölését végzi Magyarországon.

Ezt a termálkarsztos víztárolót – közvetlen formában – Miskolcon, Kácson, Bogácson, Mezőkövesden, Egerben, Egerszalókon, Sajóhídvégen csapolják meg forrásokon, ill. mélyfúrású kutakon keresztül.

A Szlovák-karszton Drienovec környékén 15 °C-t elérő források ismertek. (TOMETZ 2004)

A karsztvíztermelés vizsgálata

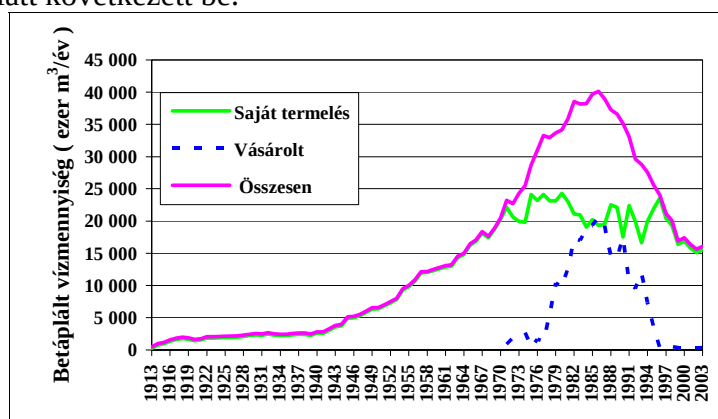
A bükki karsztvíztermelés súlypontja Miskolc. Egyrészt a régióban itt a legnagyobb lélekszámú a lakosság, másrészt a jelentős források itt fakadnak legalacsonyabb tengerszint feletti magasságban. Miskolcon 1913 óta van közütemi vízellátás, kezdetben a tapolcai forrás csoport hideg tagjaira alapozva (6. ábra). Az ábrán jól látható, hogy a város kb. az 1960-as évek végéig „önellátó” volt, a karsztforrásainak az igénybevételel ki tudta elégíteni a felmerült vízigényeket. Ezután szükségessé vált a Sajó-Hernád kavicssterasz vizének az átvétele egészen 1995-ig, amikor a fogyasztás olyan mértékűre csökkent, hogy arra már nem volt igény. (A csőhálózat „üzemképes” állapotban való tartásához van egy minimális vízvásárlás, de az nem számot tévő.) Ma Miskolc vízfogyasztása az 1960-as évek eleji mértékű!

A teljes Bükkre vonatkozó víztermelést az utóbbi 11 évre a 7. ábrán mutatjuk be. A csúcsfogyasztás 1996-ban volt, az utolsó 3 évben gyakorlatilag stagnál, ill. minimálisan emelkedik mindössze (LÉNÁRT 2002, 2004).

Az összes karsztvíztermelésen belül nem ennyire megnyugtató a hévíz (termálvíz) termelése. A 8. ábrán az egész Bükkre vonatkozó értékeket közöljük az utóbbi 11 évre vonatkozóan azzal a megjegyzéssel, hogy mérési pontatlanságok, adatszolgáltatási hiányosságok miatt a megadott mennyiségnél mintegy 8-10 %-al többre kell becsülnünk a kivett (felszínre emelkedő) termálvíz mennyiségét (LÉNÁRT-SZŰCS 2004).

A felhasználás változása a karsztra további problémákat jelenthet. Az időszakos termelés egyrészt lehetőséget teremt a réteghőmérséklet „regenerálódására”, másrészt komoly veszélyt jelent, ha a termelők túlértékelik a regenerálódás lehetőségét. Az ingadozás illusztrálására mutatjuk be a 9.

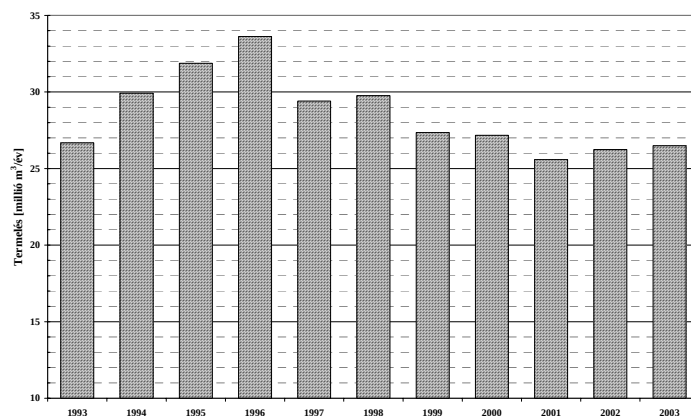
ábrát, melyen a havi melegkarsztvíz termelést tüntettük fel. Az jól látszik, hogy az éven belüli ingadozások jelentősen csökkentek, de ez inkább az alacsonyabb termelési értékek növekedése, semmint a csúcsok jelentős csökkenése miatt következett be.



6. ábra. Miskolc ivóvízfelhasználása a termelési adatok alapján 1913-tól.

(MIVÍZ Rt. adatok, 2004) (Saját termelés; Vásárolt; Összesen)

Fig 6. Drinking water usage of the city of Miskolc since 1913, based on the production data
(Data of Mivíz Rt., 2004) (Own production, Purchased, Total)



7. ábra. A Bükkből történő karsztvíztermelés

(Termelői és hatósági adatok alapján LÉNÁRT, 2004.)

Fig 7. The karst water exploitation from the Mountain Bükk
(Based on production and authority data LÉNÁRT, 2004)

A felhasználás mindenütt fürdési, ill. gyógyászati célokra történik, egyéb (pl. látványnövelés Egerszalókon, ökológiai vízkivétel Kácson) csak elvétve jelenik meg.

Magyarországon a termálvíz (hévíz) használat erősen fellendülőben van, köszönhetően a jelenlegi állami támogatási rendszernek. Csak ezen a területen tucatnyi azoknak a száma, akik új kutakat kívánnak fúrni, strandok, lakóparkok, panziók melegvízzel való ellátására. (Sokan még azt is vállalnák, hogy az igen nagy létesítési kockázatú termálkutakat saját költségükön lefúratnák – egy jövőbeni, jelentős pályázati összeg reményében. Sajnos a mai magyar jogi szabályozás olyan, hogy a legnyilvánvalóbban káros új kút lefúrását is igen nehéz a hatóságoknak megakadályozni.)

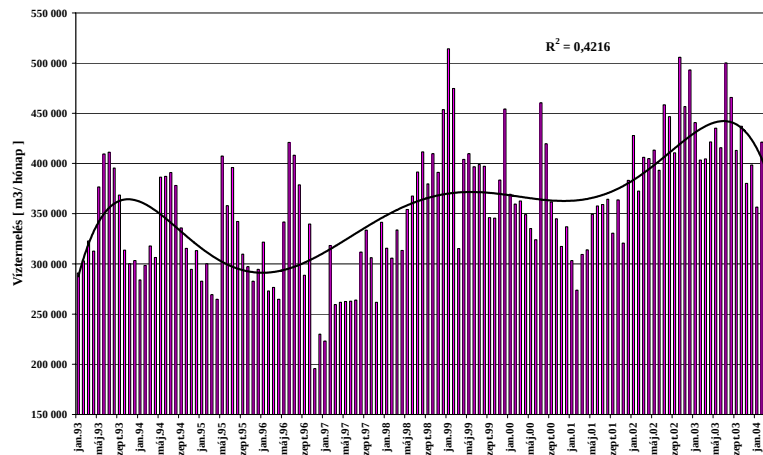
A legfontosabb kérdés a területen az, hogy a termálkarsztrendszer elbírja-e (elbírná-e) a megemelt terhelést, ill. az újonnan belépni szándékozók vízigénye kielégíthető-e a rendszer sérülése nélkül? És egyáltalán milyen sérülésekkel kell túltermelés esetén számolni?



8. ábra. A Bükkből történő termálkarsztvíz-termelés
(Termelői és hatósági adatok alapján LÉNÁRT, 2004.)
Fig 8. The thermal karst water exploitation from the Mountain Bükk
(Based on production and authority data LÉNÁRT, 2004)

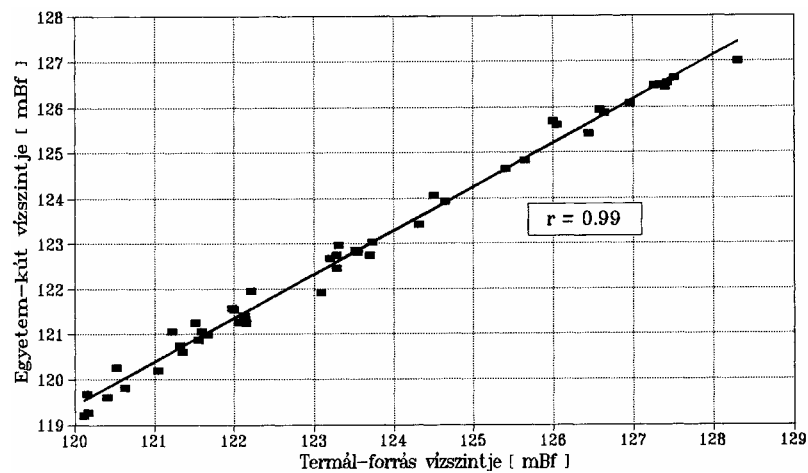
A miskolci termálkutak és a tapolcai Termál-forrás kapcsolatát már az 1960-as évek közepén kimutatták. (KEREKES-SZPIRIEV 1964, KESSLER 1964, KESSLER-IHRING 1964) Azóta egyre gyűlenek az egymásra hatást bizonyító adatok, bár van ellenvélemény is. (Ezeket hivatalos körökben kevéssé szokták komolyan venni, de a nem teljesen egyértelmű

jogi szabályozás miatt az ő véleményük sokszor sokkal erőteljesebben jelenik meg.)



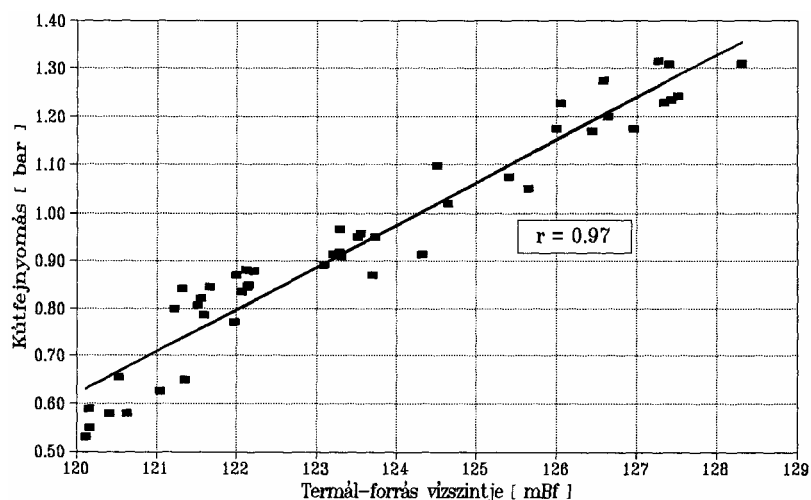
9. ábra. A Bükkből történő termálkarsztvíz-termelés havi megoszlása
(Termelői és hatósági adatok alapján Lénárt L., 2004.)

Figure 9. The thermal karst water exploitation from the Mountain Bükk – distribution by month
(Based on production and authority data L. Lénárt L, 2004)



10. ábra. Az egymástól mintegy 2 km-re lévő Termál-forrás és Egyetemi-kút vízszintjeinek kapcsolata 1991-1995 között (Lénárt L., 1995)

Figure 10. The connection between the water levels of the Egyetemi-well and Termál-spring (distance 2 km) between 1991 and 1995 (L. Lénárt, 1995)



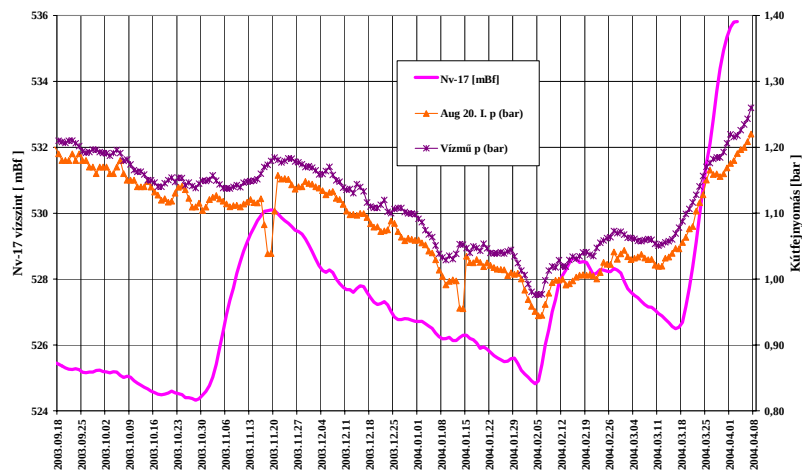
11. ábra. Az egymástól mintegy 9 km-re lévő Termál-forrás vízszintjének és a Vízmű-kút kútfejnyomásának a kapcsolata 1991-1995 között (LÉNÁRT, 1995)

Fig 11. The connection between the water levels of the Vízmű-well and Termál-spring (distance 9 km) between 1991 and 1995 (LÉNÁRT, 1995)

A Miskolci Egyetem mérései 1991-1995 között szintén az egyértelmű, szoros kapcsolatot bizonyították, (BERNÁTH et al. 1991, LÉNÁRT 1995), ezt a miskolci termálkutakon megkezdett folyamatos kútfejnyomás és víz hőmérséklet mérések 2003-ban megerősítettek (10-12. ábrák).

Távolabbi termálvíztermelő létesítmények egyértelmű kapcsolata, ill. a Bükk termálvízrendszerének túltermelése mellett foglalt állást több szerző több alkalommal is (IZÁPY-SÁRVÁRY 1992, LORBERER et al. 1977, LORBERER 2002)

A termálvízkészletek és a meglévő termelők érdekeinek védelme érdekében megkezdődtek a bükki termálkarsztvíz-rendszer egyes részeire vonatkozó védőidom kijelölések. Az első Bogács esetében készült el 2003-ban, és jelenleg a hatósági kijelölés fázisában van az egerszalóki De-42 és De-42/a kutak védőidoma is. A jelen jogi és gazdasági állapotoknak megfelelő termálkarsztos védőidom kutatási munkáinak megindítása Miskolcon is rövidesen várható. Erre annak ellenére szükség van, hogy 1989-ben már megtörtént az akkori előírásoknak megfelelő védőidom kijelölése miskolci vízműforrásokra vonatkozóan, és az már rendkívül előremutatón a nyomás alatti (zárt) termálkarszt védelmére külön védőidom-részt jelölt ki.



12. ábra. A Nagyfennsíkón lévő Nv-17 (=Nv-8) karsztvízszint figyelő kút vízszintje, a Selyemréti fürdő I. sz. kút, valamint a Vízmű-kút kútfejnyomásainak alakulása (LÉNÁRT, 2004)

Fig 12. The water level of the Nv-17 (=Nv-8) karst water monitoring well, located on the Nagyfennsík (Great Plateau), pressure changes in the No.1. well at Selyemréti fürdő and in the Vízmű-well (LÉNÁRT, 2004)

Az újabb kutatási, termelési eredmények és a jogi-gazdasági környezet megváltozása miatt a védőidom korszerű megfogalmazása viszont elengedhetetlen.

Következtetés

Az összesített vélemények szerint a bükki termálkarsztvíz termelés ma már elért egy olyan szintet, amely fölötti újabb termelés már a teljes rendszer biztonságát veszélyezteti. Ez azt jelenti, hogy egyrészt a meglévő termelők vízkivételeinek az átgondolása célszerű a további fejlesztéseiknél. Másrészt újabb termelők belépésére csak akkor szabad lehetőséget adni, ha minden kétséget kizáróan bebizonyosodik, hogy az újabb termálkarsztvíz kivételek nem okoznak megengedhetetlen hőmérsékletcsökkenést, hozamcsökkenést, vízszint- vagy nyomáscsökkenést.

IRODALOM

BERNÁTH M. – LÉNÁRT L. – ORBÁN J. (1992): A Miskolc-tapolcai Termál-forrás és az egyetemi karsztfúrás kapcsolata. X. Országos Vándorgyűlés, Szeged, 1992. szeptember 7-8. MHT kiadvány, III. p. 35-42. Szeged

- BERNÁTH M. – LÉNÁRT L. – ORBÁN J.* (1992): Miskolci melegvízű karsztfúrások és kutak kapcsolata. A Bányamérnöki Kar kutatási eredményei. Miskolc, 1992. június 26-27. ME-OMBKE kiadás, p. 167-172. Miskolc
- BÖCKER T. – VECSENYÉS GY.* (1983): Miskolc város vízellátására foglalt karsztforrások védőidomának víz- és környezetvédelmi atlasza. Hungalu, Budapest
- BÖCKER, T.* (1977): Economic significance of karst water research in Hungary - Karszt és Barlang Special Issue, 1977. p. 27-30
- GÖRÖG ZS. (tervező)* (2003): Elvi vízjogi engedélyezési terv a Miskolc-tapolcai tervezett termálvíz termelő kút kialakításához. Golder Associates (Hungary) Kft. 2003. okt. Budapest
- HERTELENDI, E. et al.* (1994): Environmental isotope study of karst systems. ISOKARST '94 Hydrogeological Aspects of Groundwater Protection in Karstic Areas. University of Miskolc, p. 36-179.
- IZÁPY G. – SÁRVÁRY I.* (1992): Tájékoztató a karsztos termálvizek állapotáról. Miskolc-tapolca, Mezőkövesd. VITUKI, Budapest.
- JAKUCS, L.* (1977): Genetic types of the Hungarian Karst - Karszt és Barlang Special Issue. p. 3-18.
- KARÁTON D. (szerk.)* (1998): Pannon enciklopédia. Kertek, Bpest
- KEREKES S. – SZPIRIEV B.* (1964): Miskolc, „Augusztus 20” fürdő termálkút hidrodinamikai vizsgálata. Országos Vízkutató és Fúró Vállalt, Budapest, 1964 szeptember 9.
- KESSLER H. – IHRING D.* (1964): Jelentés a miskolc-tapolcai termálfürdő területén végzett kutatófúrásokról. VITUKI, Budapest, 1964. március 16.
- KESSLER H.* (1964): Jelentés a Miskolc-Tapolca-i fürdőforrások elapadásával kapcsolatban végzett vizsgálatokról. VITUKI, Budapest, 1964. szept. 29.
- LÉNÁRT L. – SZABÓ A. – SZACSURI G.* (2002): A bükki karsztvízszint-észlelő rendszer. A bükki karsztvízkutatás legújabb eredményei c. konferencia. Miskolc, 2002. január. 24-26. Karsztvízkutatás Magyarországon II. p. 36-62. Miskolc.
- LÉNÁRT L. – SZŰCS P.* (2004): A Golder Associates (Magyarország) Kft által Miskolctapolcán, a 45575/11 hrsz. ingatlanra tervezett termálkút várható hatása a tapolcai nyílttükű karsztvízbázisra és a miskolci fedett termálkarsztra. Miskolci Vízművek Rt megbízás.
- LÉNÁRT L. – TOMETZ, L. – ZACHAROV, M. – SASVÁRI, T.* (2004): A fenntartható karsztvízhasználat néhány kérdése a Szlovák Karszt, az Aggteleki Karszt és a Bükk vizsgálatánál. XI. Konferencia a felszín alatti vizekről. 2004. március 24-25. Balatonfüred.

- LÉNÁRT L.* (1995): Üzemi jellemzők vizsgálata a miskolci melegvizű kutakban IV. Miskolci Vízművek megbízás.
- LÉNÁRT L.* (2004): A Bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet meghatározásának módszere XIII. Miskolci Vízművek Rt, Észak-magyarországi Regionális Vízművek Rt, Heves megyei Vízművek Rt, Mezőkövesdi VG Rt, Smaragd GSH-Kft, Misk. Egy. megbízás.
- LÉNÁRT L.* (2004): A Bükkben keletkezett kitermelhető melegkarsztvízkészlet meghatározásának módszere I. (A miskolci műszertelepítés és a 2002. 08. 28. - 2004. 01. 01. közötti mérési eredmények értékelése.) Miskolci Vízművek Rt megbízás.
- LÉNÁRT L.* (2004): A bükki karszt vízkincse (Gondolatok a társadalmi és ökológiai vízkészletek értékének megállapításához). Szakmai konferencia a Víz Világnapján. Miskolci ÖKO-kör. p. 26-37. Miskolc.
- LÉNÁRT L.* (2004): A bükki karsztvízszintészlelő rendszer és eredményei 1992 – 2004 között - Körkép, XVI. évf. I-II. negyedév, 1. szám, p. 5-9.
- LORBERER Á.* (2002): Hévízkészleteink és idegenforgalmi-balneológiai hasznosításuk - Magyar Geotermális Egyesület kiadványa, 2002.
- LORBERER-SZENTES, I.-LORBERER, Á.-MAUCHA L.* (1997): Hydrogeological research of karstic aquifers in Hungary. Hydro-petro-geology and Hungary a field trip across the country August 10-22, 1997. p. 129-159. Excursion guide. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest.
- PÁVAI VAJNA F.* (1930): A forró oldatok és gázok-gőzök szerepe a barlangképződésben - Hidrológiai Közlöny, 21. 1930. p. 115-122.
- SÁRVÁRY I.* (1992): Az utánpótlódó készleteket meghaladó karsztvíztermelés a Bükk-hegységben. A Bükk karsztja, vizei, barlangjai konferencia, ME, 1992. május 28-30. p. 159-166. Miskolc
- SÁRVÁRY I.* (1992): Környezeti izotóp-vizsgálatokból levonható következtetések a Bükk-hegység területén. A Bükk karsztja, vizei, barlangjai konferencia, ME, 1992. május 28-30. p. 235-244. Miskolc
- SIMONFFY Z.* (2003): A felszín alatti vizek fenntartható használata. Az EU Víz-Keretirányelv követelményei. Felszín alatti vizeink kutatása, feltárása, hasznosítása és védelme I. X. Konferencia. Balatonfüred
- SIMONFFY Z.* (2003): Szóbeli közlés, 2003. november 13., Budapest
- SMARAGD-GSH KFT* (2003): Egerszalók De-42 (K-7; 9-2) és De-42/a (K-7; 9-84) hévízkutak védőidomának meghatározása. Budapest, 2003. november 30.
- SOMODY A. – LÉNÁRT L.* (2002): A Recski Ércbányában történő vízfelengedés és a bükki karsztvízszint változás együttes vizsgálata. FAV, IX. konf., Balatonfüred, 2002. március 19-20.

- SZLABÓCZKY P.* (1974): Karsztvíz tározó rendszer termohidraulikai vizsgálata Miskolc környéki adatok alapján - Hidr. Közl. 54. 11. p. 516-523.
- TOMETZ, L.* (2000): Evaluation possibilities of rock hydraulic properties in conditions of the Slovak Karst south-west part. Acta Carsologica Slovaca, vol.38, Liptovský Mikuláš, p. 39 – 53.
- TOMETZ, L.* (2004): Hydrogeologické zaujímavosti Moldavskej kotliny a Jasovskej planiny. Edičné stredisko / AMS, Fakulta BERG Technická univerzita v Košice, 2004.
- ZACHAROV, M.* (2000): Geological structure of the Eastern part of Slovak Karst and its influence on the endokarst genesis. Acta Carsologica Slovaca, 2000, vol.38, Liptovský Mikuláš, p. 7 – 17
- ZACHAROV, M., TOMETZ, L.* (2001): The Silica Plateau, evaluations of the environment geological factors. Monography, ELFA, Košice, 137.

KARROS FELSZÍN ELEMZÉSE DIGITÁLIS MÓDSZERREL

TÓTH GÁBOR – SCHLÄFFER ROLAND

BDF Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.
tothg@bdtf.hu, schroland@operamail.com

Abstract: We used a new method to analyze young karren surface in the Julian Alps. The aim of this work was to perform a computer-assisted improvement of previous mapping and morphometric measurements to obtain data from the complete surface. Sampling territory № 1. showed grikes dissolved on 3.48 m² area. Calculating the mean depth of the fissures the quantity of the solved material proved to be 2.07 m³. The method makes it possible to define more exactly some of the developmental factors (slope angle, exposition, characteristics of supporting surface). The surface of the measured area was dissected by grikes developed in direction of the fractures. Probably, the high frequency of fissures is the reason for such high density and the deepening of grikes.

1. Bevezető

Munkánk során karros felszínek leképezésére teszünk kísérletet felhasználva a már korábban alkalmazott módszerek előnyeit. A karros kutatási módszerek közül a térképezést fotók digitalizálásával váltjuk ki, amelyek alapján terepei mérésekkel kiegészítve eddig nem mérhető, a karrfelszín egészére jellemző paraméterek számíthatók.

A formák szintvonalas térképezésére csak a nagyméretű (több méteres) formák alkalmasak, így tehát a módszer alkalmazása erősen korlátozott. Egy-egy különösen jól fejlett forma szintvonalas felmérésére tett kísérletet VERESS-BARNA (1998), amikor karrmeander térképezését végezték el a Totes-Gebirgében. A módszerrel az ábrázolás során jól kimutathatók a meanderkarokban kialakult színlők és kisformák.

A karrok leképezésének másik módszere a négyzethálós térképezés, amely közepes (kb.2x2m) és nagyobb (kb.20x25m) méretű karrfelszínek vizsgálatához nyújt megfelelő dokumentációt. A módszer lényege, hogy a kijelölt területet megfelelő szemnagyságú, vízszintes hálóval fedjük le, majd a háló rácspontjaihoz képest megadjuk az egyes formák pontjainak távolságát. A háló ráctávolságát alapvetően a térképezendő terület nagysága és a méretarány határozza meg. Ezzel a módszerrel 1:10; 1:20 és 1:100 méretarányú térképek készíthetők 10, 20, és 50 cm-es ráctávolságú hálók felhasználásával. A módszert SZUNYOGH et al. (1998) és VERESS et al. (1998) alkalmazták, elsősorban magashegységi karrok kutatásánál. A legnagyobb térképezett terület (500 m², 20 m x 25 m) a Totes-Gebirge Widerkar csúcsának közelében készült.

Digitális domborzatmodellt karrokról eddig kizárólag *TELBISZ* készített. Egy dachsteini réteglapos felszín vályúkarrait és annak hordozófel-színét mérte keresztshelvények mentén hagyományos morfometriai mód-szerrel, majd a felvett adatok alapján készítette el a karros felszín dombor-zatmodelljét (*TELBISZ* 2004).

2. Kutatási módszerek

A karros felszínek térképezése során a légifotózáshoz hasonló módszert alkalmaztunk. A módszer lényege egy olyan karros felszín feltérképezése és utólagos digitális elemzése, melyre szemből vagy felülről jól rálátunk. Az utóbbira megfelelőnek találtuk a réteglépcsős terület réteglapos lejtőit. Ezekre a karros felszínekre tökéletes rálátást biztosít a felette lévő réteglép-cső.

A morfometriai elemzésre alkalmas kép elkészítése két részre oszt-ható: a terepi fényképezésre és az utólagos feldolgozásra.

A terepi fényképezés a következő szakaszokból áll:

- Az alkalmas hely kiválasztása melynek szempontjai a következők voltak: jó rálátás, viszonylag egyszerű karrformák, elhanyagolható lejtés.
- A területen 4 darab tájékozási pont kimérése, ezek jelölése a mészkő fel-színén.
- A fényképezőgép rögzítése az állványon.
- A fényképezőgép távolságának meghatározása a sziklafelszíntől.
- Az objektív optikai tengelye és a sziklafelszín által bezárt szög meghatáro-zása.

Az utólagos feldolgozás szakaszai:

- A kép perspektivikus torzításának elemzése és a torzítás megszüntetése a terepen mért adatok és az objektív adatai alapján GRASS térinformatikai programmal. Így a kapott raszter torzítása már minimális lett.
- A raszter tájékozása, valós koordináta rendszerbe helyezése DigiTerra Map térinformatikai program segítségével.
- A terület karrformáinak berajzolása, vagyis az ortotérkép elkészítése és elemzése.

A fent bemutatott számítógépes módszert hagyományos terepi méré-sekkel egészítettük ki. Keresztshelvény mentén minősítettük a formákat és mértük azok mélységét és irányát, valamint minden mintaterületen a törésszámot és a jellemző törésirányokat.

3. A kutatási terület

Kutatási területünk a Júliai-Alpok Trigláv csúcsától északra elterülő gleccservölgyben található 2200 és 2300 méteres magasságban. Jelentős a területen lévő törmelékborítás, amely származhat fagyaprózódásból és morénaanyagból is. A gleccservölgy talpát réteglépcsők és sziklamedencék tagolják, a réteglépcsők magassága a 10-15 métert is elérheti. A völgyet, és így a kutatási területet nemrég jég borította, jégmentes időszaka 50 évre tehető (VERESS-ZENTAI 2004.). Többek között ennek köszönhető, hogy a terület oldásos eredetű formakincse fejletlen. A fedetlen réteglépcsők réteglapos lejtőin fiatal karros felszínek alakultak ki szegényes formakincssel. A karrokat hasadékok, vályúk, rillenkarrok és kürtők jelentik, amelyek közül a törések mentén kialakult hasadékok fejlődtek ki legnagyobb méretben. A 15-20 cm szélességet is elérő hasadékok mellett nagy számban találunk mikrohasadékokat is. A rétegfejes oldalt törések és törések menti hasadékok szabdalják fel.

Ezen a felszínen két mintaterületet választottunk ki vizsgálatainkhoz. Mindkét terület környezete fölé magasodó réteglap, így máshonnan nem kaphattak vizet csak a felszínükre hulló csapadékból. A területek kiválasztásakor ügyeltünk arra, hogy a lejtőszög a térképezett felszínrészleten belül állandó legyen (1. kép). A két kis lejtésű réteglap lejtőszöge 10-12° közé esett. Így biztosak lehettünk abban, hogy a változó lejtőszög nem befolyásolta a formák kialakulását.



1. kép A II-es mintaterület oldalnézetből.
Picture 1. Karren sample area № II. from side view.

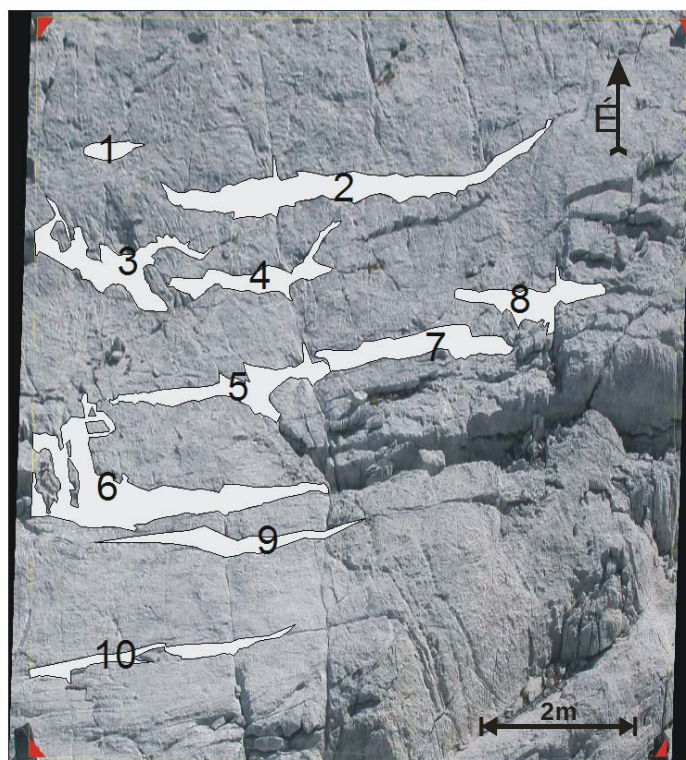
4. A mintaterület hasadékkarrjai



2. kép Az I-es mintaterület fényképén jól látszik a hasadékkarrok keskenyedése.
Picture 2. The narrow ends of the grikes are well visible on the photo of the terrain № I.

A vizsgált, fiatal karros felszíneken szegényes formakincset találtunk. A formák közül a hasadékkarrok érték el azt a fejlettséget, amelyeken pontos méréseket lehetett végezni. A méréseink során korábbi megfigyeléseinket felhasználva tipizáltuk a hasadékokat. A hasadékkarokat, genetikájuk alapján törés menti hasadékokra és kürtőből összenőtt hasadékokra különíthetjük. A mintaterületek hasadékkarrjai ilyen, törések mentén kialakult hasadékok, nem pedig kürtőből összenőtt hasadékok voltak, morfológiájuk tehát kizárólag egyenes lefutású oldalfalakból állt. A három feldolgozott mintaterület mindegyikén azt tapasztaltuk, hogy a hasadékok fejlettsége egy nagyságrenddel meghaladta a többi karros forma méretét, a törésszám (db/cm) pedig kétszer akkora, mint a Totes-Gebirgében vagy a Dachsteinben (VE-RESS et al. 2001). Ez a megfigyelés igazolni látszik azon feltételezésünket, hogy a törésszám növekedése kedvez a hasadékkarrok kialakulásának. A térképpé fejlesztett fotók lehetőséget biztosítottak arra, hogy a hasadékok bármely pontján pontosan tudjuk mérni a szélességet. Bebizonyosodott, hogy a hasadékkarrok a végpontjaik felé elkeskenyedő tendenciát mutatnak és mindkét végükön pontszerűen végződnek (2. kép). Ebből arra lehet következtetni, hogy kialakulásuk középről, azaz egy pontból indult ki. Ezt látsszik alátámasztani az a tény is, hogy arányosság mutatható ki a mélység és a szélesség között. A formáknak ugyanis a közepüktől kiindulva nemcsak a

szélessége, de a szélességhez tartozó mélysége is csökken. Így a mélyülés párhuzamosan zajlik a szélesedésükkel. Tehát, eltérően a kürtőkből összenőtt hasadékoktól, - amelyek először mélyülnek és csak azt követően oldódnak össze - a törés menti hasadékok kialakulása nem történik meg a törés teljes hosszán. Az oldódás egy pontból kiindulva terjed szét a törés mentén úgy, hogy a forma egyidejűleg mélyül és szélesedik is.



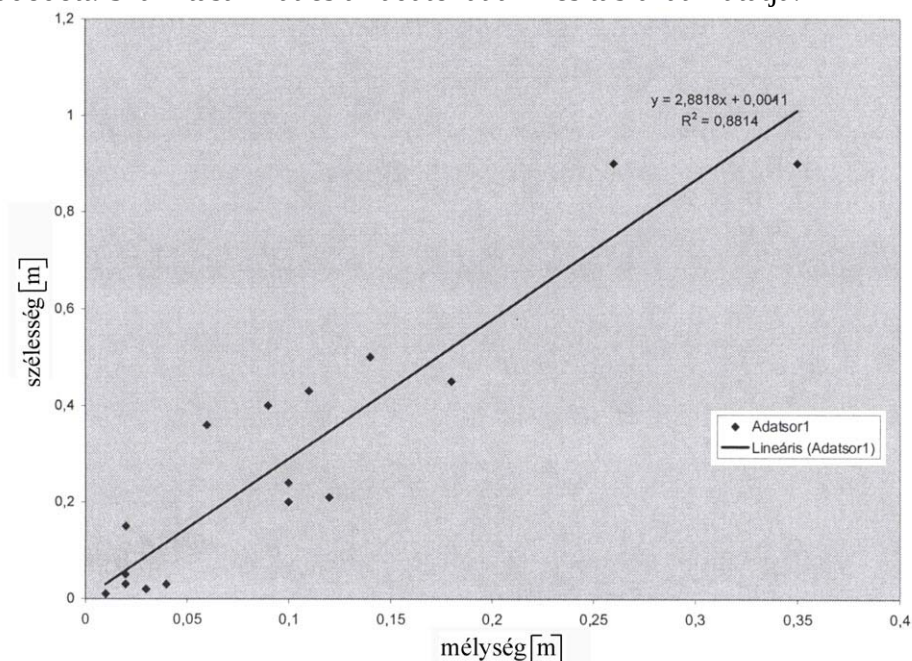
1. ábra Az I-es mintaterületen tájékozás és torzítás után mért hasadékkarrok területszámítása a DigiTerra Map program segítségével.

Fig 1. The computation of area of the grikes on the researched terrain № I. oriented and transformed by the DigiTerra Map.

5. Az adatok feldolgozása

A terepi és a digitális adatokat egy regressziós számítás alapján dolgoztuk fel, amely a hasadékok mélysége és szélessége között teremtett kapcsolatot (2. ábra). Ez az összefüggés lehetőséget adott arra, hogy később a tájékozott fotón mért bármely karrforma szélességéhez mélységet rendeljünk. Az így nyert értékeket szoroztuk meg a DigiTerra programmal mért területekkel, amelyből megkaptuk az 1-es mintaterületre vonatkozó $2,07 \text{ m}^3$ -es kioldott-

sági értéket. A formák összterülete ugyanezen karros felszínen 3,48 m²-nek adódott. Számításainkat és az adatokat az I-es táblázat mutatja.



2. ábra A hasadékkarrok mélysége és a szélessége közötti regressziós kapcsolat.
Fig 2.The regressive relationship between the depths and width of the grikes.

I. táblázat
Table I.

Az I-es mintaterület hasadékkarrjainak mért és számított értékei.
The measured and calculated data of the grikes on the karren terrain № I.

hasadék száma	terület (m ²)	formatípus	hasadék hossza (m)	átlag-szélesség (m)	átlag- mély-ség (m)	kioldott térfogat (m ³)
1	0,06	hasadék	0,53	0,1132	0,3273	0,0196
2	0,65	hasadék	3,5	0,1857	0,5362	0,3485
3	0,39	hasadék	1,52	0,2565	0,7405	0,2887
4	0,24	hasadék	1,64	0,1463	0,4228	0,1014
5	0,32	hasadék	1,96	0,1632	0,4715	0,1509
6	0,84	hasadék	2,68	0,3134	0,9043	0,7596
7	0,31	hasadék	1,74	0,1781	0,5145	0,1595
8	0,25	hasadék	1,33	0,1879	0,5427	0,1356
9	0,22	hasadék	2,4	0,0916	0,2652	0,0583
10	0,2	hasadék	2,37	0,0843	0,2442	0,0488
Össz:	3,48m ²					2,0714m ³

6. Következtetések

A vizsgálat során nyert tapasztalataink és következtetéseink részben az alkalmazott módszerre, részben a konkrét mintaterületek formáira, elsősorban a hasadékkarokra vonatkoznak.

A tájékozott képeken végzett utólagos méréseink bebizonyították, hogy a módszer az eddigieknél pontosabb eredményeket szolgáltat, természetesen a megfelelő terepi mérésekkel kombinálva. A terepi munka tehát nem kiváltható, csak pontosítható a tájékozott fotó alkalmazásával. A vizsgálatok során adatokat kapunk a hordozófelszín egészéről, annak összes karos formája bevonható az adatgyűjtésbe. A módszer további fontos előnye, hogy utólagos mérésekre is lehetőséget ad, valamint különböző térinformatikai programok segítségével a kioldott formák területét is meg tudjuk határozni (1. ábra). Így megadható az egyes formák részaránya a karos felszín egészén, illetve annak részterületein is.

A vizsgált területek formakincsét nagyjából hasadékkarok alkotják, melyek kialakulása törés mentén történik. Az így kialakult, preformált törések kioldódása egy pontból kiindulva történik, majd a folyamat fokozatosan halad végig a törés mentén. A törés menti hasadékok esetében összefüggés mutatható ki a mélység és a szélesség között. Ezen két fenti megállapításból pedig arra a következtetésre jutunk, hogy a törés mentén kialakult hasadékok fejlődése egyszerre zajlik mélységben és szélességben. Végül megállapítható, hogy törés menti hasadékkarok és a kürtőből összenőtt hasadékkarok genetikájuk és morfológiájuk alapján is jól elkülöníthetők egymástól.

IRODALOM

SZUNYOGH G.-LAKOTÁR K.-SZIGETI I. (1998): Nagy területet lefedő karrvályúrendszer struktúrájának elemzése - Karsztfejlődés II. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 125-147.

TELBISZ T. (2004): Digitális domborzatmodellek használata a karsztkutatásban – Karsztfejlődés IX. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 21-33.

VERESS M.- NACSA T. (1998): Karr tanú- és szigethegyek – Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely, p. 99-125.

VERESS M. – BARNA J. (1998): Karrmeanderek morfológiai térképezésének tapasztalatai – Karrfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai), p. 59-73. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely

VERESS M.-TÓTH G.-ZENTAI Z.-KOVÁCS GY. (2001): Study of a new method for characterising karren surfaces based on alpine researches – *Revue de Géographie Alpine*, 89. p. 49-62.

VERESS M. – ZENTAI Z. (2004): Karos lejtőfejlődés a Triglav északi előterében – *Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely* p. 177-196.

KÜLÖNBÖZŐ KÖZETEK KARRFORMÁI ÉS PUSZTULÁSA KARROSODÁSSAL

VERESS MÁRON

Berzsenyi Dániel Főiskola Természetföldrajzi Tanszék
9700 Szombathely, Károlyi gáspár tér 4. vmarton@bdtf.hu

Abstract: We measured the specific width and density of karren forms on limestone (uncovered and with soil covered surfaces), on marble, on travertine, on dolomite on granite, on halite and on quartzarenite. The average width of the karren forms can be calculate from the proportion the specific width and the density. The karrentificational denudation happens by vertical karrentification on the soil-covered limestone and the uncovered limestone with bedding planes then if number of crevices is great. The karren forms develop along crevices (kluftkarren and pits). The rock separates into parts during karrentification. The denudation of granite and quartzarenite happens by sheet karrentification. Namely local karren forms (solution pan) develop on these rocks. The karrentification of halite (and that of uncovered limestone if number of crevices is small, and angle of slope is great) is sheet karrentification. Then linear karren forms (rinnens) develop. The Wandkarren and notches develop if the rock borders vertical slope. The rock denude horizontally because of the slope back-denudation during the development of these karren forms.

1. Bevezetés

Karrok különböző kőzeteken egyaránt kialakulhatnak. Az oldódás típusa szerint elkülönítünk karbonátkarrokot (hidrokarbonátos oldódás), szemikarbonátkarrokot (a cementáló mészsanyag oldódik), parakarrokot (nem hidrokarbonátos oldódás, vagy mállás történik) és pszeudokarrokot (a karros forma nem oldódás hatására alakul ki). A karbonátkarrok mészkövön, márványon, dolomiton, a szemikarbonátkarrok mészsanyagot tartalmazó metamorf kőzeteken (zöldpala, mészfilit), mésztartalmú konglomerátumokon és homokkőveken, a parakarrok gipszen, anhidriten, kőson, kvarchomokkővön, kvarciton, grániton, a pszeudokarrok pl. agyagon jönnek létre (I. táblázat). Irodalmi és saját vizsgálataink is arra utalnak, hogy a karbonátkarrok alakulnak ki a legváltozatosabb környezetben. Így fedetlen- vagy félig fedett sziklafelszíneken, talajjal, vagy laza üledékekkel fedett felszíneken (magas- és középhegységeken, partokon, barlangokban). Részben sajátos karros formákkal rendelkeznek a trópusi karsztok (kőerdőkarr, tsingy, stb.). A karbonátkarrok, különösen a mészkőkarsztok karrjai a legváltozatosabbak (I. táblázat).

Különböző kőzetek karros formái

Karren form of different rocks

I. táblázat

Table I.

(ANDREICHUK-ERASO 1996, BALÁZS 1976, BARTRUM-MASON 1948, BÖGLI 1976, CALAFORRA 1996, FORD-WILLIAMS 1989, MACALUSO-SAURO 1996, PLUHAR-FORD 1970, SZABLYÁR 1981, VINCENT 1983, VERESS 2001 adatainak felhasználásával)

(According to ANDREICHUK-ERASO 1996, BALÁZS 1976, BARTRUM-MASON 1948, BÖGLI 1976, CALAFORRA 1996, FORD-WILLIAMS 1989, MACALUSO-SAURO 1996, PLUHAR-FORD 1970, SZABLYÁR 1981, VINCENT 1983, VERESS 2001)

Forma	karbonátkarr				szemikarbonát karr			parakarr					pszeudokarr		
	mészkő	gejzirít (mészanyagú)	dolomit	márvány	meszes homokkő és flis	meszes konglomerá- tum	Meszes zöldpala	kőso	gipsz	kvarchomokkő	gránit	bazalt	kvarcit	agyag	t
rillenkarr	+ f	+ (e)	-	+ f	-	-	-	+ f	+ f	-	+(gy:?)	-	-	+ f	-
mikrorill	+ f	-	-	-	-	-	-	+ e	+ f	-	-	-	-	-	-
nagyirill	+ e	-	-	+ e	-	-	-	+ s	-	-	-	-	-	-	-
„ausgleichsfläche”	+ e	-	-	+ e	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
rinnenkarr	+ f	-	+ (e)	+ f	-	+ (e)	+ (e)	+ s	+ s	+ s	+ (s)	+(gy:?)	-	-	-
kerekkarr	+ f	-	-	+ f	-	-	-	-	+ (gy:?)	-	+ (e)	-	-	-	-
tulf.vályú	+ e	-	-	+ e	-	-	-	-	-	+ s	+ (e)	-	-	-	-
saroknyomkarr	+ f	-	-	+ f	-	-	-	-	+ (gy:s)	+ e	-	-	-	-	-
tölcséreskarr	+ e	-	-	+ e	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fodorkarr	-	-	-	+ f	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fűzérkarr	+ e	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
meanderkarr	+ s	-	-	+ e	-	-	+ (e)	-	-	-	-	-	-	-	-
mikromeanderkarr	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-
falikarr	+ f	-	-	+ f	-	-	-	-	+(gy:?)	-	+ e	-	-	-	-
„scallops”	+ f	-	-	+ f	-	-	-	-	+(k:?)	-	-	-	-	-	-
karrbarlang, karrüreg	+ e + e	- + (k:?)	- + (gy:?)	-	- + (e)	+ (e)	-	-	-	- + e	+ (e)	-	+ (e)	-	+ (e) -
Hasadékkarr	+ s	+ (e)	+ (e)	+ e	-	+ (e)	-	-	+(gy:?)	+ e	-	-	+(gy:?)	-	+ (s)
Árok	+ e	-	-	+ e	-	-	-	-	-	+ e	-	-	+(gy:?)	-	-
Rácskarr	+ s	-	-	-	-	+ (e)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Karrtál	+ e	-	+ (s)	+ e	+ (e)	+ (e)	-	-	-	+ s	-	-	-	-	-
Madáritató	+ e	-	+ (s)	+ e	+ (e)	+ (e)	-	-	+(gy:?)	+ s	+ (e)	-	-	-	-
Kürtő	+ s	+ (e)	+ (e)	+ s	+ (e)	-	-	+ s	-	+ s	-	+(gy:?)	-	-	+ (e)
vályútalp és vályúvégkürtő	+ e	-	-	-	-	-	-	+ e	-	-	-	-	-	-	-
Phytokarszt	+ f	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Réteghézagkarr	+ s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rétegfejkarr	+ (s)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gyűszűkarr	+ s	+ (f)	+ (e)	+ (e)	-	+ (s)	-	-	+(k:?)	+ e	-	-	-	-	-
Kúpkarr	+ f	-	-	-	-	-	-	+ f	+(gy:?)	-	-	-	-	-	-
Sziklahíd	+ s	+ (e)	-	-	-	+ (e)	-	-	-	+ e	-	-	-	-	-
Karrasztal	+ e	-	-	-	-	-	-	+ e	-	-	-	-	-	-	-
Tanúhegy	+ e	-	-	+ e	-	-	-	-	-	+ e	-	-	-	-	-
Bálnahátbucka	+ e	-	-	+ (e)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Uszálybucka	-	-	-	+ s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
„clints”, „clasts”, „karrennasen”	+ f	-	-	+ e	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gyökérkarr	+ s	+ (gy:?)	-	-	-	-	-	-	-	+ e	-	-	-	-	-
Kehelykarr	+ s	-	-	- ?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tsingy	+ s	-	-	- ?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
swamp plots	+ e	-	-	- ?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
solution notches	+ e	-	-	- ?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pinnacle	+ f	-	-	- ?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kőerdő	+ f	-	-	- ?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Színlő	+ (e)	-	+ (e)	+ (e)	+ (s)	+ (s)	+ (s)	-	-	+ (s)	-	-	-	-	-

Megjegyzés:

- a forma kifejlődése folytonos: f
- a forma sűrűsége nagy: s
- a forma megjelenése egyedi: e
- a forma kifejlődése bizonytalan (k:?)
- a gyakorisági adatok becsltek (gy:?)
- a karros formák talaj és növényhulladék kitöltésében: t

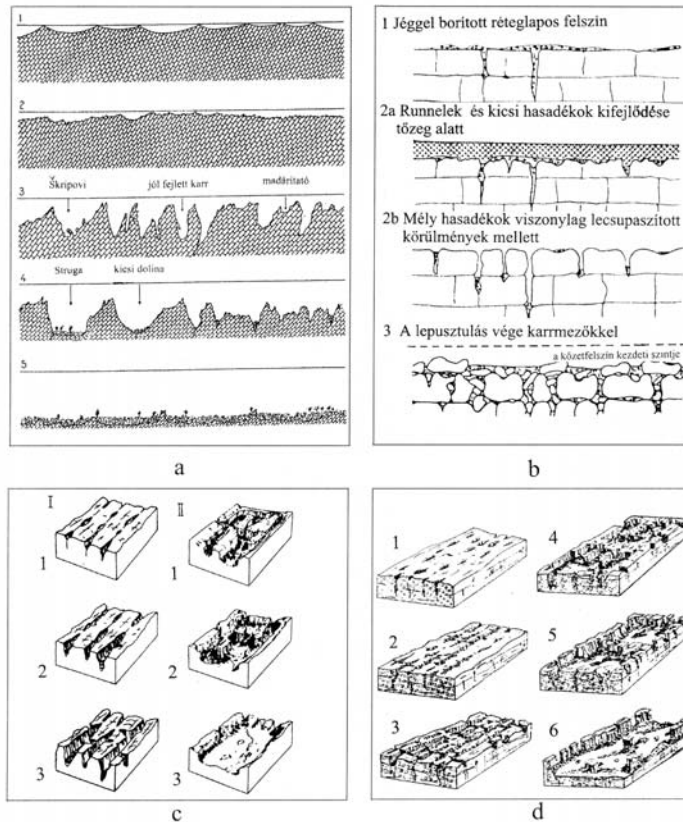
- occurring of form is continuous: f
- density of form is great: s
- occurring of form is individual: e
- occurring of form is uncertain: (k:?)
- frequency data is estimatet (gy:?)
- karren forms are in infilling of soil and plant litter: t

Nem karbonátos kőzetekről az alábbi karros formákat írtak le. Gránitról madáritatókat (HEDGES 1969, DZULYNSKI-KOTARBA 1979), rinneket (RASMUSSEN 1959), rilleket (MIGON-DACH 1995), homokköröl, fodrokat (DYGA *et al.* 1976), madáritatókat, rilleket és különböző típusú homokkőpoligonokat (ROBINSON-WILLIAMS 1992), rinnekhez hasonló képződményeket és kürtöket bazaltról (BARTRUM-MASON 1948), kvarcitról rinneneket, hasadékokat, labirynt karsztot (WHITE *et al.* 1966, MARKER 1976, WHITE 1988, BROOK- FEENEY 1996), valamint kősóról és gipszről rilleket, saroknyomokat, rinneket, falikarokat (CALAFORRA 1996) és kisméretű formák sorát pl. mikrorilleket, mikromeanderkarokat (SZABLYÁR 1981, MACALUSO-SAURO 1996). Szilikát tartalmú cseppköveket is kimutattak (SIEGEL *et al.* 1968), ami a Si oldatban történő szállítására utal. Valószínűleg ugyancsak parakarros formáknak tekinthetők a főleg grániton, de homokkővön is kialakuló, több méteres szélességet és mélységet elérő medencék (madáritatók?), amelyek kisebb változatát „pit”-nek, nagyobb változatát „slump”-nak nevezik. (GOUDIE-MIGÓN 1997). Fenti szerzők kialakulásukra magyarázatként a biogén hatást, a deflációt és az oldódást említik. A roraimai terület (DK Venezuela) egyik homokkőben kialakult barlangjában is kimutattak oldásos (karros?) formákat (COLVEÉ 1973).

Egyes karros formák közetspecifikusak. Egy, vagy csak néhány kőzeten fordulnak elő (pl. saroknyomok). Más karrformák „kozmozopoliták” és több, vagy az összes karrosodást mutató kőzeten létrejönnek. Legtöbb kőzeten kialakulnak a rinnek, a madáritatók, a hasadékok és a kürtők.

E munkában néhány típusterület adatainak felhasználásával mennyiségileg elkülönítjük, hogy egy-egy kőzetre valamely karrforma mennyire jellemző. A karrformákat csoportosítjuk alakjuk figyelembevételével aszerint, hogy kialakulásuk, újraképződésük a kőzetfelszínnek milyen jellegű pusztulását eredményezik. Ennek ismeretében összehasonlíthatjuk a különböző kőzetek karrosodásból származó lepusztulási sajátosságait. Megemlítjük azonban, hogy ugyanazon kőzetnek a karros lepusztulása és így felszínfejlődése is számottevően eltérő lehet a fedettség mértékétől, ill. a lejtő tulajdonságaitól (lejtőszög, a prekarros lejtőfejlődés, stb.) függően.

A karros kutatások szintéziseként több kutató is foglalkozott a karros felszínfejlődéssel. Így a karros lepusztulási ciklus végére CVIJIČ (1924) szerint a felszín areálisan alacsonyodik, elegyengetődik (1.a. ábra). WILLIAMS (1966) szerző szerint a karros lepusztulás végső fázisában az előregedő karros formák karros eredetű törmelékkel fedődnek el (1.b. ábra). Más szerzők (BROOK-FORD 1978), BROOK-FENEY (1996) szerint a karros felszínfejlődés eredményeként nagyméretű mélyedések jönnek létre, közöttük maradványformákkal (1.c. ábra, 1.d. ábra).



1. ábra: Karros felszínfejlődés a: jégelborítástól mentes felszín (CVJIČ 1924 szerint), b: ideiglenesen jéggel borított felszín (WILLIAMS 1966 szerint) c: a kezdeti felszín hasadékkarros felszín (BROOK-FORD 1978 szerint), d: a kezdeti felszín kürtőkarros felszín (BROOK-FEENEY 1996 nyomán) esetén

Jelmagyarázat: a. 1-2 néhány méter sekély csatornák és éles gerincek, 3. 3-4 méter mély csatornák, „škipovi”, karr kutak (kürtők), madáritató formák, 4. „struga” és dolina formák, 5. a kiálló részek teljesen elpusztulnak, a felszínt kőtörmelék borítja be, b. a jég által pusztított réteglapos felszínen (1), talaj alatt runnelek és hasadékok képződnek (2a), a talaj és a karrformák közti felszín részletek pusztulásával lecsonkolódott hasadékok maradnak vissza (2b), majd törmelékkel elborított térszín alakul ki (3) c: „labyrinth karszt” kifejlődése úgy, hogy hosszanti hasadékok szélesednek „utcákká” (I.1.-I.3.), oldódás és fagyaprózódás hatására clint”-ek és tornyok maradnak vissza (II.1.-II.2.), végül nagyobb zárt depressziók keletkeznek (II.3), d. labyrinth karszt alakul ki kürtőkből (1-3), a hasadékok továbbnövekedésével hasadékszerű mélyedések és „fennsíkok” képződnek, maradvány „clint”-ekkel és tornyokkal (4; 5), végül a mélyedések továbbfejlődésével maradvány „clint”-ek és tornyok maradnak vissza (6) Fig.1. Karrenification development a: on glacial-free surface (after CVJIČ 1924), b: the surface was covered with glacial originally (after WILLIAMS 1966), c. on surface originally with are grikes (after BROOK-FORD 1978), d. on surface originally with pits (after BROOK-FEENEY 1996).

Legend: a. 1-2: there are channels and sharp ridges of few meters, 3. there are channels, which can be about 3-4 meters, for example 'skipovi', karst wells, kamenitzas, 4. there are 'struga' and dolinas forms, 5. the remnant will die the surface will be covered with debris, b. glacier will form the surface (1) grikes and runnels develop under the soil (2a), 'truncated' grikes remain with the denudation of the surface between the grikes (2b), debris will cover the surface (3) c. 'labyrinth karst' develop because grikes will widen and they will create 'streets' (I.1.-I.3), 'clints' and towers will develop because of the dissolution and freeze and thaw disintegration (II.1.-II.2.), depressions develop (II.3.), d. strings of solution pits (1-3) coalesce to form intersecting networks of grikes or karst streets (2 and 3), as grikes and streets enlarge and coalesce, grike depressions and karst platea are formed often with residual clints or towers projecting from their floors (4 and 5), the coalescence of grike depressions and karst platea ultimately leads to the formation of marginal erosion surfaces surmounted by residual clints or karst towers (6).

FORD-WILLIAMS (1989) a karrformákat kialakulás szerint két csoportba sorolja. Az áramlásos formák (rillek, rinnek, saroknyomok, meanderkarrok, falikarrok) a lejtőn áramló víz oldóhatása során képződnek. A nem áramlásos formák (hasadékkarrok, kürtők, madáritatók) vízelészívárgás során képződnek. E munkában karrformákat csoportosítjuk aszerint, hogy a kifejlődésükkel a hordozó kőzet milyen típusú lepusztulását okozzák. Ez lehet felületi, vertikális és oldalirányú. A felületi lepusztulás során a kőzetfelszín önmagával párhuzamosan eltolódva areálisan pusztul. A felületi lepusztulást azok a karrformák eredményezik, amelyeknek a hosszirányú és keresztirányú kiterjedése meghaladja a mélységüket. E formák alakjuk szerint további két csoportba különíthetők. A vonalas jellegű, lejtésirányú formák (rillek, rinnek, meanderkarrok) lejtőirányú kiterjedése többszöröse a szélességüknek, míg a lokális formáknak (saroknyomok, madáritatók) a szélessége és a hosszúsága nem különbözik számottevően. Vertikális lepusztulás során a kőzet csak részben pusztul a felszíne felől karrosodás által, másrészt a kőzet feltagolódik, ill. pusztulása a felszíne alatt is végbemegy. A vertikális karrosodáshoz azok a karrformák (vertikális karrformák) járulnak hozzá, amelyek mélysége meghaladja hosszúságukat, vagy szélességüket. E csoportba sorolhatók a hasadékkarrok, a rácskarrok, a kürtők és talán a gyűszűkarrok. Természetesen e csoportba tartoznak a karrbarlangok is. E formák azonban nem mérhetők. A lokális kiterjedésű (pl. kötőmbök), vagy lejtőkkel tagolt kőzetek pusztulása oldalirányba is végbemehet. A lejtő önmagával párhuzamosan hátrál. E csoportba azok a karrformák sorolhatók, amelyek réteglépcsőn, vagy a lokális kifejlődésű kőzet oldallejtőin fordulnak elő (oldalhelyezetű karrformák). E csoportba sorolhatók a falikarrok, a színlők, a zsebek, a tafonik és a szabálytalan formák.

2. Kutatási módszerek

A különböző kőzetek karros felszínein kijelöltünk egy nyomvonalat úgy, hogy lefektettünk egy mérőszalagot. A mérőszalag mentén előforduló karrformáknak mértük a szélességét, mélységét, helyét (távolságát a szelvény kezdetétől) és irányát. A mérések (szelvények) helyszíneit a *II. táblázat* mutatja. A karrformáknak az alábbi jellemzőit számítottuk.

II. táblázat
Table II.

Kutatási helyszínek
Research areas

kőzet	szelvényszám	hely (hegység, karszterület, stb.)	ország	megjegyzés
mészkö	5	Totes Gebirge	Ausztria	
mészkö	14	Dachstein	Ausztria	
mészkö	8	Júliai-Alpok	Szlovénia	
mészkö	11	Assiagói-fennsík	Olaszország	
mészkö	5	Balatonfelvidék	Magyarország	talaj alól kitakaródott
mészkö	2	Plitvice	Horvátország	talaj alól kitakaródott
mészkö	2	Medjugorje	Bosznia	talaj alól kitakaródott
édesvízi mészkö	3	Tihanyi-félsziget Aranyház	Magyarország	
márvány	1	Diego de Almagro-sziget	Chile	
dolomit	8	Kádárta, Veszprémi-fennsík	Magyarország	
kőszó	5	Parajd, Sós-hegy	Románia	
gránit	3	Korziika	Franciaország	
gránit	3	Velencei-hegység, Sukoró	Magyarország	
kvarchomokkó	7	Káli-medence	Magyarország	

- A karrforma fajlagos szélességét, vagy a fajlagos leoldódást (VERESS *et al.* 2001), amely az 1 m-re jutó karrforma össz-szélesség (f_{sz}) átlaga. Ez az alábbi módon számítható:

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

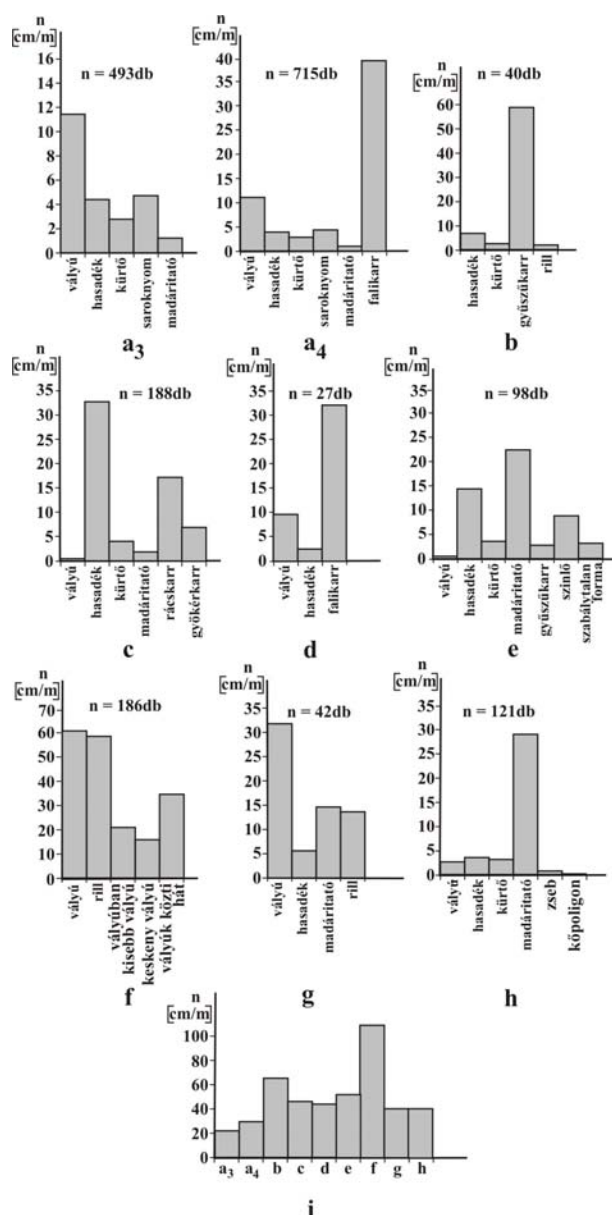
ahol $\sum k_{sz}$: a szelvény mentén felmért karrformák összes szélessége, amely úgy képezhető, hogy valamely szelvény mentén előforduló karrformának a szélességét összegezzük

h: a szelvény hossza.

- A karrformák sűrűségét (s), amely az 1 m-es szelvényhosszra jutó karrforma darabszáma.

- A karrformák átlagos kiterjedését (A_k), amely valamely szelvény karrformáinak átlagos szélessége (kiterjedése) és az alábbi módon számítható:

$$A_k = \frac{f_{sz}}{s}$$

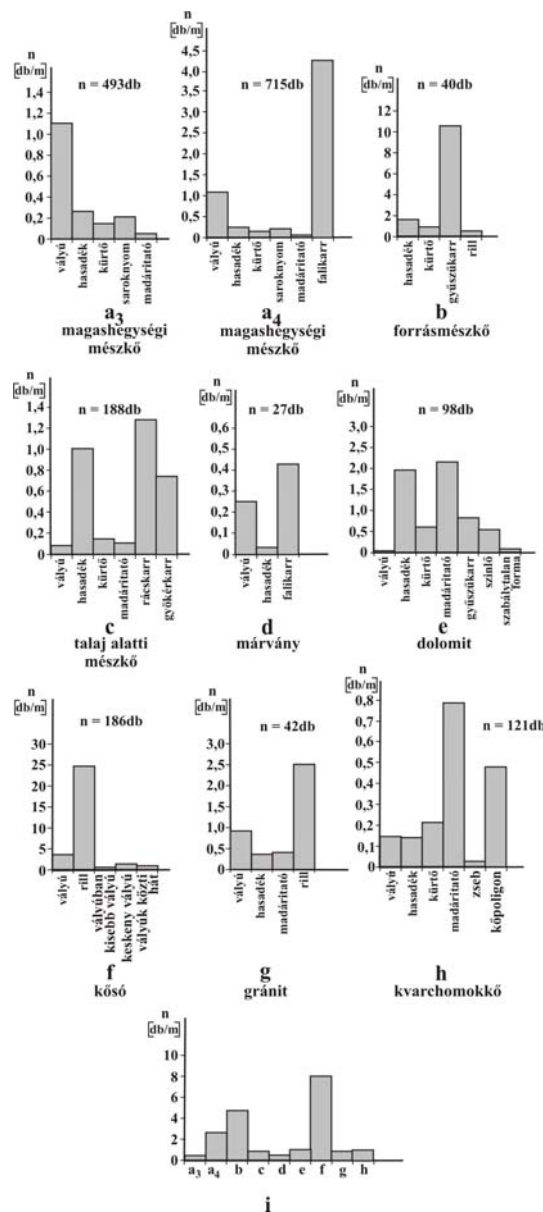


2. ábra: Átlagos fajlagos leoldódási értékek különböző kőzeteken

Jelmagyarázat: a. magashegységi mészkövön (a₃ Dachstein, Totes Gebirge, Júliai Alpok, Assiagó a₄ falikarokkal), b. forrásmészkövön, c. talajjal fedett mészkő, d. márványon, e. dolomiton, f. kőson, g. grániton, h. kvarc homokkő, i. összes vizsgált kőzetnél

Fig 2: The different rocks of the specific width of the quantity

Legend: a. on high mountain limestone (a₃ Dachstein, Totes Gebirge, Julian Alps, Assiagó a₄ with Wandkarren), b. on travertine, c. with soil covered on limestone, d. on marble, e. on dolomite, f. on halite, g. on granite, h. on quartzarenite, i. at altogether rocks



3. ábra: A karrformánkénti átlagos sűrűsége a különböző kőzeteken

Jelmagyarázat: a. magashegyi mészkövön (a₃ Dachstein, Totes Gebirge, Júliai Alpok, Assiagó a₄ falikarokkal), b. forrásmészkövön, c. talajjal fedett mészkövön, d. márványon, e. dolomiton, f. kősón, g. grániton, h. homokkövön, i. összes vizsgált kőzetnél

Fig 3: Average density of the different rocks their karren forms

Legend: a. on high mountain limestone (a₃ Dachstein, Totes Gebirge, Julian Alps, Assiago a₄ with Wandkarren), b. on travertine, c. with soil covered on limestone, d. on marble, e. on dolomite, f. on halite, g. on granite, h. on quartzarenite, i. at altogether rocks

A fajlagos szélesség alkalmas a karrosodás intenzitásának mennyiségi kifejezésére, ill. bármely két térszín karrosodási intenzitásának összehasonlítására. Megadja ugyanis, hogy adott szelvény mentén 1 m-es hosszúságú kőzetfelszín hányad részén oldódott a kőzet. A fajlagos szélesség megadható valamely kőzetnél egy, vagy több szelvényre. A karrformánkénti értékének kiszámításához adott kőzetnél az összes szelvény adatát felhasználtuk (tehát azét is, amely mentén esetleg a forma elő sem fordult). Az átlagos kiterjedés kiszámításához ugyancsak felhasználtuk az összes szelvény adatát, de a fajlagos szélességek átlagát az egyes szelvényekből (és nem a különböző karrformákra számított fajlagos szélességekből) számított értékekből képeztük. Az átlagos kiterjedés utal a szelvény mentén a karrformák kiterjedésére. Ez lehet kicsi, vagy nagy. Előző esetben a formák szélessége még nagyobb sűrűség esetén is kicsi. Utóbbi esetben még kisebb sűrűség esetén is nagy.

3. A különböző kőzetek karrosodásának összehasonlítása

A különböző kőzeteken egyes karrformák által reprezentált átlagos fajlagos leoldódást és a karrformák sűrűségét a 2. *ábra* és a *III. táblázat* mutatja. A magashegységi mészköveken uralkodnak a falikarrok ill. a vályúk és hasadékok. Morfológiai környezetüket tekintve megállapítható, hogy réteglépcsőkön az előzőek, réteglapokon az utóbbiak terjedtek el. Változatos, sokféle karrforma jellemzi a magashegységi mészkő karrokhöz viszonyítva a talaj alatti karrokat, a dolomit és a homokkő karrjait. Nagyon kevés karrforma típus fordul elő az édesvízi mészkőn, a márványon, a kőson és a grániton. Ez azonban részben arra vezethető vissza, hogy egyes kőzeteken (édesvízi mészkő, márvány) csak nagyon kevés szelvény kialakítására került sor.

A különböző kőzetek karrosodásának fajlagos szélességét összehasonlítva, azt tapasztaljuk, hogy a vártnál nagyobb leoldódási értékek jellemzik az édesvízi mészkövet, a gránitot és homokkövet (2. *ábra*). Meglepő módon a talajjal fedett térszínek karrosodása a vártnál kisebb. Más, karrosodást alakító tényezők hatása sem mutatkozik meg közvetlenül a karrosodás intenzitásában. Így a kőzet oldékonysági hajlama (mészkő), vagy a csapadék mennyisége (Diego de Almagro szigetén a márvány). Ezért megállapítható, összhangban a korábbi kutatásokkal, hogy egy adott helyen a karrosodás jellegét és intenzitását számos hatás alakítja. Ha nem így lenne, akkor sem lehetne közvetlen kapcsolatot kimutatni a karrosodás, a kőzet oldhatósága, valamint a karrosodást előidéző tényezők között. Ugyanis a különböző térszínek karrosodási kora egy-egy területen belül is igen eltérő

lehet. Hangsúlyozni kell azt is, hogy a magashegységi mészkő karrok adatait csak fenntartásokkal lehet összehasonlítani a más kőzetek karrosodásával, miután e kőzetnél taláломra történt a szelvény helyek kijelölése, míg a többi kőzetnél célzatosan a legkarrosodottabb helyek kiválasztása történt.

Kapcsolat mutatható ki azonban a karros formák átlagos szélesség (mérete) és a kőzet oldhatósága között. A jól oldható kőzeteknél az átlagos szélesség kicsi. Mészkőnél 14,12 cm (ill. 10,49 cm), dolomiton 7,83 cm, édesvizi mészkőnél 5,33 cm, kősnál 4,51 cm. Ezzel szemben a kevésbé oldódó kőzetek karros formáinak átlagos szélessége nagy: grániton 17,94 cm, kvarchomokkőn 31,09 cm (IV. táblázat). Kivételt képez a márvány, ahol nagy a forma szélesség (42,78 cm). A nagyobb fajlagos szélesség márványon (mintegy négyszerese az Alpokban mért értéknek) magyarázható a sziget extrém csapadékosságával (MAIRE et al. 1999). A mintegy 8000 mm/év csapadék ugyancsak mintegy négyszerese az Alpokban lehulló csapadéknak. Az Alpokban a karrasztalok magasságának BÖGLI (1961) felhasználásával a fedetlen sziklafelszínnek lepusztulását 0,015 mm/évnek számította, míg a szigeten HOBLEA et al (2001) a leoldódási sebesség 0,06-0,09 mm/év. Tehát a leoldódás sebesség is mintegy négyszerese az alpi leoldódási sebességnek. A szigeten a kis fajlagos szélesség melletti nagy forma szélességet a jelentős szél hatással magyarázzuk. (A tartós és gyakran viharos erejű szél a felszíni vizeket egy-egy helyre „koncentrálja”, miáltal a formák sűrűsége kisebb, szélessége nagyobb lesz. Meglepőnek tűnik, hogy a talajjal fedett mészköveken a karros formák átlagos szélessége igen nagy (26,05 cm). Azonban ha figyelembe vesszük, hogy a talaj alatti karrosodás törések, réteglapok mentén kezdődik el, akkor kevésbé tűnik ez az érték nagynak. Ugyanis a törések réteglapok sűrűsége továbbá a talaj által irányított szivárgás felső határt szab a kialakuló karros formák sűrűségének. Ugyanakkor ha valahol a talaj alatt a karrosodás elkezdődik, ott a bőségesen rendelkezésre álló CO₂ miatt a forma növekedése gyors. A fentiekből kiindulva magyarázható a kevésbé oldódó kőzetek nagy karrforma mérete is. A nehezebben oldódó kőzeten ritkán alakulnak ki karrformák. Ezen azonban nagyméretűvé fejlődhetnek, miután környezetükből bőségesen kaphatnak vizet. Adott felszínre jutó csapadékvíz kevés forma közt oszlik el.

III. táblázat

Table III.

Vertikális és felületi karrformák átlagos fajlagos szélességei (a) és sűrűsége (b) és átlagos kiterjedése (karrformánként)
Average specific width of vertical and surficial karren forms (a) and their density(b) on different rocks (karren forms separating)

vertikális karrforma	a ₃	a ₄	b	c	d	e	f	g	h
hasadék	4,36	4,36	6,44	32,6	2,5	14,59	-	2,94	4,42
rácskarr	-	-	-	5,79	-	-	-	-	-
kürtő	2,9	2,9	3,33	4,24	-	3,75	-	-	2,54
gyűszűkarr	-	-	58,76	-	-	2,64	-	-	-
összege részesedése [%]	7,26 28,75	7,26 11,27	68,53 96,54	42,63 92,77	2,5 5,68	20,98 37,46	-	2,97 7,13	6,96 16,81
felületi karrforma									
falikarr		39,26			32,08				
vályú és rill	11,69	11,69	2,44	0,52	9,48	0,65	76,13	23,13	2,94
saroknyom	4,88	4,88	-	-	-	-	-	-	-
madáritató	1,31	1,31	-	0,62	-	22,39	-	14,8	30,52
összege részesedése [%]	17,88 70,81	57,14 88,73	2,44 3,43	1,14 2,48	41,56 94,32	23,04 41,14	76,13 77,78	37,93 92,02	33,46 80,8
összes %-ban	25,14 99,56	64,4 100	70,97 99,97	43,77 95,25	44,06 100,03	44,02 78,6	76,13 77,78	40,9 93,15	40,42 97,61

*rácskarral együtt

Vertikális	a ₃	a ₄	b	c	d	e	f	g	h
Hasadék	0,26	0,26	1,66	1,02	0,03	1,96	-	0,16	0,15
Rácskarr	-	-	-	0,42	-	-	-	-	-
Kürtő	0,14	0,14	0,51	0,15	-	0,61	-	-	0,19
Gyűszűkarr	-	-	10,55	-	-	0,81	-	-	-
Összege részesedése [%]	0,4 22,6	0,4 7,0	12,72 95,57	1,59 82,38	0,03 4,23	3,38 54,0	-	0,16 7,1	0,34 18,81
Felületi karrforma									
Falikarr		4,36			0,43				
vályú és rill	1,1	1,1	0,59	0,05	0,25	0,05	16,87	1,71	0,16
Saroknyom	0,21	0,21	-	-	-	-	-	-	-
Madáritató	0,07	0,07	-	0,04	-	2,19	-	0,41	0,8
Összege részesedése [%]	1,38 77,97	5,74 93,0	0,59 4,43	0,09 4,66	0,68 95,77	2,24 35,78	16,87 95,85	2,12 92,98	0,96 51,34
összes %-ban	1,78 100,57	6,14 100,0	13,31 100,0	1,68 87,04	0,71 100,00	5,62 89,78	16,87 95,85	2,28 100,08	1,3 70,15

Megjegyzés:

a₃ mészkövön Dachstein, Totes Gebirge, Júliai Alpok Assiagó (falikarrok nélkül)a₄ mészkövön Dachstein, Totes Gebirge, Júliai Alpok Assiagó (falikarokkal)

b forrásmészkövön

c talajjal fedett mészkövön

d márványon

e dolomiton

f kőszén

g grániton

h kvarchomokkövön

Note:

a₃ on limestone Dachstein, Totes Gebirge, Julian Alps, Assiago (without Wandkarren)a₄ on limestone Dachstein Totes Gebirge, Julian Alps, Assiago (with Wandkarren)

b on travertine

c with soil covered on limestone

d on marble

e on dolomite

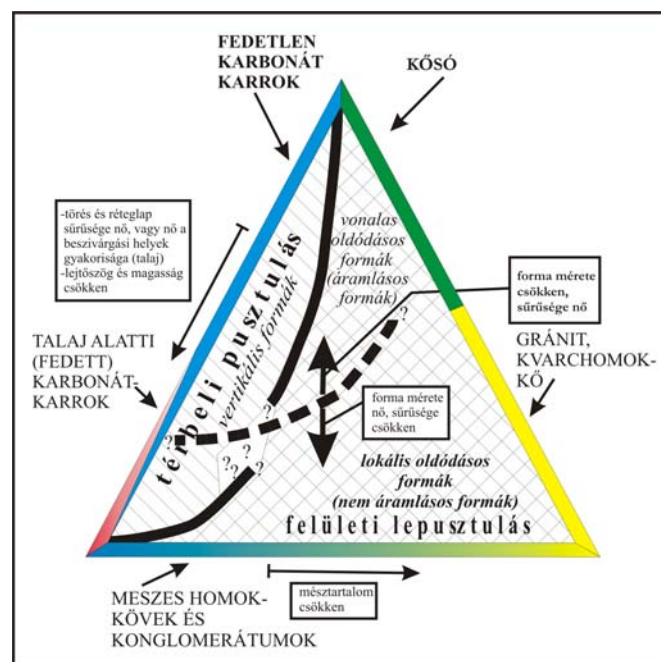
f on halite

g on granite

h on quartzarenite

A IV. táblázat megmutatja, hogy a karbonátos kőzeteken (magas-hegységi mészkövek réteglapos felszínei, az édesvízi mészkövek, a talajjal fedett mészkövek és a dolomit) a vertikális karrformák által reprezentált átlagos fajlagos leoldódás 50%-hoz közeli, vagy azt meghaladó. Kivételt képez a márvány. A vertikális karros formák által képviselt kicsi átlagos fajlagos leoldódás márványon nem magyarázható azzal, hogy kimaradtak a szelvény mentén felmérésből a hasadékok, ugyanis az oldódási medencék sem kerültek felmérésre. (Ez utóbbiak a lokális formákhoz sorolhatók.) Inkább a metamorfózis során elszenvedett nagyfokú összepréseléssel indokolható ez a sajátosság a márványon. Akárcsak kőson, ahol ismert, hogy a diapír jelenleg is nyomás alatt van. Fordított a helyzet a gránit és a homokkő esetében, ahol a vályúk, madáritatók az átlagos fajlagos leoldódásához több mint 80%-ban járulnak hozzá. Ez, mint említettük azzal magyarázható, hogy a kőzetfelszíneken az oldódás kis kiterjedésű részleteken történik. Ott azonban a más, nem oldódó kőzetfelszínekről összefolyó vizek miatt az oldódás nagyobb és így kiterjedtebb lesz.

A különböző kőzeteken kifejlődött karros formák típusait és e kőzetek karros lepusztulási jellegzetességeit a 4. ábrán mutatjuk be.



4. ábra: Karros lepusztulás és karros forma típusok eloszlásának elvi ábrája különböző folytonos kifejlődésű kőzeteken, néhány karrosodást befolyásoló tényező figyelembevételével

Fig 4: The theory figure of the karrenification denudation and with karren forms distribution by using the karrenification creating their factors

IV. táblázat
Table IV.

Vertikális és felületi karrformák összegzett fajlagos szélessége, sűrűsége és átlagos kiterjedése a különböző kőzeteken
Average specific width of vertical and surficial karren forms, their density and their average width on the different rocks

oldhatóság	Kőzet	vertikális karrforma		felületi karrforma		vertikális karrforma		felületi karrforma		átlagos szélesség [cm/db]	megjegyzés
		fsz [cm/m]	%	fsz [cm/m]	%	sűrűsége		sűrűsége			
						[db/m]	%	[db/m]	%		
jól oldódó	Forrás mészkő	68,53	96,54	2,44	3,43	15,72	95,57	0,59	4,43	5,33	sok, kicsi, vertikális forma
	dolomit	20,98	37,46	23,04	41,14	3,38	54	2,24	35,78	7,83	kevés, felületi, kisméretű forma
	mészkő (a ₃)	7,26	28,75	17,88	70,81	0,4	22,6	1,38	77,97	14,12	sok, felületi és vertikális forma
	mészkő (a ₄)	7,26	11,27	57,14	88,73	0,4	7,0	5,74	93,0	10,49	sok, felületi forma
	kősó	-	-	76,13	77,78	-	-	16,87	95,85	4,51	sok, felületi, vonalas forma
	márvány ²	2,5	5,68	41,56	94,32	0,03	4,23	0,68	95,77	42,78	kevés, nagy felületi forma
	talajjal fedett mészkő	42,63	92,77	1,14	2,48	1,59	1,59	0,09	4,46	26,05	kevés, vertiká- lis, nagyméretű forma
kevésbé jól oldódó	gránit	2,97	7,13	37,93	92,02	0,16	0,16	2,12	92,98	17,94	kevés, felületi, lokális, nagy- méretű forma
	kvarchomokkő	6,96	16,81	33,46	80,80	0,34	0,34	0,96	51,34	31,09	kevés, felületi, lokális, nagy- méretű forma

Megjegyzés:
a₃: falikarrok nélkül
a₄: falikarrokkal

Note:
a₃: without Wandkarren
a₄: with Wandkarren

4. Következtetések

- A jól oldható- és a kevésbé jól oldható kőzetek karrformáinak átlagos szélessége különböző. A jól oldódó kőzetek karrformáinak átlagos szélessége 15 cm/db-nál kisebb, míg a rosszul oldódó kőzeteknél ez a fenti értéknél nagyobb. Valószínűleg minél jobban oldódik a kőzet, annál inkább uralkodnak felületein a kisebb szélességű karrformák. E karrformák elsősorban áramlásos genetikájúak. Bár pl. mészkőveken szivárgásos genetikájú karrok (hasadékkarrok) is jelentős mennyiségben lehetnek jelen. Mindez arra utal, hogy a jól oldódó kőzeteken a forma kialakulást a gyors oldódás miatt már a lejtőn lefolyó vizek is képesek létrehozni. A nagy formasűrűségben az is közre játszhat, hogy a lejtőn áramló víz egyenletesen „szétoszlik”, a kis szélességben viszont az, hogy a formák egymás növekedését gátolják, illetve „egymástól” vonják el a növekedésükhöz szükséges vizet. A rosszul oldódó kőzeteken és fedett karrokon a nagy szélességű formák a jellemzőbbek. Mindez arra utal, hogy a karrformák kialakulása egy-egy helyre koncentráldódik. Ez mivel az oldódás lassúbb arra utal, hogy az oldódás elszivárgásnál, ill. akkor történik, ha a víz tartósan érintkezik a kőzettel. A karrosodásban a kőzetfelszínen áramló víznek kisebb a szerepe. A rosszul oldódó kőzeteken a vályúk sűrűsége számottevő lehet. E formák többsége törés mentén képződik. Tehát a lejtőn áramló víz elsősorban törés mentén elszivároghatva képes csak oldást kifejteni.

- A jól oldódó kőzetek karros eredetű pusztulása a kőzet szerkezetétől függ. Akkor, ha a kőzet nem töredezett, vagy töredezett, de a lejtőszög nagy, a kőzet felszíne leoldódik az áramlásos formák (vonalas formák) kialakulása során tehát felületileg pusztul. A törésszám növekedésével, ill. a felületi vízfolyás csökkenésével (talajjal fedettség) a karbonát kőzeteken szivárgáshoz köthető vertikális karrformák alakulnak ki. A kőzet részekre tagolódva fogy.

- A rosszul oldódó kőzeteken (alacsonyabb mésztartalom, vagy rosszul oldódó ásványú kőzetek) felületi, de nem áramlásos karrformák képződnek. A kicsi törésszám nem kedvez a szivárgásnak (ill. még ekkor is vannak vonalas formák, pl. vályúk keletkezhetnek) és így a vertikális karrforma kialakulásának. A kisebb oldódási hajlam, mint említettük, nem kedvez az áramlásos formák létrejöttének. A lokális oldódási formák kialakulása a kőzet kismértékű felületi lepusztulását eredményezi.

- Ha a kőzetben különféle hatásokra meredek felületek alakulnak ki, e felületek mentén is karrosodás történik. (Mészkövön, márványon, grániton falikarrok, mésztartalmú kristályos kőzeteken, homokköveken színlők, tafonik képződnek.) E formák fejlődése, újraképződése a kőzetet határoló

felületek hátrálását eredményezi. Valószínűleg a felületi típusú lepusztuláshoz, ill. a kőzet részekre különüléséhez képest ez utóbbi a leglassúbb lepusztulás.

IRODALOM

- ANDREICHUK, V.-ERASO A. (1996): Karren landforms on the artificial salt massives in the Ural area. - In: Fornos, I. J.-Gines, A. (szerk.): Karren Landforms, p. 243-252. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- BALÁZS D. (1976): Karsztvidékek Afrika déli részén - Karszt és Barlang I-II. p. 29-38.
- BARTRUM, J. A.-MASON, P. A. (1948): Lapiez and solution pits in basalts at Hokiang, New Zealand – New Zealand J. Sci. Technology 30, B, p. 165-172.
- BÖGLI, A. (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie – Zeit. f. Geomorph. 5. p. 185-193.
- BÖGLI, A. (1976): Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen - In: Karst Processes and Relevant Landforms. ISU Commission on Karst Denudation, Ljubljana p. 141-149.
- BROOK, G. A.-FEENEY, T. P. (1996): Morphology and denudation of quartzite and limestone pavements in Southern Africa and North America: are they small scale versions of labyrinth karst? - In: FORNÓS, J. J. - GINÉS, Á. (szerk.): Karren Landforms p. 25-39, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- 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.
- CALAFORRA, J. M. (1996): Some examples of gypsum karren - In: FORNÓS, I. J.-GINÉS, A. (szerk.): Karren Landforms, p. 253-260. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- COLVEÉ, P. (1973): Cuave en Cuarcitas en el Cervo Autana, Territorio Federal Amazonas – Bol. Soc. Venezolana Espele 4, p. 5-13.
- CVIJIČ J. (1924): The evolution of lapiés a study in karst physiography, - Geogr. Rev. XIV, p. 26-49.
- DYGA, R. T.-SZÉKELY K.-ZAWIDZKI, P. (1976): A Venezuelai Sarisariñama-fennsík homokkő aknája – Karszt és Barlang I-II, p. 43-46.
- DZULYNSKI, S.T.-KOTARBA, A. C. (1979): Solution pans and their beaving on the development of pediments and tors in granite – Zeits. f. Geomorph., 23. p. 172-191.
- FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology - Unwin Hyman, London

- GOUDIE, A. S. - MIGÓN, P. (1997): Weathering pits in the Spitzkoppe Area, Central Namib Desert - Zeits. f. Geomorph., 41. p 417-444.
- HEDGES, J. (1969): Opferkessel – Zeits. f. Geomorph. 13, p. 22-55.
- HOBLEA, F.-JAILLET, S.-MARIE, R. (2001): Erosion et ruissellement sur karst nu en context subpolaire océanique les lacs calcaires de Patagonie - Karstologia, 38, p. 13-18.
- MACALUSO, T.-SAURO, U. (1996): The Karren in evaporitic rocks: a proposal of classification - In: Fornos, I. J.-Gines, A. (szerk.): Karren Landforms, p. 277-293. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- MAIRE, R.-L'équipe Ultima Esperanza-PERNETTE, J. F.-FAGE, L. H. (1999): Les „glaciers de marbre” de Patagonie, Chili – Un karst subpolaire océanique de la zone australe – Karstologi 33, p. 25-44.
- MARKER, M. E. (1976): Note on some South African pseudokarst – Bol. Soc. Venezolana Espel. 7, p. 5-12.
- MIGON, P.-DACH, W. (1995): Rillenkarren on granite outcrops, SW Poland, age and significance – Geografiska Ann. 77 A p. 1-9.
- PLUHAR, A. - FORD, D. C. (1970): Dolomite karren of the Niagara Escarpment, Ontario, Canada - Zeits. f. Geomorph. 14. p. 392-410.
- RASMUSSEN, G. (1959): Karstformen im Granit des Fichtelgebirges – Die Höhle, 1. p. 1-4.
- ROBINSON, D. A.-WILLIAMS, R. B. G. (1992): Sandstone weathering in the High Atlas, Morocco – Zeits. f. Geomorph., 36, p. 413-429.
- SIEGEL, F. R.-MILLS, J. P.-PIERCE, J. W. (1968): Aspectos petrográficos y geoquímicos de espeleotemas de opalo y calcita de la Cueva de la Bruja Mendoza Republica Argentina. – Revista Assoc. Geol. Argentina, 23, p. 5-19.
- SZABLYÁR P. (1981): Az Umm Masabih-barlang morfológiai karszt és Barlang I.-II, p. 27-34.
- VERESS M. (2001): Karsztformák morfológiai csoportosítása – Földr. Közl. (megj. alatt)
- VERESS M.-TÓTH G.-ZENTAI Z.-KOVÁCS GY. (2001): Study of a new method for characterising karren surfaces based on alpine researches – Revue de Géographie Alpine, 89. p. 49-62.
- VINCENT, P. J. (1983): The morphology and morphometry of some arctic Trittkarren – Zeits. f. Geomorph. 27 p. 205-222.
- WHITE, B. W. (1988): Geomorphology and Hydrology of karst terrains – Oxford University Press, New York
- WHITE, B. W.-JEFFERSON, G. L.-HAMAN, J. F. (1966): Quarzite karst in Southeastern Venezuela – Internatl J. Speleol. 2, p. 309-314.
- WILLIAMS, P. W. (1966): Limestone pavements with special reference to Western Ireland - Inst. Brit. Geogr. Trans., 40. p. 155-171.

TALAJ ALATTI KARRFORMÁK

ZSENI ANIKÓ

Széchenyi István Egyetem, Környezetmérnöki Tanszék
9026 Győr, Egyetem tér 1. zseniani@sze.hu

Abstract: Grouping of subsoil karren forms is not easy, as similar forms have been given different names by different people. The researchers' approach to classification is also different (genetic, descriptive or mixed classifications) and this has influenced their terminology. There is a tendency for gradations to occur both in the nature of the forms and in their sizes and orientations - different people have put the boundaries at different points along those continua. Also, it has not helped that the original terminology evolved in Europe before the tropical karren were well described. The different languages (and translations) also increase the confusion. Despite of the above mentioned difficulties, a classification of subsoil karren has been created (mostly based on Bögli's classification, with some variations and additions). The main subject of this paper is the describing of the subsoil karren forms. The remnant subsoil forms inherited and transformed after soil removal also have been discussed briefly.

1. Bevezetés

Napjainkig sokan írták már le az egyes karrformákat, és közülük többen csoportosították is őket, különböző szempontok alapján. A karrformák első osztályozása, amely alapul szolgált a legtöbb későbbi kutató számára, és amely már a talaj alatti karrokat is tárgyalja, Böglitől származik (BÖGLI 1951, 1960). Csoportosítása alapján szabad karrok a „Rillen-”, „Tritt-”, „Rinnen-”, „Meander-”, „Wand-” és „Kluftkarren”-ek; félig szabad karrok a „Kamenitza”, „Korrosionskehlen” és „Hohlkarren”; fedett karrok pedig a „kavernösen Karren”, „geologische Orgeln” és „Rundkarren”. Bögli csoportosítását és a karrok általa megfogalmazott német nevét a legtöbb utána következő karsztkutató átvette. Idővel azonban igen sok egyéb elnevezés is napvilágot látott, és néhány szerző Bögli eredeti értelmezésétől eltérően használta ill. fordította az eredeti német kifejezéseket.

A tanulmány korlátozott terjedelme nem teszi lehetővé a többi, a karrok csoportosításával ill. a talaj alatti karrokkal foglalkozó kutató ill. az általa használt szakkifejezések bemutatását, ezért - a teljesség igénye nélkül - hivatkozom rájuk (BAUER 1962, TRIMMEL 1965, JENNINGS 1971, 1985, SWEETING 1972, GAMS 1973, WILLIAMS 1983, FORD - LUNDBERG 1987, FORD - WILLIAMS 1989, BALÁZS 1990 a, b, GINÉS 1995, 1996 a, SLABE 1999, VERESS 2003).

A nemzetközi szakirodalomban nemcsak a talaj alatti karrformák osztályozásáról, hanem a mészkőfelszínt borító talajokról is igen sok infor-

máció áll rendelkezésünkre. Ezek többnyire a talajborítás szerepét értékelik a mészkő formakincsének kialakításában (JAKUCS 1956, BÖGLI 1951, 1960, PIGOTT 1962, 1970, WILLIAMS 1966, SWEETING 1966, 1972, JAKUCS 1971, 1980, JENNINGS 1971, TRUDGILL 1975, 1985, 1986, JAKUCS - KEVEINÉ BÁRÁNY - MEZŐSI 1983, FORD - LUNDBERG 1987, TRUDGILL - INKPEN 1993, GINÉS 1995, URUSHIBARA-YOSHINO *et al.* 1999).

Talajborítás alatt a mészkő oldódása jóval intenzívebb, mint a szubaerikus formák esetében. A talaj alatti oldódás esetében ugyanis nem csupán a levegőből kioldott szén-dioxid savasítja a vizet, hanem a talajban élő mikroorganizmusok milliárdjai is, CO₂ felszabadítás révén. Üledékek és talajok alatt a kőzet felszínét számos irányból éri az oldó hatás, így sima, lekerekített formák alakulnak ki. A talaj egyes tulajdonságainak (elsősorban a kémhatás és a szénsavas mész tartalom) meghatározó szerepét a talaj alatti karsztos formakincs kialakításában jómagam is több alkalommal bemutattam (ZSENI 1999, 2002 a, b, ZSENI - KEVEINÉ BÁRÁNY 2000, ZSENI - GOLDIE - BÁRÁNY-KEVEI 2003).

Minthogy igen sok karsztos térszín jelenleg vagy a fejlődéstörténete során valamikor fedett karszt volt, így feltételezhetjük, hogy a Földön előforduló karrok jelentős része eredetileg talajborítás alatt alakult ki, fejlődött ill. alakult át.

2. Talaj alatti karrformák

A talaj alatti karrformák csoportosítása nem könnyű feladat, mivel az egyes szerzők számos, gyakorlatilag ugyanolyan karrformát különböző nevekkal illettek. A karrok osztályozásának alapja lehet genetikai, morfológiai vagy vegyes is. A csoportosítás módja természetesen a karrok nevezéktanára is hatott. Számos karrforma lényegében ugyanúgy alakul ki, de a fejlődésükre ható eltérő körülmények hatására a karrosodás különböző méreteket ölthet. A különböző szerzők pedig különböző méreteknél húzták meg a határokat ezen kontinuumok mentén.

A nevezéktan egységesítését ugyancsak hátráltatta, hogy az eredeti karros nevezéktan már a változatos formakincsű trópusi karrok részletesebb megismerését és leírását megelőzően kialakult Európában. A különböző nyelvek és fordítások tovább növelték a nevezéktan kuszaságát.

A fenti nehézségek ellenére megkíséreltük csoportokba rendezni a talaj alatti karrokat. Az *I. táblázat* ad áttekintést az egyes csoportokról és a csoportokba tartozó karrokról. Feltüntettem a hasonló formákat és a használt szinonimákat is.

I. táblázat
Table I.

A talaj alatti karrok csoportosítása
Classification of subsoil karren

1. Szabálytalan talaj alatti formák	2. Vertikális talaj/kőzet határfelületen kiala- kult horizontális bemélyedések	3. Kürtökarrok	4. Lineáris talaj alatti csatornák	5. Kúpok és hasa- dékok
1.1. üreges karrok variációk: gyökérr	2.1. talaj alatti (szubkután) horizontá- lis bemélyedések variációk: kis szubkut. hor. bemélyedés (fülkés karr), nagy szubkut. hor. bemélyedés	3.1. oldási mélyedés 3.2. és 3.3. karr-kürtők	4.1. lekerekített karrok variációk: lenyesett oldási csa- torna, kis szubkut. csatorna, nagy szubkut. csatorna 4.2. túlfolyási formák variációk: (talaj táplálta) falikarr, (talaj táplálta) meanderkarr	variációk: talaj alatti kúpkar, talaj alatti hasa- dékok, fe- dett/talaj alatti bogaz, blokkos romfor- mák
1.2. talaj alatti (szubkután) kagylós karr	2.2. talaj alatti (szubkután) félharang- szerű formák			

(A „szubkután” és a „talaj alatti” jelzőket alkalmaztam azon formák esetében, amelyek nem csak talaj alatt alakulhatnak ki, és így a jelző megkülönböztetésül szolgál számukra. Bár a két fogalom nem azonosan egyenlő - a szubkután tágabb értelmű -, mégis, ahogy az angol nyelvű szakirodalmak, úgy mi is szinonimaként használjuk azokat.) Az egyes formák magyar nyelvű elnevezése során a - talaj alatti karrok tekintetében sajnos igen csekély számban publikált - hazai tanulmányokat és a frissen megjelent angol-magyar geomorfológiai szótárt (SEBE *et al* 2004) tekintettük irányadónak, ahol pedig nem találtunk megfelelő, alkalmazott kifejezést, ott saját javaslat-tal éltünk. Az egyes karrformák részletes bemutatásakor a használt angol kifejezés közlésével is segítettük a tájékozódást.

2.1. Szabálytalan talaj alatti formák (irregular subsoil sculpturing, kavernösen Karren (BÖGLI 1960))

2.1.1. Üreges karrok (cavernous karren)

Az üreges karrok a mészkövet szabálytalanul átjáró, átfúró, egymásba kapcsolódó üregek, járatok (BÖGLI 1960, 1980). A mészkő szivacszerű üreg-labirintushoz hasonlít. Az üregek átmérője néhány cm-től több mint 1 méter-ig változhat. (Az üreges mállás azonban nem mindig a talaj alatti oldódás eredménye!) Az ilyen típusú formákra a különböző szerzők által használt

kifejezések között számos átfedés van, és némely kifejezést nem csak mészkőön kialakult formakincs esetében használják. A leggyakoribb angol elnevezések: honeycomb (méhek lépsejtjeihez hasonló kisebb-nagyobb mélyedések, amelyek azonban létrejöhetnek pl. sókristály-növekedéses aprózódás, szélmarás, esőcseppek eróziója stb. által is), boneyard, cavernous weathering (üreges mállás), cavernous karren (üreges karrok), root-karren (gyökérkarrok). Ezek mindegyike mély, szabálytalan alakú „lyuk” a mészkőben, amelyet a mészkővel érintkező átnedvesedett anyag (általában talaj) hoz létre, a gyökerekhez és más lokalizált vízbeszivárgáshoz csatlakozó biológiai és kémiai oldó hatások koncentrálódásával (1. kép).

Az apró üreges mállásnál nagyobb léptékűek a talaj alatti üreges karrok (subsoil cavernous karren, GAMS 1973). Ezek a kör-keresztmetszetű üregek mindenféle irányban átyukasztják a mészkövet. Kialakulásuk többnyire a közetréseket és repedéseket követi.

SLABE (1999) „*subcutaneuos tubes*”-nak nevezte az üledékkel vagy talajjal kitöltött kicsi, szabálytalan alakú karsztos üregeket. Főként erősen repedezett kőzetekben alakulnak ki: a kezdetben igen apró repedéseket kitöltő talajborítás által megnövelt oldó hatás szélesíti őket. Fejlődésükben a növényzetnek is fontos szerepe lehet. A kisebbek 1-10 cm átmérőjűek, a nagyobbak 1 m átmérőjűek is lehetnek.

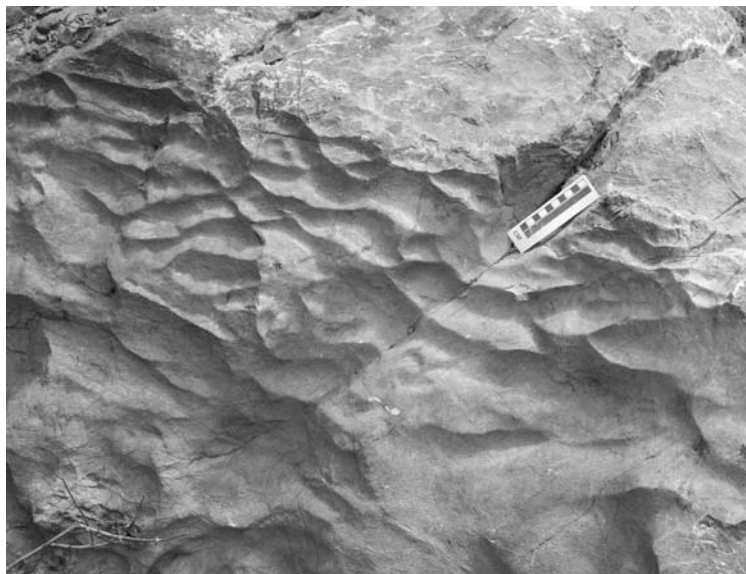


1. kép: Szabálytalan talaj alatti formák. Hutton Roof Crags mészkőjárdás terület, Anglia, UK. (Fotó: H. S. Goldie)
Picture 1.: Irregular subsoil sculpturing. Hutton Roof Crags limestone pavement area, England, UK. (Photo by H. S. Goldie)

A gyökérkarrok a gyökerek környezetében megnövekedett oldó hatás következtében alakulnak ki. A talaj baktériumpopulációja sűrűbb a gyökerek körül, és az ezek által termelt szén-dioxid, valamint a gyökerek által kiválasztott különböző szerves savak hatására a kőzet repedéseibe benyomuló gyökérzet idővel a kezdeti kis réseket tágas, többnyire kerek vagy ovális keresztmetszetű, kanyargós csatornákká bővíti (JAKUCS 1971, 1980).

2.1.2. *Talaj alatti (szubkután) kagylós karr* (subsoil/subcutaneous scallops, SEBE et al. 2004 fordításában: oldásos bemélyedés)

A szubkután kagylós karrok (SLABE 1999) kagyló ill. fodor-szerű formák. Hullámhosszuk 15-50 cm, sekélyek, de a felső részükön többnyire mélyebbek (2. kép). A talaj alatti eredet miatt felszínük sima. Túlhajló, talajjal vagy üledékkel körülvelt sziklafelületeken, repedések mentén a talajjal kitöltött résekből alakulnak ki. Előfordulásuk általában tömeges.



2. kép: Talaj alatti (szubkután) kagylós karr, talaj alól feltárva. Chillagoe, ÉK Queensland, Ausztrália (10 cm-es skála) (Fotó: K. G. Grimes)

Picture 2.: Subsoil scallops exposed in an excavation. Chillagoe, northeast Queensland, Australia (10 cm scale bar). (Photo by K. G. Grimes)

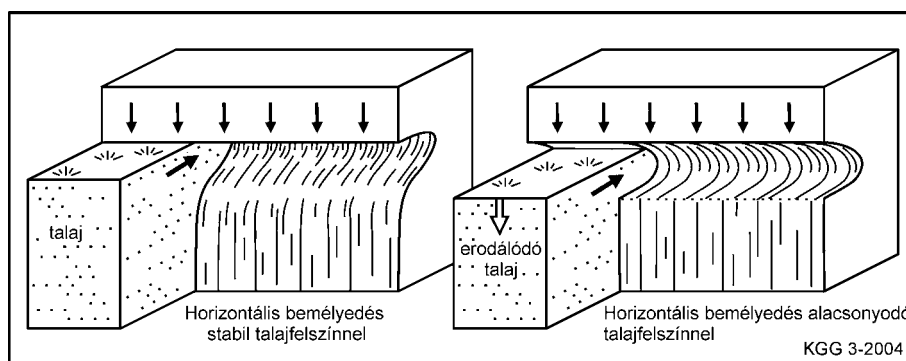
SLABE (1999) szerint a szubkután kagylós karrok a kőzet és a permeábilis talaj vagy üledék érintkezési területén jönnek létre, ahol a talajon való átszivárgással egyidejűleg az érintkezési felületen is lefolyik a víz.

Ugyancsak gyakori talaj alatti formák a hullámos felszínek (smooth undulating surfaces). Hullámhosszuk a szubkután kagylós karrokénál nagyobb és szabálytalanabb. Jellegzetes mintázatot adnak a hasadékok, repedések, oldási csatornák falának.

2.2. Vertikális talaj/kőzet határfelületen kialakult horizontális bemélyedések (Korrosionskehlen, BÖGLI 1960)

2.2.1. Talaj alatti (szubkután) horizontális bemélyedések (subsoil/subcutaneous notches)

Ezek a formák ott alakulhatnak ki, ahol a talaj nem vízszintesen borítja a mészkövet, hanem a kőzet és a talaj egymás mellett található, és egy függőleges vagy közel függőleges határvonal mentén érintkezik egymással. A talaj alatti horizontális bemélyedések a mészkő és a talaj határfelületén jönnek létre (1. ábra). Akkor alakulhatnak ki, ha több víz folyik el/le a talaj-kőzet (függőleges!) érintkezési felületén, mint amennyi rögtön el tud szivárogni a talajba: a mészkő oldódása jóval gyorsabb és erősebb ezen az érintkezési felületen. A víz eróziós hatása következtében a talajfelszín fokozatosan le is alacsonyodhat (1. ábra jobb oldali kép), így a korábban talajjal kitöltött horizontális bemélyedés vagy egy része a felszínre is kerülhet.



1. ábra: Talaj alatti (szubkután) horizontális bemélyedés. A tömör nyíl a víz folyását, az üres nyíl a talajfelszín süllyedését jelzi. (GRIMES, K.G. 2004 alapján)

Fig. 1.: Subsoil notches. Solid arrows indicate water flow, open arrow indicates a dropping soil surface. (based on GRIMES, K.G. 2004)

A kis szubkután horizontális bemélyedések (SLABE 1999) félkör alakú, 10-20 cm átmérőjű vízszintes csatornák. Felső szélük élesebb, szabdaltabb, az alsó rész viszont sima, lekerekített. A nagy szubkután horizontá-

lis bemélyedések (SLABE 1999) átmérője 1 m vagy több, magasságuk az 1 m-t is elérheti.

A szubkután horizontális bemélyedések először kisebbek, félkör keresztmetszetűek, majd a talaj vagy üledékréteg szintjének lassú lealacsonyodásával válnak egyre nagyobbakká. A szubkután horizontális bemélyedések alsó részei az erőteljesebb és hosszabb ideig tartó oldó hatás miatt lenyesettek, simák és lekerekítettek. A felső rész félkör alakban ereszkedik le a bemélyedés alja felé, és minthogy a csapadékvíz oldó hatása általában átformálja, a felületén élesebb formák figyelhetők meg.

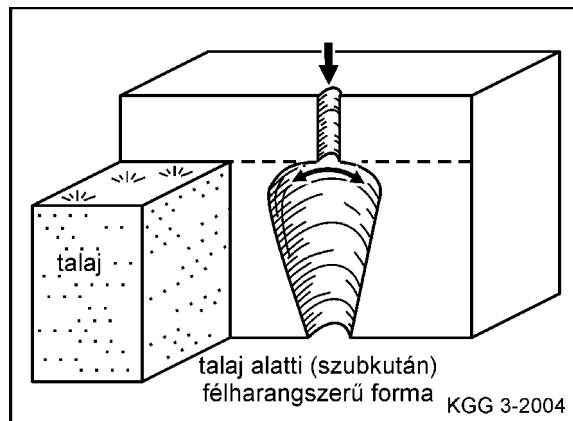
A Gams által használt fülkés karr (subsoil niche) (GAMS 1971, 1973) valószínűleg megfeleltethető Slabe kis szubkután horizontális bemélyedésének. A talaj alatti fülkés karr egy vízszintes fülke, beugrás a mészkőben, amelynek a szélessége (magassága) általában többszöröse a mélységének (a kőzetbe való bemélyedésének). Mélysége általában kevesebb 10 cm-nél. Rétegzetlen vagy vastagpados mészkőben alakul ki. Keresztmetszete szabálytalan: függőleges falakon nyitottabb és félkör keresztmetszetű, lejtős falakon azonban inkább vájatszerű. A korábban agyagos ill. vályogos üledékekkel kitöltött barlangokban hasonló formákkal találkozhatunk.

Feltétlenül meg kell jegyeznünk, hogy az itt leírt formák eltérnek a tengerparti abrázios fülkéktől ill. azoktól a bemélyedésektől, amelyeket a vízszintesen települt üledékrétegekben a kevésbé ellenálló, jobban oldható üledékrétegek erőteljesebb oldódása hoz létre: ez utóbbiak keskenyebbek és a magasságukhoz képest viszonylag mélyen benyúlnak a kőzetbe.

2.2.2. Talaj alatti (szubkután) félharangszerű formák (subsoil/ subcutaneous half-bells)

A szubkután félharangszerű formák (SLABE 1999) olyan függőleges, talaj-kitöltéssel nem rendelkező (szubaerikus) aknák alatt alakulnak ki, amelyeken keresztül nagy mennyiségű víz érkezik az alatta elhelyezkedő üledékhez ill. talajhoz (2. ábra). Akárcsak a szubkután horizontális bemélyedések, a szubkután félharangszerű formák is akkor alakulnak ki, ha több víz áramlik a mészkő-talaj érintkezési felületéhez, mint amennyi rögtön be tud szivárogni a talajba: az érintkezési felületen igen intenzív oldódás lép fel. Formájuk és méretük a talajhoz érkező víz mennyiségétől és oldóképességétől, a talaj-mészkő érintkezési felület vízáteresztő képességétől és a talajszint-csökkenés mértékétől függ.

A talaj alól csak nemrég kitakarózott szubkután félharangszerű formák falába szabálytalan lefutású kis méretű lekerekített karrok (Rundkarren) mélyülhetnek.

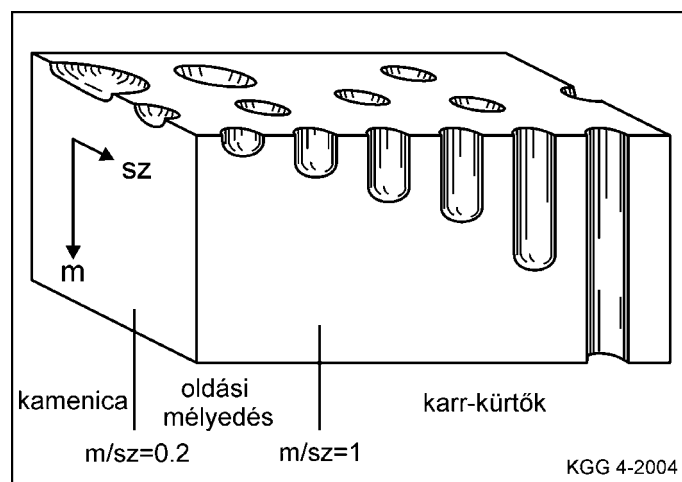


2. ábra: Talaj alatti (szubkután) félharangszerű formák. (GRIMES, K.G. 2004 alapján)
Fig. 2.: Subsoil half-bells. (based on GRIMES, K.G. 2004)

2.3. Kürtőkarrok (pit, well, shaft/pipe) (geologischen Orgeln, BÖGLI 1960)

A kürtőkarrok kialakulásukat tekintve igen hasonlóak. Az angol nevezéktanban az ebbe a csoportba sorolt formák a következők: „pit”, „well”, „shaft” és „pipe”. Az egyes formák közötti határvonal meghúzásához a formák mélységének és szélességének hányadosát használtuk (m/sz) (3. ábra).

Az oldási mélyedések (pit) sekély gödrök, üregek, amelyeknél az $m/sz \leq 1$ (azaz szélesebbek a mélységüknél). Az $m/sz > 1$ esetében az angol nyelv 3 formát is megkülönböztet: „karren well”, „shaft” és „pipe”. Mindhárom függőleges üreg, de a mélység/szélesség hányados a „karren well” esetében kisebb, mint a másik kettőnél. Azaz a „shaft” és „pipe” (szinonimaként használjuk az angolban e két kifejezést) a „karren well”-nél mélyebb függőleges üreg. A magyar nyelvben nincs külön szavunk az ennyire finom megkülönböztetésekre, ezért javasoljuk, hogy azoknál a formáknál, ahol $m/sz > 1$, használjuk a karr-kürtő kifejezést. Az általunk használt m/sz séma szerint a nem talajborítás alatt létrejött kamenicák (pan) esetében m/sz igen kicsi ($\ll 1$). Vízszintes és ferde futású kürtőkarrok esetében az angolban a „tube” kifejezést javasoljuk használni.



3. ábra: A kamenica, az oldási mélyedés és a karr-kürtő közti megkülönböztetés, a mélység/szélesség hányados alapján. (GRIMES, K.G. 2004 alapján)
 Fig. 3.: Distinction between pan (kamenica), pit (oldási mélyedés), well and shaft or pipe (karr-kürtők), based on depth to width ratio (m/sz). (based on GRIMES, K.G. 2004)

2.3.1. Oldási mélyedés (solution pit)

A talaj alatti oldási mélyedés sekély, kör, félkör, ovális, szögletes vagy szabálytalan alaprajzú karrforma, lekerekített szélekkel és kerekded vagy mélységgel csúcsosodó, kúpszerűen végződő aljjal (3. ábra). (Ellentétben a kamenicákkal (pan), amely kopár karr, nem talajborítás alatt jön létre, és egyenes alja van!) A kisebb oldási mélyedések átmérője 1-5 cm, a nagyobbaké 1 m körüli is lehet (miközben az $m/sz \leq 1$). FORD - WILLIAMS szerint (1989) talajborítás nélküli és talajborítás alatti felszínen is kialakulhatnak. SLABE (1999) a „subcutaneous recesses” kifejezést használja a kürtőkarrokra, köztük az oldási mélyedésekre is.

Az oldási mélyedések kialakulása a talaj alatt a kőzet kicsiny bemélyedéseiben kezdődik el, és a talajon keresztülszivárgó víz oldó hatása nagyobbitja meg őket. Az erőteljes mikrobiális tevékenység is fontos szerepet játszik a mélyülésben. Egyesek kőzetrések, valamint a könnyebben oldható mészszipap- és kalciterek mentén mélyülnek be a kőzetbe, mások a kőzet elsődleges kis porózus üregei csoportosulásánál.

Az oldási mélyedésből gyakran indulnak ki lekerekített karrok (Rundkarren). A kezdeti oldási mélyedésből sok szubkután forma alakulhat ki, és igen sok átmeneti forma létezik. Egyenes felszínen a lekerekített oldási mélyedés a talajborítás megszűnte után kamenicává (pan) alakulhat át. GAMS (1973) fedett oldási kamenicának (covered solution pan) nevezi a talajborítás megszűntét követően állandóan vízzel kitöltött mélyedéseket. A

nagyobb átmérőjű oldási mélyedésből függőleges, talajjal kitöltött karr-kürtők vagy szabálytalan talaj alatti formák is kialakulhatnak.

2.3.2. és 2.3.3. *Karr-kürtők* (karren wells, karren shafts/solution pipe)

A karr-kürtők (FORD - WILLIAMS 1989) függőleges vagy ferde üregekként nyúlnak be a kőzetbe (3. ábra). Alakjuk függőleges, hengeres (kör, elliptikus keresztmetszet) vagy tölcészerű. Függőleges oldási folyamatok hatására alakulnak ki. Az erőteljes függőleges oldódást a mikroorganizmusok nagy mértékű feldúsulása, a lefelé irányuló vízmozgás, a mészkő könnyebben oldható kristályosodási formáinak jelenléte (mésziszap) egyaránt okozhatják. Lefelé irányuló vízmozgás létrejöhet a törésvonalak kereszteződésénél, meredek dőlésű réteglapoknál, vagy ahol a porózus mészkőben lefelé mozgó víz lokálisan, egy koncentrált függőleges útvonalon tud haladni. Kialakulásuk kalciterekhez, repedésekhez, réteglapokhoz is köthető, de kifejlődhetnek oldási mélyedésekből és kamenicákból is, ahol a korábbi forma alja réteghatárt metsz. Általában talajjal, agyaggal, vályoggal, homokkal, kavics-, ill. kötőrmelékkel vannak kitöltve. A „nyitott” karr-kürtő a korábbi kitöltő üledék elvesztéséről tanúskodik. Bányák fala gyakran tárja fel ezeket. Ha a kitöltő üledék allochton, akkor a karr-kürtő (mint kőzetforma) fosszilis. Formájuk igen komplex és változatos lehet, ha mély, időszakosan vízzel telített talajborítás alatt, dominánsan epikarsztos feltételek között fejlődnek. Porózus mészkőben gyakrabban fordulnak elő.

2.4. *Lineáris talaj alatti csatornák* (Rundkarren és Hohlkarren, BÖGLI 1960)

2.4.1. *Lekerekített karrok* (Rundkarren)

A lekerekített karrok talaj, növényzet, moha, humusz, növényi hulladék stb. alatt kialakult oldási csatornák (SWEETING 1972, FORD - LUNDBERG 1987, FORD - WILLIAMS 1989). Keresztmetszetük kerekded, felszínük sima (3. kép). Kialakulásukban és morfológiájukban hasonlítanak a barázdakarrokhoz (Rinnenkarren): a kezdetben lepelszerűen lefolyó víz lineáris lefolyássá alakul, és a folyás irányában, az alsóbb szakaszokon széleseedik és mélyül a karr (Horton-típusú lefolyás). (A barázdakarr azonban szubaerikus körülmények között, fedetlen sziklafelszíneken alakul ki!) A lekerekített karrok a legtöbb karbonátos kőzeten kialakulhatnak, de leginkább a homogén és a közepes-finomszemcsés karbonátos kőzetekben jellemzőek.

A lekerekített karrok szélessége 2-50 cm, mélységük elérheti, sőt meghaladhatja az 50 cm-t. Hosszuk néhány cm-től egészen 10 m vagy több is lehet. Méretük általában összefügg a talajborítás idejével: minél hosszabb ideig tart a talajborítás, annál mélyebb a lekerekített karr. De a talaj alatti oldási folyamatok erőssége is meghatározó tényező.

Meredekebb lejtőkön általában párhuzamos lefutásúak, enyhe lejtésű ill. egyenes felszínen a futási irányukat általában a fő törések mentén meg-lévő kisebb oldási mélyedések határozzák meg: gyakran középpont irányába hasadékkarrokba, kürtőkarrokba torkollanak.

SLABE (1999) a függőleges (néhol vízszintes vagy ferde), változatos méretű, általában félkör keresztmetszetű oldási csatornákra a szubkután csatorna (subcutaneous channel) kifejezést használja. Ezek ott alakulnak ki, ahol a víz a kőzet és az azt fedő, a kőzet repedéseit kitöltő talaj (vagy üledék) érintkezési felületén folyik le. A csatornák méretét és alakját a talaj vízáteresztő képessége, az érintkezési felületen lefolyó víz mennyisége és a kőzet tulajdonságai határozzák meg.



3. kép: Talajborítását elvesztett lekerekített karr. Great Asby Scar mészkőjárdás terület, Anglia, UK (Fotó: H. S. Goldie)

Picture 3.: Exposed rundkarren. Great Asby Scar limestone pavement area, England, UK. (Photo by H. S. Goldie)

SLABE (1999) méretük szerint elkülöníti a nagy és kis szubkután csatornákat. A nagy szubkután csatornák akkor alakulnak ki, amikor folyamatosan nagyobb mennyiségű víz áramlik a kőzet/talaj határfelületen. Ezek átmérője 20-100 cm vagy több is lehet, szélességük a futásvonaluk mentén

változhat. A kis szubkután csatornák átmérője 5-20 cm, szélességük általában a teljes hosszuk mentén végig ugyanakkora, vagy pedig kiszélesedik a más csatornákkal való találkozáskor. A Slabe-féle kis szubkután csatornák a tipikus lekerekített karroknak felelnek meg. Ezek csatorna-hálózatokat alkothatnak, különböző szögben átszabdalthatják a függőleges vagy lejtős sziklafelszínt, és kanyaroghatnak is. Minél kevésbé vízáteresztő a kőzet/talaj határfelület, annál kanyargósabb csatornák alakulnak ki. A legkanyargósabbban futó csatornák átmérője általában csupán 1-5 cm. A nagyobb csatornák falain kialakulhatnak kisebb csatornák. A függőleges szubkután csatornák igen gyakoriak a köerdőkben.

A lenyesett oldási csatorna (undercut solution runnel: *JENNINGS* 1971, vagy Hohlkarren: *BÖGLI* 1960, *SWEETING* 1972) a lekerekített karrok egy változata: savanyú tözeg vagy humuszborítás alatt kifejlődő lekerekített karr. A lekerekített karrokhoz hasonlóan lekerekítettek, felületük sima, de általában szélesebb árokkal és gerinccel rendelkeznek, és az oldalfaluk jobban alávágott. Mélységük 60 cm-1 m, szélességük kb. 50 cm, hosszuk pedig több méter is lehet.

2.4.2. Túlfolyási formák (decantation or overspill forms)

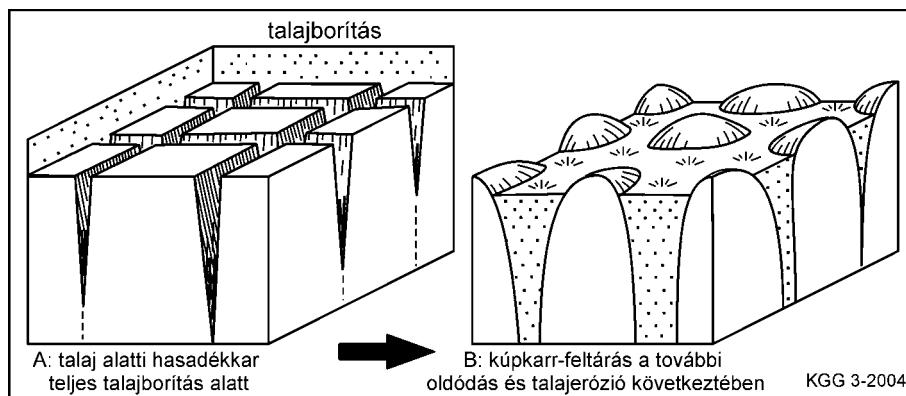
A túlfolyási formák osztályozását *FORD - LUNDBERG* (1987) végezte el. A korábbi osztályozások félig szabad ill. részben fedett alakzatai tartoznak ide (*BÖGLI* 1960, *SWEETING* 1972, *JENNINGS* 1971).

Többnyire kopár ill. részben fedett mészkőfelszíneken jönnek létre, de kialakulásuk talajhoz (is) kötött, ezért röviden tárgyalom őket. Az ebbe a csoportba tartozó formák közös tulajdonsága, hogy a mészkő oldószeréül szolgáló víz egy, a forma felett elhelyezkedő (túlfolyó) tárolóból csurog le a csupasz sziklán. Ez a tároló lehet a lejtő tetején elhelyezkedő sziklamélyedésben visszamaradt talaj, moha, humuszcéteg, hó stb., ahonnan a víz kicsurogva létrehozza az oldási formákat. Meredek lejtőkön falikarrok (soil-fed Wandkarren), enyhébb lejtőkön meanderkarrok (soil-fed Meanderkarren) alakulnak ki (*FORD - WILLIAMS* 1989). Mivel a lejtőn lefolyó víz máshonnan nem kap további savanyú kémhatású, oldóképes vízutánpótlást, ezért a tárolóhelytől (a forrástól) távolodva a csatornák mérete csökken. A karrok mérete a víz mennyiségével és oldóképességgel van összefüggésben. Szélességük és mélységük általában 1-10 cm, hosszuk akár 10 m is lehet. Mint-hogy kopár felszíneken alakulnak ki, azért a kopár karrok éles, sarkított fel-színe jellemzi őket is.

2.5. Kúpok és hasadékok (pinnacles, cutters, covered bogaz)

A kúpkarrok (pinnacles) maradvány formák. Mély és savanyú talaj vagy igen hosszú ideig tartó talajborítás alatt a hasadékkarrok (grike, Kluftkarren) jelentősen kiszélesedhetnek és mélyülhetnek. A talajborítás alatt elhelyezkedő, felszínhez közel szélesebb, lefelé fokozatosan szűkülő hasadékokat talaj alatti hasadékkarnak (cutter, észak-amerikai kifejezés) nevezzük (4. ábra, 4. kép). A talaj alatti hasadékok szélesedésével egyidejűleg a visszamaradt mészkőblokkok (clint) teteje folyamatosan visszavágódik a mészkőblokk tetején és a hasadék oldalán lejátszódó oldási tevékenység hatására. Az így létrejött talaj alatti kúpok, oldalukon oldási csatornákkal, a kúpkarrok (pinnacle) (FORD - LUNDBERG 1987, FORD - WILLIAMS 1989, 4. ábra). Legjobban a vastagpados mészkővekben fejlődnek.

A kúpszerű alak miatti erőteljes talajerózió következtében a kúpkarrok teteje gyakran a felszínre kerül (4. ábra). Talajborításukat elvesztve a kúpkar felületén található kerekded oldási csatornák szubaerikus formákká alakulnak át, élesek, durva felületűek lesznek. A kúpkarrok magassága több méter is lehet. Minthogy kialakulásukhoz sok idő kell, ezért a nedves trópusi területeken gyakoriak, de a jégkorszaki jégborítást szenvedett területeken ritkák. A legismertebb kúpkarrok a kínai Yunnan körvidékében találhatók.



4. ábra: Talaj alatti hasadékkar és kúpkar kialakulása a talaj alatti függőleges repedések folyamatos nagynyobborásával. (GRIMES, K.G. 2004 alapján)

Fig 4.: Cutters and pinnacles form by progressive subsoil enlargement of vertical joints (A: cutters under complete soil cover, B: exposure of pinnacle after further solution and soil erosion). (based on GRIMES, K.G. 2004)



4. kép: Márványbányában feltárt talaj alatti hasadékkar. Wombeyan, Ausztrália (Fotó: K. G. Grimes)
 Picture 4.: Cutters exposed in a marble quarry at Wombeyan, Australia. (Photo by K. G. Grimes)

A „bogaz” a hasadékkarok egy fajtája: a hasadékkaroknál szélesebb, mélyebb, komplex hálózatot alkotó folyosók. A fedett bogaz (vagy talaj alatti bogaz (GAMS 1973)), folyosó-szerű képződmény, amely a kőzetrések, repedések, hasadékok, töréshoznák mentén, azok szélesedésével alakul ki. Szélessége 2-4 m, mélysége 5 méter is lehet. Masszív ill. vastagpados mészkövekben gyakoriak. A talajborítás elvesztését követően a fedett bogaz szubaerikus formává alakul át.

A blokkos romformákat (Ruinform) először PERNA-SAURO (1978) írta le. Ezek olyan területek, ahol az igen mély és széles hasadékkarok elvesztették talajborításukat, de a visszamaradt mészkőblokkok nem csúcsosodtak kúpkarrokká, hanem megmaradtak blokkos formában: mintha romos toronyházak blokkjai lennének.

3. A talaj alatti karrformák átalakulása a talajborítás elvesztését követően

A talaj alatt létrejött karok a talajborítás elvesztése után ki vannak téve a szubaerikus (szabad-felszíni) oldódásnak: a különféle mechanikai és biológiai mállás (esővíz, algák, gombák stb.) következtében formájuk, felületük átalakul. Az eredetileg sima felszín éles, durva, rücskös, csipkézett lesz. A Föld számos karsztos tája keresztülesett a talajtakaró elvesztésén vagy a talajborítás és növénytakaró minőségi/mennyiségi megváltozásán az idők

folyamán. Előfordulhat az ellentétes folyamat is: a csupasz mészkőfelszínen megtelepül a növényzet és talajtakaró alakul ki, vagy - a jégkorszaki jég által borított területeken - glaciális üledéktakarót kap a mészkő és meglévő formakincse. Nagyon sok karr esetében a fedett és a szubaerikus fejlődés időszakai váltogatták egymást, ami a karrok vegyes eredetét és formakincsét okozta. A szubaerikus és a talaj alatti formák éles elkülönítése emiatt gyakran igen nehéz, esetleg lehetetlen feladat.

GINÉS (1995) két-fokozatú karr-fejlődés modelljében feltételezi a növénytakaró és talajborítás alatt a talaj alatti karrformák intenzív növekedését. *JAKUCS* (1971) elképzelésén alapuló modelljében nagy jelentőséget tulajdonít a talajtakaró elvesztésének. A talajborítás megszűnte után a korábbi talaj alatti formák elkezdenek átalakulni, átformálódni a szubaerikus, megváltozott körülmények között. A talajborítás elvesztése általában valamilyen ökológia krízis (pl. éghajlatváltozás) és/vagy antropogén hatás következménye: erdőirtás, a művelési ág megváltoztatása stb. Ginés 2-fokozatú modelljét a legtöbb mérsékelt és trópusi övezetben kialakult karros felszínre alkalmazni lehet.

Ha a mészkövet borító talaj kémhatása semleges, enyhén lúgos, és a rajta keresztülszivárgó víz oldó hatása gyenge, akkor a talajborítás megszűnte után visszamaradt mészkőfelszín sima, egyenletes, a talaj alatti karrok kezdetlegesek vagy teljesen hiányoznak. A csupasz felszínen mikrokarrok, rovátkakarrok (Rillenkarr), kamenicák (solution pan), saroknyomkarrok (Trittkarren), illetve más kopár karrformák jelennek meg. Az ilyen felszíneken végzett morfometriai vizsgálatok (pl. a rovátkakarrok mélységének, szélességének, hosszának a vizsgálata) felhasználhatók a talajerózió vagy erdőirtás történeti idejének meghatározására, a korabeli környezet rekonstruálására (*GINES* 1996 b).

Ha a mészkőfelszínt borító talaj savas kémhatású volt, és intenzív talaj alatti oldódás ment végbe, akkor a talajtakaró elvesztése után nagy mennyiségben kerülnek elő a különféle talaj alatti karrformák. A szubaerikus, kopár viszonyok következtében átalakulásuk hamar elkezdődik. Példaként *SWEETING* (1972) az angliai Hutton Roof Crag mészkőjárdaínak oldási csatornáit hozza fel. Ezek a csatornák szűkek, szélük lekerekített, a lejtés irányával mélyülnek: kinézetük alapján mintha igen sűrűn egymás mellett elhelyezkedő, túlmélyített karrbarázdák (Rinnenkarr) lennének. Valójában azonban eredetileg talajborítás alatt kifejlődött lekerekített karrok (Rundkarren), amelyek a talajtakaró elvesztése után formálódtak át.

A talajtakaró elvesztését követő átalakulás másik igen látványos példáját a köerdők kúpkarrajain figyelhetjük meg. Az oszlopok alsó részén a lekerekített talaj alatti formák dominálnak, de az oszlop teteje felé haladva

ezek fokozatosan egyre látványosabban átformált, durva, rücskös, egyenetlen felszínű alakzatokká formálódnak, mivel hosszabb ideje vannak kitéve a csapadékvíz oldó hatásának.

4. Összefoglalás

A tanulmányunkban a nemzetközi és hazai kutatók szakmai értékelésére alapozva ismertettük a talajborítás alatt kialakult karrokat, és röviden elemeztük a talajborítás elvesztését követő lehetséges átalakulásukat. A tanulmányban megfogalmazott nehézségek ellenére megkíséreltünk egy egységes magyar nevezéktanra is javaslatot tenni. A talaj alatti karrokat lényegében Bögli klasszikus csoportosítása alapján (BÖGLI 1960) rendszereztük 5 fő csoportba, annyi különbséggel, hogy az általa is leírt lekerekített karrokat (Rundkarren és Hohlkarren) egy nagyobb halmaz részeként - lineáris talaj alatti csatornák - értelmeztük, és az általa még nem leírt (hiszen főleg a trópusi területeken előforduló) talaj alatti hasadékkarrok és kúpkarrok számára is alkalmaztunk egy fő csoportot:

1. szabálytalan talaj alatti formák (=kavernösen Karren);
2. vertikális talaj/kőzet határfelületen kialakult horizontális bemélyedések (=Korrosionskehlen);
3. kürtőkarrok (=geologischen Orgeln);
4. lineáris talaj alatti csatornák (=Rund- és Hohlkarren + túlfolyási formák);
5. kúpok és hasadékok.

A tanulmányt vitaindítónak és gondolatébresztőnek szántuk, ezért kérjük véleményüket a fenti formák értelmezésével kapcsolatban!

IRODALOM

- BALÁZS D. (1990 a): A karsztológiában és szpeleológiában használt fontosabb idegen szakkifejezések szótára. - Karszt és Barlang, 1990. évf. II. füzet, Budapest, p. 127-136.
- BALÁZS D. (1990 b): Karrformák - karregyüttesek. - Karszt és Barlang, 1990. évf. II. füzet, Budapest, p. 117-122.
- BAUER, F. (1962): Nacheiszeitliche Karstformen in den österreichischen Kalkhochalpen. - Actes du Deuxième Congrès International de Spéléologie, Bari-Lecce-Salerno, Tome I, p. 299-328.
- BÖGLI, A (1951): Probleme der Karrenbildung. - Geographica Helvetica, H. 3, Zürich, p. 191-204.

- BÖGLI, A. (1960): Kalklösung und Karrenbildung. - Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. 2, Berlin, pp. 4-21. (an English translation by E. Werner was published in Cave Geology, 1(1), p. 3-28, 1975)
- BÖGLI, A. (1980): Karst Hydrology and Physical Speleology. - Springer - Verlag, Berlin, P 282 (an English translation, by J.C. Schmid, of the German text published in 1978)
- FORD, D. – LUNDBERG, J. (1987): A review of dissolutional rills in limestone and other soluble rocks. – Catena Supplement 8, p. 119-140.
- FORD, D. - WILLIAMS, P. (1989): Karst geomorphology and hydrology. - Published by Chapman & Hall, London, P601
- GAMS, I. (1971): Podtalne kraške oblike (Subsoil karst forms). - Geografski vestnik XLIII, Ljubljana
- GAMS, I. (1973): Forms of subsoil karst. - Proceedings of the 6th International Congress of Speleology (Olomouc) II, Academia Praha, p. 169-179.
- GINÉS, A. (1995): Deforestation and karren development in Majorca Spain. - Acta Universitatis Szegediensis, Acta Geographica, Tom. XXXIV, Szeged, p. 25-32.
- GINÉS, A. (1996 a): An environmental approach to the typology of karren landforms assemblages in a Mediterranean mid-mountain karst: the Serra de Tramuntana, Mallorca, Spain. - In: Karren Landforms (ed.: Fornos, J. J. - Ginés, A.), Universitat de les Balears, Palma de Mallorca, p. 163-176.
- GINÉS, A. (1996 b): Quantitative data as a base for the morphometrical definition of rillenkarren features found on limestones. - In: Karren Landforms (ed.: Fornos, J.J. - Ginés, A.), Palma de Mallorca, Universitat de les Illes Balears
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája. A karsztfejlődés variációi. - Akadémiai Kiadó, Budapest, P310
- JAKUCS L. (1980): A karszt biológiai produktum! – Földrajzi Közlemények 28. (104.) kötet, 4. szám, p. 331-344.
- JAKUCS L. - KEVEINÉ BÁRÁNY I. - MEZŐSI G. (1983): A karsztkorrózió korszerű értelmezése. - Földrajzi Közlemények 31. (107.) 3-4. füzet, p. 213-217.
- JAKUCS P. (1956): Karrosodás és növényzet. - Földrajzi Közlemények 3. p. 241-249.
- JENNINGS, J. N. (1971): Karst. - Cambridge, Mass, The MIT Press, P252
- JENNINGS, J. N. (1985): Karst Geomorphology. - Basil Blackwell Ltd., Oxford, P293
- PERNA, G. - SAURO, U. (1978): Atlante delle microforme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Veneto. - Trento, Museo Tridentino

- PIGOTT, C. D.* (1962): Soil formation and development on the carboniferous limestone of Derbyshire. I. Parent materials. - *Journal Ecol.* Vol. 50, p. 145-156.
- PIGOTT, C. D.* (1970): Soil formation and development on the carboniferous limestone of Derbyshire. II. The relation of soil development to vegetation on the plateau near Coombs Dale. - *Journal Ecol.* Vol. 58, p. 528-541.
- SEBE K. - KOVÁCS J. - TÓTH G. - CSISZÁR CS.* (2004): Angol-magyar geomorfológiai szótár. – (szerk. Sebe K.), Pécs-Szombathely, P 236
- SLABE, T.* (1999): Subcutaneous rock forms. - *Acta Carsologica*, 28/2, Ljubljana, p. 255-271.
- SWEETING, M. M.* (1966): The weathering of limestones (with particular reference to the Carboniferous limestones of Northern England). - In: *Essays in Geomorphology* (editor: G.H. Dury), Heinemann, London, p. 177-210
- SWEETING, M. M.* (1972): Karst landforms. - MacMillan Press Ltd, London, P362
- TRIMMEL, H.* (editor) (1965): *Speläologisches Fachwörterbuch*. - Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, Wien. p. 55-57.
- TRUDGILL, S. T.* (1975): Measurements of erosional weight-loss of rock tablets. - *British Geographical Research Group, Technical Bulletin* 17, Norwich, p. 13-19.
- TRUDGILL, S. T.* (1985): Limestone geomorphology. - *Geomorphology Texts* 8. (ed.: K. M. Clayton), Longman, p. 53-70.
- TRUDGILL, S.* (1986): Limestone weathering under a soil cover and the evolution of limestone pavements, Malham District, north Yorkshire, UK. – Ch. 24 in: *New Directions in Karst* (ed.: Paterson, K. - Sweeting, M.M.), Norwich, Geobooks, p. 561-471.
- TRUDGILL, S. T. - INKPEN, R.* (1993): Impact of Acid Rain on Karst Environments. - *Catena Supplement* 25, Cremlingen, p. 199-218.
- URUSHIBARA-YOSHINO, K.* and Research Group of Solution Rates in Japan (1999): Interannual variation of limestone solution rates in Japan. - *Essays in the ecology and conservation of karst* (ed.: I. Bárány-Kevei - J. Gunn), Special Issue of *Acta Geographica Szegediensis*, *Acta Geographica Tomus XXXVI*, Szeged, p. 201-211.
- VERESS M.* (2003): A karrok I-II. - Akadémiai doktori értekezés, Szombathely, P 365
- WILLIAMS, P. W.* (1966): Limestone pavements with special reference to Western Ireland. In: *Transactions of the British geographers* No. 40., p. 155-172.

- WILLIAMS, P. W.* (1983). The role of the subcutaneous zone in the karst hydrology. - *Journal of Hydrology* 61., p. 45-67.
- ZSENI, A.* (1999): A talaj szerepe a mészkőjárdák kialakulásában. - CD, A táj és az ember - geográfus szemmel. Geográfus Doktoranduszok IV. Országos Konferenciája, Szeged, Internet: <http://phd.ini.hu>
- ZSENI A. – KEVEINÉ BÁRÁNY I.* (2000): Nagy-Britannia mészkőjárdái és a talaj hatása azok fejlődésében. – *Karsztfejlődés V.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 181-194.
- ZSENI, A.* (2002 a): The role of soil cover in the evolution of karrenfelds. - In: *Carsologica: Evolution of karst: from prekarst to cessation* (ed. F. Gabrovsek), Postojna-Ljubljana, p. 299-306.
- ZSENI A.* (2002 b): Karmezők talajainak vizsgálata magyarországi és angol területeken. - *Karsztfejlődés VII.*, BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 281-295.
- ZSENI, A – GOLDIE, H – BÁRÁNY-KEVEI, I.* (2003): Limestone pavements in Great Britain and the role of soil cover in their evolution. - *Acta Carsologica* 32/1, Ljubljana. p. 57-67.

KARROS LEJTŐFEJLŐDÉS A TRIGLAV ÉSZAKI ELŐTERÉBEN

VERESS MÁRON – ZENTAI ZOLTÁN

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

Abstract: We investigated the karrentification of the slopes of one glacier valley, which occur under the north wall of the Triglav (Julian Alps). There are rinnen and meandering runnels and microkarren on these slopes, which can have different development stage. The karrentification of the slopes started before 50-100 years ago when the glacier went back. The karrentification happened under the snow and the phenomena is in different phases. There are microkarren and young rinnen on the embryonal karrentificated slopes (marks I., IV., V.) on the young karrentificated slopes (marks II., III.). Rinnens meandering runnels and microkarren occur. Mikrokarren can create an independent zone on the upper part of these slopes. The karrentification of the slopes started with the development of mikro-grikes at laminar current. The sheet-water flows turbulent under the snow because of the development of the mikro-grike. Therefore other microkarren develop (scallops, embryonal trittkarren) on the slopes too. The mikro-grike parish. Later the sheet-water separates into gibbons partly. Then young rinnen develop (embryonal development phase). The rinnen can transport faster and faster the water of the slopes because of their increase in size. The sheet-water can stay only locally on the ridges between the rinnens. The sheet water becomes thinner on the upper part of the slope too because of the quick water discharge. Therefore the water can not flow on the slope, but it infiltrates. Mikro-grike will develop again on these places. The melting of the snow will be fast on the ridges between the rinnens. Therefore rillenkarren develop too on these places.

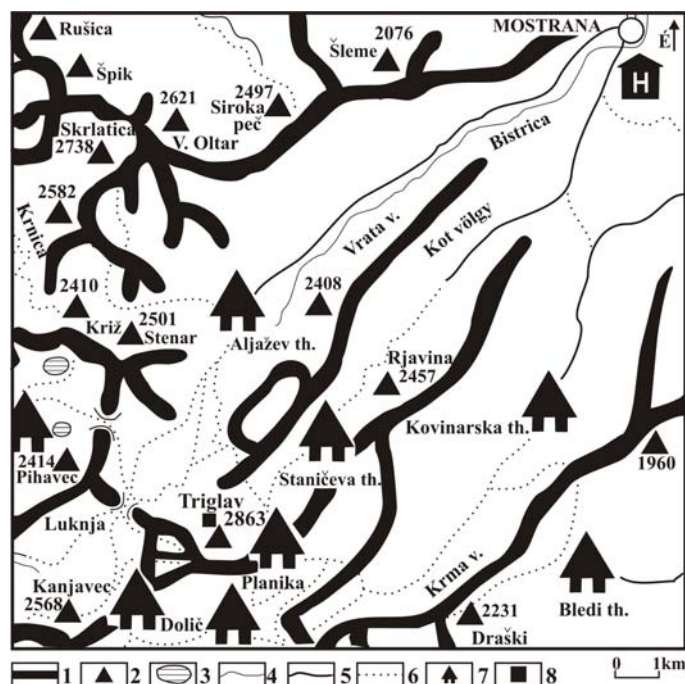
1. A kutatási terület

A vizsgált lejtők a Triglavtól É-ra elhelyezkedő gleccservölgy talpán helyezkednek el 2200-2300 m magasságok között. A völgy, amely a Vrata-völgy függő mellékvölgye, dachsteini mészkőben képződött. Egykori tápláló területe nem különül el élesen a fogyasztó területétől. Előzőt részben a Triglav lejtői határolják. Utóbbihoz ÉK felől a Kot-völgy kár-völgy része kapcsolódik (1. ábra).

A gleccservölgy talpa tagolt: a sziklamedencék talpán számos akna (zsomboly), vagy aknajellegű forma fordul elő. Ez utóbbiak környezetében és a lejtők tövéénél jelentős mennyiségben borítja a felszínt moréna, továbbá fagyaprózódásos törmelék. A sziklamedencéket lecsiszolt háta (lépcsők), báránysziklák különítik el egymástól. Ez utóbbiakat réteglépcsők tagolják. A vizsgált lejtőrészletek (továbbiakban lejtők) a réteglépcsők többnyire É-nak dőlő réteglapjai. Kiterjedésük nem számottevő, mindössze néhány m mind dőlés-, mind csapásirányban.

Az É-ra nyitott völgyben a hó hosszú ideig (kb. novembertől június végéig) megmarad, vastagsága a 4 m-t is megközelíti (GAMS 2002). Természetesen nyáron is (július eleje és november között) akár többször is kaphat

hóelborítást. A hó a réteglapokon igen lassan olvadhat, miután a sziklafalakkal határolt felszínrészletek némelyike - szeptemberi megfigyeléseink szerint - csak 10-16 óra között kap besugárzást. A sziklalejtőkre azonban csapadékvíz is kerülhet. Nyári hónapokban gyakran keletkeznek zivatarok. Az ilyenkor lehullott csapadék mennyisége igen számottevő lehet.



1. ábra: A kutatási terület helye a Júliai-Alpokban

Jelmagyarázat: 1. gerinc, 2. csúcs, 3. tó, 4. patak, 5. út, 6. turistaút, 7. turistaház, 8. kutatási terület

Fig 1: The place of there research area in the Julian Alps

Legend: 1. ridge, 2. peak, 3. lake, 4. brook, 5. road, 6. hiker's track, 7. alpine hut, 8. research area

Annak a térszínnek a jégelborítása, ahol a vizsgált lejtők előfordulnak a GAMS (2002) által közölt térképek és képek figyelembevételével kb. 50 éve szűnhetett meg. Ezért a felszínek karrosodása – ha ez a folyamat csak jégmentes felszínen megy végbe – igen fiatal.

2. A lejtők karrformái

a. Karrok

A gleccser által formált réteglépcsős felszínek főbb karrformáit a 2. ábrán mutatjuk be. A Triglav alatti gleccservölgyben karrok csak kis kiterjedésű

saroknyomkarr

meanderkarr

törpefenyő

falikarr $\alpha = 60^\circ - 90^\circ$

trichterakarr

$\alpha < 20^\circ$

saroknyom uvala

oldódási hasadékok

rétglaciális

hasadékosakarr

kürtőakarr

$\alpha < 0^\circ - 5^\circ$

talaj- és gyeptolt rinnenkarr

meanderkarr

madáritató kerekakarr

törfés

Augustia-fülszék

törfési völgy

vályutalp kürtő

kürtőakarr

vízárulás ágakra különül és turbulens $\alpha = 10^\circ - 30^\circ$

vízvezetési zóna

rétglaciális

oldódási hasadékok

felületi lamináris vízárulás, esősepek hatására turbulens lesz $\alpha = 22^\circ - 60^\circ$ (konvex lejtő)

felületi kevert áramlás egyenes lejtő

gleccser mozgásának iránya

0 0,5 m (kb.)

1 2 3

179

7b. Mikrokarrok

Az újabb karros irodalomban elkülönítenek a fentebb leírt, nagyobb méretű karros formák mellett ún. mikrokarokat. A mikrokaros formák legalább egy nagyságrenddel kisebbek „normál” megfelelőiknél. A mikrokarok méretének felső határa néhány cm, míg az alsó mindössze néhány mikrométer. Az alsó mérettartományba tartozók csak elektronmikroszkóppal tanulmányozhatók (FORD-WILLIAMS 1989). Mészkről mikrorilleket, mikrokürtöket, mikromadáritatókat, mikromeandereket (FORD-LUNDBERG 1987, MACALUSO-SAURO 1996, SMITH *et al.* 1996, FORD-WILLIAMS 1989) is leírtak már. A mikrokaros térszín a phytokarszt is. Ez utóbbi felszíneket algák által létrehozott mikrokürtök jellemzik (FOLK *et al.* 1973). Mikrokarok nem csak mészkövön jönnek létre. Így MACALUSO-SAURO (1996) kősóról ill. gipszről krátereket (15-20 mm-es átmérőjük), mikrokúpokat, mikrorilleket (néhány mm-es szélességűek), mikrorinneket (a rilleknél kissé szélesebbek) mikromeandereket (a meanderöv szélessége néhány mm-től 1 cm-ig terjedhet), mikrofodrokat és mikrosaroknyomokat ír le.

A vizsgált lejtők főbb mikrokarrjai közt említhetők a mikrohasadékok, a mikrokúpok és a mikrosaroknyomok (saroknyom kezdemények). A mikrohasadékok hosszanti kiterjedése legfeljebb néhány cm, szélessége és mélysége gyakran legfeljebb néhány mm (1. kép). Méretük olyan kicsi is lehet, hogy felismerésük, ill. elhatárolásuk más formáktól néha nem könnyű. Sűrűségük igen nagy, ezért megjelenésük szinte folytonosnak tekinthető. Két egymásra merőleges irányba rendeződnek. A mikrosaroknyomnak nemcsak a mérete kisebb a tipikus saroknyomoknál (talpuk átmérője néhány cm, sarkuk magassága néhány mm), hanem morfológiájuk is eltér azoktól. Így a sarok és a talp egymással bezárt szöge kicsi, a talp dőlése viszonylag nagy. A kagylók átmérője cm-nél is kisebb. Nagy sűrűségük miatt többnyire egymásba kapcsolódnak, miáltal közöttük alacsonyabb, éles gerincek (mikrogerincek) és 1 cm-nél kisebb magasságú mikrokúpok fordulhatnak elő. Ez utóbbiak az eredeti térszín maradványai. Bár ez a kagylóméret a karros felszíneken nem ritkaság, a tipikus barlangi kagylókétól messze elmarad, mert azok a hosszanti átmérője több centiméter, vagy deciméter (SLABE 1995). Jellemző ez utóbbiakra a megnyúltság, egyeseknél a nyitottság, továbbá, hogy a szomszédos formákat gerincek különítik el egymástól. Ezzel szemben a vizsgált lejtők kagylói nem megnyúltak, de lefolyástalanok.



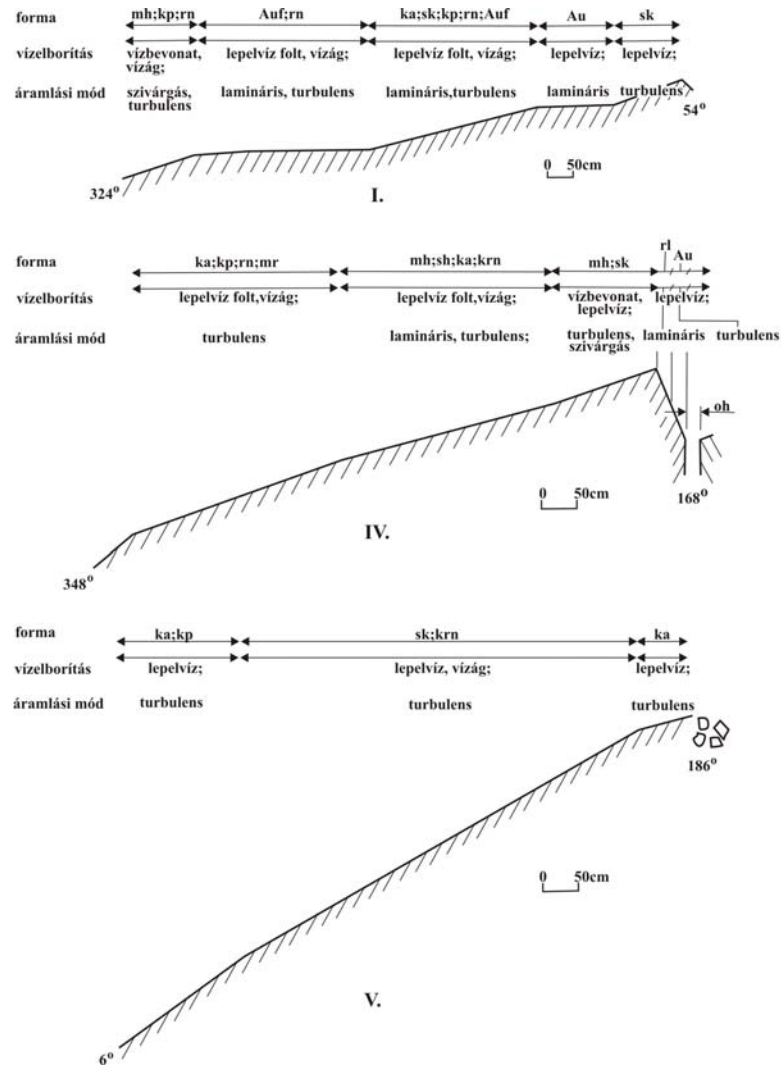
1. kép: Mikrohasadékok
Picture 1: Microgrikes

A mikroformák a lejtő mentén csapás irányba elkülönülve néhány méteres szélességű zónákat alkotnak. Egy-egy zóna gyakran morfológiailag egynemű, homogén (területén csak egy-egy mikroforma van), míg más zónák heterogének (a zóna területén két, vagy ennél több mikrokarr fajta is előfordul). A zónák a lejtő csapásirányába kiékelődhetnek, ill. a rinnek és meanderkarok ezeket kisebb-nagyobb részekre (sávokra, foltokra) is különíthetik.

3. Kutatási módszer

7 db térszínrészlet lejtőinek karros formakincsét minősítettük. Ebből 5 db lejtő mikrokarrs formái különíthető zónákra. (Alább ezek karros fejlődésével foglalkozunk.) Mértük a zónák lejtésirányba eső hosszát, a lejtők szögét, a kőzet töréssűrűségét (3. ábra, 4. ábra, I. táblázat). A vizsgált lejtőrészleteken csapásirányba egy, vagy két szelvény mentén mértük a karok (nem a mikrokarrokét) irányát, szélességét, mélységét. Ezen adatokat felhasználva megadható a szelvény mentén a karrformák sűrűsége, fajlagos szélessége.

Ez utóbbi a szelvény 1 m-re jutó karrforma össz-szélességének átlaga (VERESS et al. 2001).

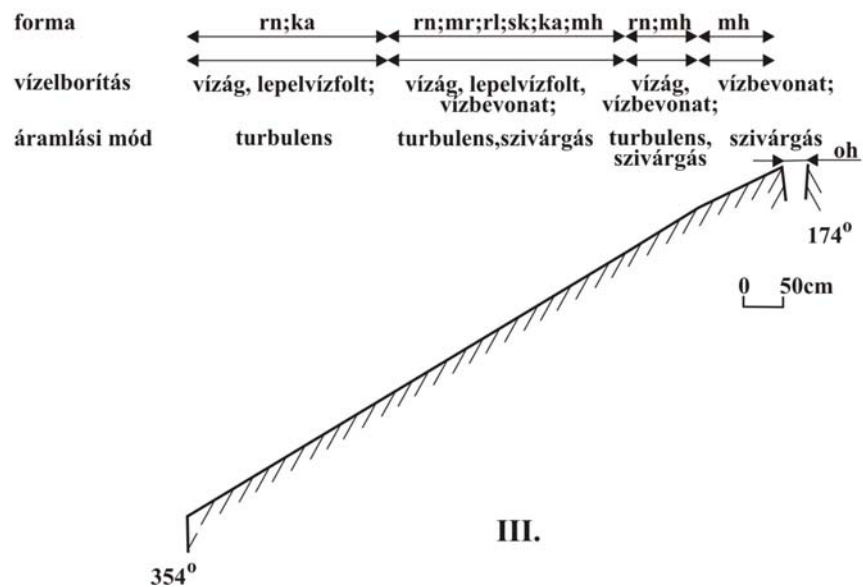
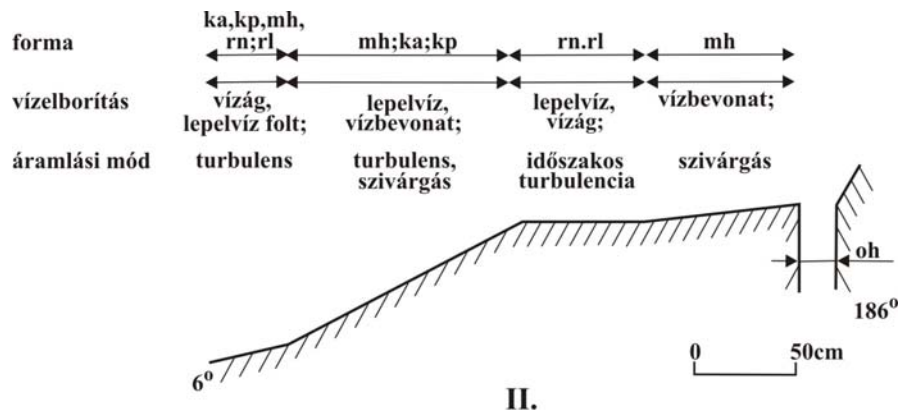


3. ábra: Az embrionális karrosodású lejtők karros formái

Jelmagyarázat: 1. kőzet, 2. törmelék, mh. mikrohasadék, ka. kagyló, kp. mikrokúp, sk. mikrosaroknyom, rl. rillenkar, Au. „Ausgleichsfläche”, Auf. „Ausgleichsfläche” folt, rn. rinnenkar, krn. fiatal rinnen, mr. meanderkar, oh. oldódási hasadék

Fig 3: Karren forms of embryonal karrentificated slopes

Legend: 1. rock, 2. debris, mh: micro-grike, ka: scallops, kp: microspitz, sk: mikrotrittkarren, rl.: rillenkarren, Au: 'Ausgleichsfläche', Auf: 'Ausgleichsfläche' 'spot', krn: young rinnen, mr: meandering runnel (Mäanderkarren), oh: grike



4. ábra: A fiatal karrosodású lejtők karros formái

Jelmagyarázat: 1. kőzet, 2. törmelék, mh. mikrohasadék, ka. kagyló, kp. mikrokúp, sk. mikrosaroknyom, rl. rillenkar, Au. „Ausgleichsfläche”, Auf. „Ausgleichsfläche” folt, rn. rinnenkar, krn. fiatal rinnen, mr. meanderkar, oh. oldódási hasadék

Fig. 4. Karren forms of young karrentificated slopes

Legend: 1. rock, 2. debris, mh: microgrike, ka: scallops, kp: microspitz, sk: microtrittkarren, r.: rillenkarren, Au: 'Ausgleichsfläche', Auf: 'Ausgleichsfläche' 'spot', krn: young rinnen, mr: meandering runnel (Mäanderkarren), oh: grike

I. táblázat
Table I.

A hordozó lejtők és kőzetük néhány jellemzője
Some characteristics of the bearing slopes and their rocks

terület jele	a lejtő			törés	
	dőlésiránya	átlagos dőlésszöge	dőlésszög változása	iránya	sűrűsége [db/dm]
I.	324°	11,4° 10,33°	12°; -13°; 15°; -5° -15°	170-358° (2) 84-264° (2) 86-266° (3)	3,2 6,6 4,8
IV.	78°	18°	5°; -5°	90-270° 66-246°	6,2 2,6
V.	276°	26,7°	-15°; -5°	122-312° 96-276°	4,0 1,6
II.	96°; 120°	12,5°	10°; -30°; 20°	96-276° 150-320°	3,6 3,0
III.	84°; 108°	28,33°	-5°; 0°	96-276° (5) 168-348° (5) 54-234° (6) 168-348° (6)	4,4 3,6 9,0 3,0

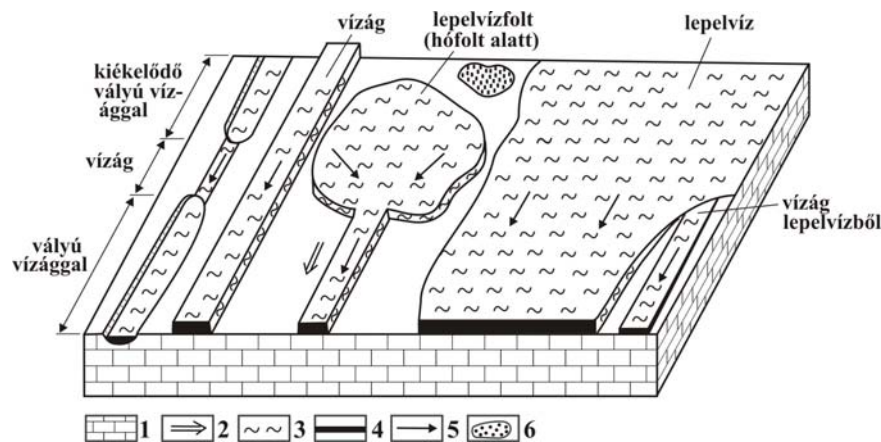
Megjegyzés
() szelvényszám
Note
() marked line

4. Vízáramlás a lejtőkön

A vízáramlás kvantitív és kvalitatív jellemzőivel kapcsolatos megállapításainkat a lejtő karros formakincsének figyelembevételével tettük. Vagyis egyrészt közvetett adatokból indultunk ki, másrészt figyelembe vettük a vízáramlás sajátosságait.

A lejtő vize lehet vízbevonat, vagy lepelvíz és vízág (5. ábra). A lepelvíz és vízág vize a lejtőn elmozdul, áramlik, míg a vízbevonaté nem. A vízbevonat „helyben maradásához” az alábbiak járulhatnak hozzá:

- A beszivárgás intenzitása meghaladja azt a vízmennyiséget, mint amely a lejtőn lefolyhatna.
- A kis vastagságú vízbevonatot a súrlódás vagy a felületi feszültség képes a lejtőn tartani.
- A lejtőt borító hó megakadályozza ill. fékezi a víz elmozdulását (mindaddig amíg kellően ki nem vastagodik).



5. ábra: Vízáramlási típusok a lejtőn

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. lejtő dőlésiránya, 3. lejtőn áramló víz, 4. lejtőn áramló víz metszetben, 5. vízáramlás, 6. vízbevonat

Fig 5. Water flow types on the slope

Legend: 1. limestone, 2. line of the dip of the surface, 3. water current on the slope, 4. water current on the slope (in profil), 5. water flow, 6. water coating

Ezért a vízbevonat vize teljes egészében beszivárog (ha felette hó van), ill. hó hiányában részben elpárolog. A lepelvíz vize egybefüggő, szélessége (amely a lejtő csapásirányába értendő) megegyezhet, sőt meghaladhatja a lejtő dőlésirányába eső hosszát. A lepelvíz előfordulhat a lejtőn folytonos kifejlődésben, vagy foltokban. A vízág szélessége (1-2 dm) nagyságrenddel kisebb lehet, mint a hossza (több m). Mind a lepelvíz, mind a vízág kifejlődhet fedetlen sziklafelszínen, valamint hóval elfedetten is. A vízágak korlátozott utánpótlás, vagy intenzív szél esetén közvetlenül is kialakulhatnak a csapadékból. Kialakulhatnak lepelvízből akkor is, ha a lejtő dőlésszöge megváltozik, vagy a vízvezetés mértéke megnő. (Tudomásunk szerint nem ismeretes, hogy milyen vízhozam csökkenésnél, vagy milyen irányú és mértékű lejtőszög változásnál történhet ez meg.) Fedetlen térszíneken a turbulens áramlás feltétele az oldódásnak és így a karrosodásnak is. A lamináris áramlás turbulenssé alakulása függ az áramlási sebességtől, a lejtőn áramló víz vastagságától, a hordozó felszín morfológiájától. Két olyan vízáramlás közül, amelynek a vízhozama egyenlő és más, a turbulenciát okozó feltételek hasonlóak, annak az áramlása turbulens, amely vízének a vastagsága nagyobb. Továbbá minél érdekesebb, egyenetlenebb a felszín a turbulens áramlás annál nagyobb valószínűséggel bekövetkezik anélkül, hogy a vízvastagság, vagy a sebesség változna (növe).

A sziklafelszínek vízáramlás során képződő karrformái a rillek, a rinnek, a saroknyomok, a meanderkarrok, a kagylók (FORD-WILLIAMS 1989), de ide sorolhatók még a falikarrok is. Nem áramlás, hanem vízelszivárgás során képződő formák a (közetszerkezet által irányított) hasadékkarrok, a madáritatók és bizonyos kürtő típusok kürtői. Ez utóbbiak talaj alatt is kialakulhatnak. A vízáramlásos eredetű karrformák lepelvíz, vagy vízág alatt alakulhatnak ki. Azok a karrformák (rillek, saroknyomok, kagylók), amelyek nagy sűrűséggel borítják a felszínt lepelvíz alatt képződnek. (E formák között az eredeti térszínből gerincek, élek, kúpok maradnak meg, vagy a formák összekapcsolódnak.) A felsorolt formákhoz bizonyos képződési környezet is kapcsolható. Így a rillek időszakosan turbulensen áramló víz oldóhatására képződnek. A turbulenciát a csapadék becsapódó cseppei hozzák létre, ha a lepelvíz vastagsága egy bizonyos értéknél kisebb (GLEW-FORD 1980). Ahol a lepelvíz vastagsága nagyobb, a lejtő alsóbb részén turbulencia hiányában oldódás nem történik, vagy csak kis mértékű lesz, a rillek kiékelődnek. Ezért a szegélyhelyzetű rillek alatt oldódásmentes, vagy síkká oldott felszín („*Ausgleichsfläche*”) fejlődik ki. A saroknyomok BÖGLI (1976) és HASERODT (1965) szerint hó, ill. hófoltok alatt alakulnak ki. Képződésük ugyancsak turbulens áramlás során történik (VINCENT 1983).

A kagylók barlangokban ALLEN (1972) szerint 1,5-15 cm vízvastagságnál és 28-90 cm/s vízsebességnél képződnek. SLABE (1995) szerint örvények hatására, tehát turbulens áramlás során képződnek. Annál kisebb átmérőjűek, minél kisebbek ezen formákat létrehozó örvények. A kisebb örvények viszont nagyobb áramlási sebességnél képződnek. Így pl. SLABE (1999) szerint 1 cm átmérőjű kagylók 2,5 m/s vízáramlási sebességnél jönnek létre. Miután a karrfelszíneken 1 cm-nél kisebb kagylók a jellemzőek valószínű, hogy méretük a lejtőn elmozduló folyadék vastagságától is függ. Kisebb vastagságú folyadékban ugyanis mindenképpen kisebb örvény keletkezik, mivel az örvény mérete az áramló folyadék vastagságát nem haladhatja meg. Ezt bizonyítja, pl. hogy a kisméretű (cm-es szélességű) III. típusú vályúk talpa, esésüktől függetlenül, kagylókkal tagolt. Tehát vízáramlásuk turbulens. E vályúkban az áramlási sebesség nem számottevő. Ugyanakkor az áramló vízág vastagsága legfeljebb néhány cm. Nem zárható ki, de nem valószínű, hogy kagylók hóval nem fedett térszíneken is létrejönnek a vizsgált lejtőkön. Főképpen azért nem, mert a kagylók rillekkel együtt csak néhány helyen fordulnak elő. Az együttes előfordulás helyei a rinnek közti háta. Itt a rillek kialakulása az alábbi módon történik. A rinnek bemélyülése miatt a hát lejtője irányukba dőlővé fejlődik. Miután a háta rilljeinek iránya a rinnek irányára merőleges és megegyezik a hát lejtőjének dőlésirá-

nyával előbb a rinn és a hát oldallejtői alakulnak ki, majd ezt követően a rillek. Ez utóbbiak azért alakulhattak ki, mert a háta oldallejtőjén a megnövekedett lejtőszög miatt a hó elolvadása gyorsabb. E felszínrészletek hosszabb időn keresztül hómentesek és így nagyobb eséllyel borítódhatnak el csapadékvízzel – amikor rillek képződhetnek – mint a lejtők más részei. A kagylók legfeljebb csak e helyeken alakulhatnak ki hómentes felületen, de csak akkor, ha a rillekkel egyidejűleg képződnek. Ez azonban csak akkor lenne lehetséges, ha kagylók a rillek talpait tagolnák. Miután ez nem volt megfigyelhető valószínűbb, hogy a kagylók a rilles felszínrészleteken is már korábban – tehát hóval borítottság mellett – kialakulnak.

A hasadékkarrok és így a mikrohasadékkarrok is az elszivárgó víz törések menti oldódásával képződnek. Ezt az irodalmi adatok (WAGNER 1950, FORD-WILLIAMS 1989, TRUDGILL 1985) mellett az alábbiak bizonyítják.

- A talaj alatti karrok kialakulását okozó hidrokarbonátos oldódást (hasadékkarrok, kürtők, rétegfejkarrok) – egybefüggő vízbevonat hiányában – szivárgó vizek okozhatják. (A kürtők és hasadékok törések által preformáltak, míg a rétegfejkarrok réteglapok menti oldódás során létrejövő maradványformák).

- Más vizsgált lejtők hasadékkarrjai a lejtő dőlésirányához képest igen változatos irányúak, pl. akár csapásirányúak is lehetnek és irányuk jó egyezést mutat a kőzet töréseinek irányával. (VERESS *et al.* 2001). Jelen vizsgálatunk tárgyát képező lejtők mikrohasadékai két irányba, a kőzet töréseinek irányába esnek.

- A vizsgált lejtők mikrohasadékai rendre kiékelődnek. A kiékelődés lokális oldásra utal. Ez utóbbi vagy úgy lehetséges, hogy a lejtőn lévő víz nem összefüggő, vagy oldódását úgy fejt ki, hogy ezalatt nem mozdul el.

A mikrohasadékok az alábbi feltételek megléte esetén jöhetnek létre.

- Amikor a hó még vastag és a felmelegedés kicsi, kevés olvadákvíz keletkezik. Emiatt csak vízbevonat képződik a kőzetfelszínen. A hóolvadék áramlását a még meglévő vastag hó is gátolja. A hó által kifejtett nyomás segíti a víznek a kőzetbe szivárgását.

- A lejtőn a lepelvíz olyan mértékben kivékonyodik, hogy vízbevonattá alakul. Ezt okozhatja, hogy a lejtőt fedő hó (és így a hólé) mennyisége is lecsökken, továbbá az, hogy vízágak ill. ezek alatt rinnek képződnek (ld. alább). Ez utóbbiak létrejötte miatt a lepelvízből a vízelvezetés sebessége megnő.

- A lepelvíz kivékonyodása miatt az áramlás lamináris lesz. Valószínű, hogy vízelvezetés lamináris, sőt turbulens áramlásnál is végbemegy. Bár a beszivárgás mértéke bizonyára az áramlási sebesség növekedésével csökken.

Turbulens áramlás során, ha létre is jönnek mikrohasadékok, a felszín intenzívebb oldódása miatt megsemmisülnek. Ezért véleményünk szerint mikrohasadékok kialakulása akkor történhet, amikor a víz nem áramlik (vízbevonat) és nem párolog (hó borítja a lejtőt).

A nem folytonos kifejlődésű karrformák (rinnek, meanderkarrok) vízágak alatt jönnek létre.

A lejtők vízáramlási viszonyait az alábbiak jellemzik.

- Ahol saroknyom kezdemények és kagylók fordulnak elő, a lejtőn lepelvíz alakul ki, a lepelvíz turbulensen áramlik.
- A mikrohasadékok zónájában vízbevonatok képződnek, és vízelzivárgás megy végbe.
- A lejtőn a vízáramlás többnyire hó alatt történik. Ezt bizonyítja, hogy csak lokálisan fordulnak elő rillek. Ilyen helyek pl. a délre néző lejtők (3. ábra), valamint a rinnek közti magasabb felszínrészletek a háta. Mint említettük ennek oka, hogy itt a hó előbb elolvad.
- A lejtőn a vízáramlás jellege ugyanazon a helyen rövid időn belül is változhat átalakulhat. Erre utal, hogy a mikrohasadékok (szivárgás) kagylókkal (turbulens áramlás) együtt is előfordulhatnak. Ezt bizonyítja az is, hogy egymás szomszédságában vályúk (vázágak) és mikrokaros formák (lepelvíz ill. szivárgás) fordulhatnak elő.

5. Lejtőfejlődés

A vizsgált lejtők karos formakincsük alapján két csoportba sorolhatók (II. táblázat).

- Az embrionális karosodású lejtők között említhetők a I, IV. és V. jelűek (2. kép). E lejtőkön fiatal rinnek, továbbá mikrokarok és sík, karr mentes felszín részletek („Ausgleichsfläche”) fordulnak elő. E lejtők felső szegélyét kagylók, vagy mikrosaroknyomok jellemzik.
- A fejlettebb (fiatal) karosodású lejtők közé sorolhatók a II. (3. kép) és III. jelűek. Ezen lejtők rinnjei (tipikus rinnek) nagyobbak és sűrűbben fejlődtek ki, nem ékelődnek ki (a lejtő alsó pereme alatt is folytatódnak, vagy lefolyástalanok). A rinnek között meanderkarok is gyakoriak lehetnek. A rinnek közti hátacon foltokban rillenkarok is előfordulhatnak kicsi néhány dm²-es kiterjedésű felszínrészleteken. Ezek a rillek mindig merőlegesek a rinnekre. A lejtők felső részén mikrohasadékok többnyire önálló övet alkotnak.



2. kép: Embrionális karrosodású lejtő (V. jelű)
 Picture 2: Embryonal karrentification slope (mark V).



3. kép: Fiatal karrosodású lejtő (II. jelű)
 Picture 3: Young karrentification slope (mark II.)

E két csoportba sorolható lejtők kitértségükben mutatnak eltérést. Nincs eltérés viszont a hordozó kőzet szerkezetében (a töréssűrűség közel megegyezik) továbbá a lejtőszögben, vagy a lejtőszög változásának tekintetében sem (*III. táblázat*).

Számos, a jégelborítást már 50-100 évvel korábban elvesztett lejtőt vizsgáltunk a Héttő-völgyben, a Totes Gebirgében és a Dachstein-hegységben (*VERESS et al.* 2001). Ezek közül az itt vizsgált lejtőkkel közel megegyező magasságú lejtők karros formáit a sokféleség, a nagyobb méret, a mikroformák hiánya vagy kisebb elterjedése jellemzi (*III. táblázat*). E lejtőket a továbbiakban érett karrosodású lejtőnek nevezzük. Az érett lejtőkhöz viszonyítva a karrformák sűrűsége és a fajlagos szélessége csak az embrionális karrosodású lejtőkön kisebb, míg a fiatal karrosodást mutató lejtőkön már nem feltétlenül. A vályúk átlagos mélysége a héttő-völgyi vályúk átlagos mélységénél lényegesen kisebb az embrionális karrosodású lejtőkön. A fiatal karrosodású lejtők átlagos vályúmélysége egyes héttő-völgyi vályúk mélységétől már csak kismértékben tér el (*IV. táblázat*).

A vizsgált lejtőkön a karrosodás és a karros lejtőfejlődés még kezdeti stádiumában van és kevésbé intenzív, amelyet az alábbiak bizonyítanak.

- A mikrokarrok nagymértékű (többnyire a lejtők teljes kiterjedésében) elterjedése.
- E lejtők karros formafajtákban szegények, karros formakincsük rinnekre és meanderkarrokra korlátozódik.

A vizsgált lejtők karros fejlődése az alábbi módon történik (*6. ábra*):

- A jégmentessé váló felületeken hó alatt, vagy hómentes felszíneken vízbevonat, vagy lamináris áramlású lepelvíz elszivárgó vizei mikrohasadék karokat hoznak létre (*6. ábra*).
- A mikrohasadékok elősegítik a lepelvíz turbulens áramlását. Erre közvetett bizonyíték lehet, az a már említett irodalmi adat, miszerint az 1 cm-nél kisebb átmérőjű kagylók kialakulása barlangi környezetben 2,5 m/s sebességnél történik (*SLABE* 1999). Ilyen vízáramlási sebesség az általunk vizsgált lejtőkön aligha lehetséges, miután a lejtőszög 30°-nál, a lejtőhossz 5 m-nél kisebb. Ezért a turbulens áramlás létrejöttéhez a felszín egyenetlensége nagymértékben hozzájárul. A lejtőn elmozduló lepelvizet legfeljebb 1 cm vastagságúnak becsüljük. Ezt bizonyíthatja, hogy a kagylók mélysége még az 1 cm-es átmérőjüknél is kisebb. Különböző mikrokarrok fejlődnek ki (saroknyomok, kagylók). A mikrokarrok létrejötte a lejtő felületi lepusztulását eredményezi miáltal ott, ahol kifejlődnek a mikrohasadékok, részben vagy teljesen elpusztulhatnak. Ilyen áramlási viszonyokra akkor lehet számítani, ha sok hólé keletkezik (a hó mennyisége még számottevő, az olvadás intenzív).

II. táblázat
Table II.

A vizsgált lejtők karrformáinak néhány jellemzője
Some characteristics of the karren forms on the researched slopes

terület jele	szelvény jele	magassága [m]	karrforma száma [db]	vályú		meanderkarr		összes		szelvény hossz [m]	karrosodás típusa
				fajlagos leoldódás [cm/m]	sűrűség [db/m]	fajlagos leoldódás [cm/m]	sűrűség [db/m]	fajlgatos leoldódás [cm/m]	sűrűség [db/m]		
I	2	2235	6	3,8	0,8	4,8	0,4	8,6	1,2	5,0	E
	3	2235	6	4,46	0,46	3,2	0,23	7,66	0,62	8,75	E
átlag	2; 3	2235	6	4,13	0,63	4,0	0,31	8,13	0,91	6,87	E
IV	7	2255	8	14,51	2,15	-	-	14,51	2,15	3,75	E
V		2210	10	5,12	1,22	-	-	5,12	1,22	8,2	E
átlag (I,IV,V)		-		7,92	1,33	1,83	0,10	9,25	1,43	6,27	-
II	4	2230	19	10,07	1,52	8,14	1,10	18,21	2,62	7,25	F
III	5	2230	8	10,00	0,78	5,0	0,47	15,00	1,25	6,4	F
	6	2230	13	19,33	2,22	12,22	0,89	31,55	3,11	4,5	F
átlag	5; 6	-	12	14,66	1,5	8,61	0,68	23,27	2,18	5,45	-
átlag	II; III.	-	15,5	12,36	1,5	8,37	0,89	20,74	2,4	6,35	F

III.. táblázat

Table III.

Fajlagos szélesség értékek és a karros formák sűrűsége magashegységi mészkőterületeken (falikarrok nélkül)

Specific width and density of karren forms on some high mountains built of limestone (without wandkarren)

szelvény jele	hordozótérszín			hasadékkarr		rácskarr		kürtőkarr		vályú (rinnen)		madáritató		saroknyom		átlag		szelvény hossz [m]
	magassága [m]	lejtőszöge	karrforma száma [db]	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]	s [db/m]	
H I.2/1999	1695	24°	41	29,76	0,84	-	-	6,88	0,36	5,32	0,44	-	-	-	-	43,28	1,64	25,1
H I.1/1999	1715	26°	36	9,72	0,52	-	-	8,88	0,4	5,4	0,4	3,56	0,12	-	-	27,56	1,48	25,0
H I.3/1999	1695		34	21,94	0,87	-	-	4,5	0,25	11,44	0,25	4,5	0,25	-	-	40,56	2,19	15,7
H II.1/1999	1776	28°	44	6,00	0,56	-	-	6,00	0,32	25,52	2,4	-	-	-	-	37,52	3,28	12,2
H II.2/1999	1776	28°	32	4,07	0,33	-	-	10,13	0,47	16,47	0,86	0,73	0,07	-	-	32,93	2,27	14,7
T. 4/1999	1810	10°	27	2,45	0,16	-	-	2,78	0,08	25,47	1,55	8,00	0,12	5,27	0,29	43,96	2,20	24,5
T 5/1999	1784	15°	44	-	-	-	-	0,8	0,04	31,64	1,64	-	-	27,0	0,08	33,52	1,76	20,3
T 3/1999	1842	20°	15	13,89	1,67	-	-	-	-	13,22	0,67	-	-	-	-	27,11	1,78	9,0
T 2/1999	1842	30°	39	2,08	0,19	-	-	5,33	0,24	15,47	1,04	-	-	3,68	0,38	26,56	1,84	15,1
T 1/1999	1859	31°	27	4,93	0,64	-	-	5,0	0,29	15,64	1,0	-	-	-	-	25,57	1,93	13,8
D-1/1999	1630		35	5,81	0,13	0,81	0,18	0,68	0,04	21,5	1,09	-	-	0,81	0,18	29,63	1,59	20,0
D-2/1999	1820	17°	31	1,85	0,2	-	-	2,75	0,2	20,75	1,15	-	-	-	-	25,35	1,55	20,0
D-3/1999	2051	21°	35	4,44	0,4	-	-	-	-	15,85	0,77	1,29	0,11	-	-	21,58	1,3	20,0
H III.2/1999	2090	4°	16	19,67	0,83	-	-	7,22	0,06	-	-	-	-	-	-	26,89	0,89	18,1
H III.1/1999	2098	8°	20	-	-	-	-	-	-	14,90	0,97	-	-	6,62	0,41	21,52	1,38	14,4
H IV.1/1999	1900-2100*	25°	32	-	-	-	-	4,35	0,15	13,50	1,4	-	-	1,0	0,05	18,85	1,6	

Megjegyzés:

* térképről

f.sz.: fajlagos szélesség

s: sűrűség

H: Héttő-völgy (Szlovénia)

T: Totes Gebirge (Ausztria)

D: Dachstein (Ausztria)

A: Assiágoi-fennsík

- szelvény jelének utolsó száma a felmérés éve

- ugyanazon a karros térszínrészleten lett a szelvény

felvéve, ha a jelének második száma megegyezik

átlagos évi csapadék: Héttő-völgy 1500 mm felett

Totes Gebirge 2000 mm felett

Dachstein 2000 mm felett

Note:

* from map

f.sz.: specific width

s: density

H: Dolina Triglav jezero (Slovenia)

T: Totes Gebirge (Austria)

D: Dachstein (Austria)

A: Assiago-plateau

- the last figure of the line mark is the year of measuring

- the line is at the same place, if the second number of

its mark is the same

mean rain measurement: Dolina Triglav jezero above

1500 mm

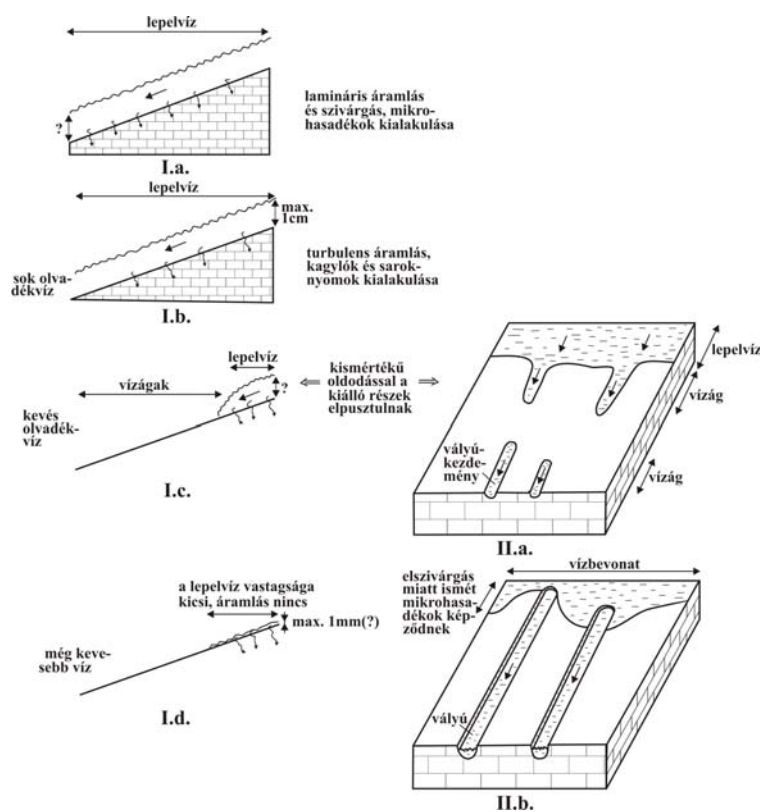
Totes Gebirge: above 2000 mm

Dachstein: above 2000 mm

IV. táblázat
Table IV

A vizsgált lejtők és néhány Héttő-völgyi lejtő vályúinak átlagos mélysége
The mean depth of rinnens of the researched slopes and some of the Dolina Triglav jezera

terület	szelvény	vályú átlagos mélysége [cm]
I.	2	3,8
IV.		3,75
V.		2,8
II.		4,57
III.	5	10,5
	6	8,46
III. (Héttő-völgy)	H III.1.	18,5
	H III.2.	109,43



6. ábra: Lejtők kezdeti karros felszínfejlődésének modellje
Fig 6: Model of development of surface karrenification of the slope

- Ugyanazon nyáron a hólé mennyisége csökken. Ennek oka lehet a hó mennyiségének és így az olvadás intenzitásának a csökkenése. Akkor, ha a lejtő ugyanazon részén a vízmennyiség gyorsan és nagymértékben változik, kevert formakincs fejlődik ki (kagylók és mikrohasadékok). A vályú kezdemények tapasztalataink szerint a lejtők középső és alsó részén alakulnak ki. Ezért a vízmennyiség csökkenésekor a lejtő alsó részén a lepelvíz vízágakra különül. Ekkor a vízágak alatt rinnek kialakulása kezdődik (fiatal rinnek). Főleg a lejtő felső részén maradhat meg a lepelvíz. Ennek vastagsága lecsökken, miután a növekedő vályúk miatt a vízelvezetés egyre gyorsabb lesz. A vékonyabb lepelvíz lamináris áramlású lesz. A kismértékű oldódás miatt újabb karrformák nem alakulnak ki, hanem a mikrokúpok leoldódása miatt a felszín síkká formálódik. A vályúk további növekedése miatt felettük, a lejtő felső részén a vízelvezetés oly mértékű lesz, hogy a lepelvíz kivékonyodva vízbevonattá alakul. A vízbevonat alatt mikrohasadékkarrok képződnek.

- Az egymást követő nyarakon a vályúk növekvő vízelvezetése miatt a lepelvíz egyre korlátozottabb kiterjedésű lesz. A vályúk közti háta mikrokarrs fejlődésére azonban az alábbi okok miatt még folytatódhat:

- A lejtőn kisebb-nagyobb hófoltok maradnak vissza.
- A vályúkban felhalmozódó hó csökkentheti a vályúk vízelvezetését.

6. Következtetések

- A karros felszínfejlődés jellegét nagymértékben irányítják a vízáramlási viszonyok. Ezt a vizsgált területen elsősorban a lejtő kitettség és a már kialakult karros formák határozzák meg. Feltűnő, hogy amíg az embrionális karrosodást mutató lejtők főleg ÉNy-i, addig a fiatal karrosodású lejtők K-i irányba dőlnek. Az eltérő kitettség valószínűleg a hóolvadás intenzitásának helyi különbségeit és így a lejtőn lefolyó hólé vastagságbeli különbségeit határozza meg. A rinnek szabályozhatják a lejtő vízének a vastagságát és ezáltal ott a vízkifejlődés jellegét (lepelvíz, vagy vízbevonat) és az áramlási viszonyokat. A mikrohasadékok akkor is megváltoztatják az áramlás jellegét, ha pl. a lepelvíz vastagsága nem változik.

- A lejtő karros fejlődése során a karros formakincs átalakul. Az újabb karros formák létrejöttét a már meglévők nagymértékben irányítják, meghatározzák.

- A lejtőkön egyidejűleg, vagy egymást követően is létrejöhetnek hasonló, de különböző karros formák is.

- Mintegy 5-35° közötti dőlésű, az év jelentős részében hóval fedett lejtők karrosodása mikrokarrs megjelenésével kezdődik, majd rinnek kialakulá-

sával folytatódik. Az egymás melletti rinnek, ill. ugyanazon rinn különböző részei különböző időben is kialakulhatnak. A rinn lefolyástalansága fokozatosan fejlődik ki.

- A lejtő karros formakincse (mikrokarrok, hasadékkarrok, rinnek, meanderkarrok, rillek) igen rövid idő alatt 50-100 év alatt kialakulnak. Egyes lejtők (fiatal karrosodású) karrosodási sajátosságai nagymértékben hasonlít az 50-100 évnél már hosszabb ideje karrosodó lejtők karrosodási jellemzőire (sűrűség, fajlagos leoldódás). A fiatal karrosodású lejtők az érett karrosodású lejtőktől formagazdagságban és részben vályúméltség tekintetében különböznek. Mindez arra utal, hogy a lejtőn a karros formák egy része gyorsan kialakul. A karros fejlődés során e formák a továbbiakban első-sorban mélyüléssel nőnek, továbbá más, újabb karrformák (pl. hasadékkarrok, madáritatók) is kialakulnak. Utóbbi karrformák vagy hosszabb idő alatt jönnek létre, vagy kialakulásuk feltételei a vizsgált lejtőkön hiányoznak. Ezen különbségek oka azonban nemcsak a különböző karrosodási időtartam lehet, hanem a karros lejtőket hordozó nagyformák (völgyek) eltérő helyzete is. Így pl. a Héttő-völgy délre nyitott, lejtői többnyire déli kitettségűek, míg a Triglav alatti völgy északra nyitott és ez utóbbi lejtői északi vagy közel északi kitettségűek.

IRODALOM

ALLEN, J. R. L. (1972): The origin of cave flutes and scallops by enlargement of inhomogeneities – *Rassegna speleologica Italiana*, 14. 1, p. 3-20.

BÖGLI, A. (1976): Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen - In: *Karst Processes and Relevant Landforms*. ISU Commission on Karst Denudation, Ljubljana p. 141-149.

FORD, D. C. - LUNDBERG, J. A. (1987): A review of dissolutional rills in limestone and other soluble rock - *Catena Suppl.* 8. p. 119-140.

FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology* - Unwin Hyman, London

GAMS I. (2002): Changes of the Triglav Glacier in 1945-94 period in the light of climatic indicators – <http://ai.ijs.si/mezi/personal/triglav/>

GLEW, J. R.-FORD, D. C. (1980): Simulation study of the development of rillenkarren – *Earth Surface Processes*, 5. p. 25-36.

HASERODT, K. (1965): Untersuchungen zur Hohen - und Altersgliederung der Karstformen in den nördlichen Kalkalpen - *Munchner Geogr. H.* 27.

- MACALUSO, T.-SAURO, U.* (1996): The Karren in evaporitic rocks: a proposal of classification - In: Fornos, I. J.-Gines, A. (szerk.): Karren Landforms, p. 277-293. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- SLABE T.* (1995): Cave Rocky Relief – Znanstvenaraziskovalni Center Sazu, Slubljana p. 128.
- SMITH, B. J.-MOSES, C. A.-WARKE, P. A.* (1996): Modification of karren in arid environments: a case study from southern Tunisia – In: *FORNÓS, I. J.-GINÉS, A.* (szerk.): Karren Landforms p. 123-134. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- TRUDGILL, S. T.* (1985): Limestone geomorphology - Longman, New York
- VERESS M.* (2001): Karrformák morfogenetikai csoportosítása – Földr. Közl. (megj. alatt).
- VERESS M.-TÓTH G.-ZENTAI Z.-KOVÁCS GY.* (2001): Study of a new method for characterising karren surfaces based on alpine researches – *Revue de Géographie Alpine*, 89. p. 49-62.

A TÖBRÖK MORFOMETRIAI OSZTÁLYOZÁSA*

PÉNTEK KÁLMÁN¹ – VERESS MÁRTON²

¹Berzsenyi Dániel Főiskola, Matematika Tanszék,
9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. pentek@bdtf.hu
²Berzsenyi Dániel Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék,
9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. vmarton@bdtf.hu

Abstract: Solution dolines are typical surface features on karst terrain. Based on field surveys and detailed topographic mapping carried out by authors in the karst regions of Hungary, Austria, Croatia and Romania, their morphometry is characterised by area functions. After processing and statistically analysing the data, four doline types are identified from the parameters of the functions: 1) doline widening at rim and base; 2) doline widening at base; 3) doline widening at rim and 4) doline deepening but not widening.

1. Bevezetés

A karsztterületek leírásának, genetikai és fejlődéstörténeti következtetések levonásának egyik lehetséges módját kínálják a morfometriai vizsgálatok. A felszíni karsztos formák, a dolinák morfometriai vizsgálatára nézve több módszert dolgoztak ki a témával foglalkozó kutatók.

WILLIAMS (1971, 1972a, 1972b) a dolinák előfordulási gyakoriságát, átlagos mélységét, irányát, elnyújtottságát, alaprajzának alakját, továbbá a dolina mélysége és alakja közti kapcsolatot tanulmányozta.

JENNINGS (1975) a perem alaprajza és mélysége, a dolinák egymás közti minimális távolsága és horizontális méretük, alakjuk, valamint mélységük közötti kapcsolatot vizsgálta.

A karsztos, dolinás térszínek jellemzésére CLARK et al. (1954) értelmezte a dolina sűrűséget és a legközelebbi szomszéd távolságát, DRAKE et al. (1972), WILLIAMS (1972a, 1972b) és DAY (1977, 1979) bevezette és vizsgálta a felszín érdekességének fogalmát.

A karsztos mélyedések függvénytani eszközökkel történő leírását VERESS et al. (1987, 1988, 1989) és PÉNTEK et al. (2000) kezdték meg. A dolinák megnyúltságának és irányultságának vizsgálatára FARSANG et al. (1992) és PÉNTEK et al. (2000) dolgoztak ki módszereket.

A dolgozatban bemutatásra kerülő terepi felméréseket Magyarországon, Ausztriában, Horvátországban és Romániában végeztük, a feldolgozott

* Készült a T 032381 OTKA támogatásával

töbrök együttes száma 222. Vizsgálataink során közép- és magashegységi fedetlen oldásos töbrökre szorítkoztunk, az összetett töbrök, uvalák elemzésétől eltekintettünk.

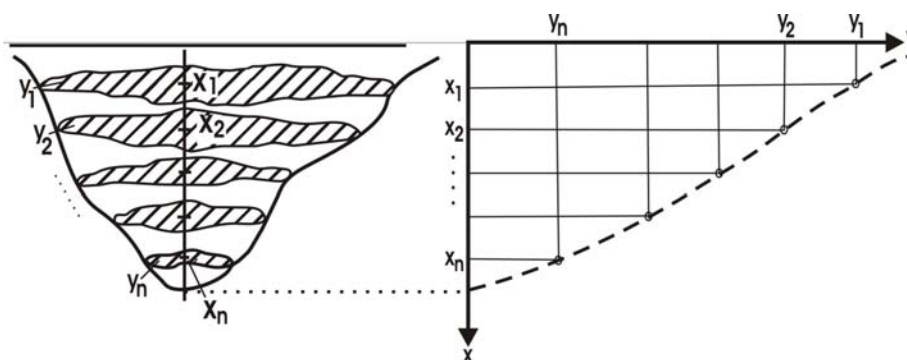
2. Elméleti megalapozás

2.1. A területfüggvény

Egy vizsgált karsztos térszín töbreiről felméréssel nagy méretarányú, szintvonalas térképeket készítünk. (A térképezés korábban hagyományos felméréssel, 2001 végétől GPS, mérőállomás, valamint a DIGITERRAMAP számítógépes program felhasználásával készült. Ezáltal lényegesen felgyorsult és hatékonyabbá vált a munka.) Helyi rendszerben a kezdő 0 szintnek tekintjük a töbrök körül elsőként nem záródó szintvonal síkját. Innen lefelé haladva sorban meghatározzuk a töbröt leíró szintvonalak által körülhatárolt y_k területeket a 0 szinttől mért x_k mélység függvényében. A záródó szintvonalak n számának megfelelő $\{(x_k, y_k)\}_{k=1}^n$ pontokhoz a regresszióanalízis alkalmazásával függvényt illesztünk. Ennek alakját a

$$(1) \quad t(x) = \pi \cdot \left(\frac{1}{M} \cdot \ln \frac{x}{L} \right)^{\frac{2}{K}} \quad (0 < x \leq L)$$

összefüggéssel adhatjuk meg, ahol L , M és K az adott töbröt jellemző rögzített paraméterek (1. ábra). A $t(x)$ függvényt a vizsgált töbr területfüggvényének nevezzük.

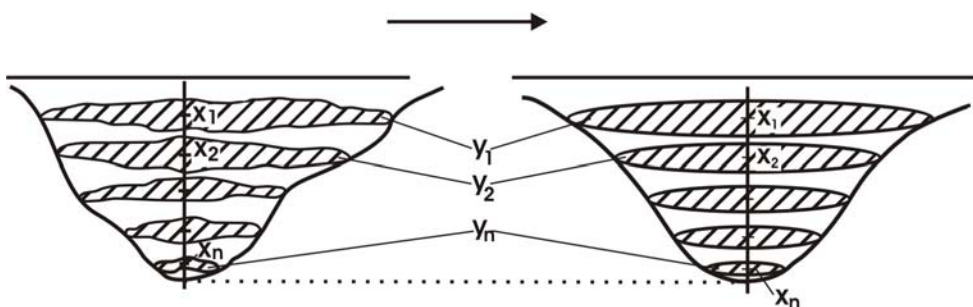


1. ábra: A területfüggvény
Fig. 1 The area function

2.2. A meridiánfüggvény

Az L , M és K paramétereknek szemléletes geometriai jelentése van. Ez akkor ismerhető fel, ha előbb a töbröt gondolatban átalakítjuk. Ezt a

transzformációt úgy végezzük, hogy a töbröt leíró minden záródó szintvonal által határolt területet területének megtartása mellett körrel helyettesítjük (2. ábra). Így a valóságos töbröt forgásszimmetrikussá alakítjuk, s miközben alakja ugyan megváltozik, térfogata viszont a Cavalieri elv alapján megmarad. Az így nyert alakzatot a kiindulási töbrőhöz tartozó ideális töbrőnek nevezzük.



2. ábra: A töbör transzformációja
Fig. 2 Transformation of the doline

Ha az ideális töbör felületét forgástengelyén átmenő síkkal elszeljük, akkor a tengelytől kiindulva egy függvénygörbét kapunk. E függvény alakja a

$$(2) \quad \mu(x) = \left(\frac{1}{M} \cdot \ln \frac{x}{L} \right)^{\frac{1}{K}} \quad (0 < x \leq L) ,$$

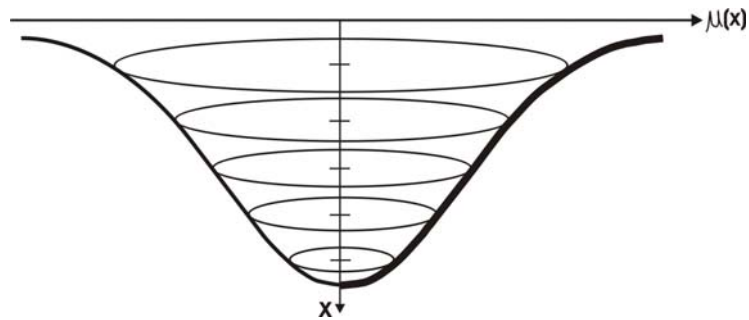
összefüggéssel írható le, ha a $t(x)$ területfüggvényt az (1) szerinti formulával jellemeztük. Ezt a függvényt az ideális töbör meridiánfüggvényének nevezzük. Látható az is, hogy a meridiánfüggvény forgástengely körüli megforgatásával megkaphatjuk az ideális töbör felületét (3. ábra).

Az $L > 0$ paraméter a töbör mélységét, tehát vertikális kiterjedését adja meg. Rögzített M és K értékek mellett, ha L kicsi, akkor a töbör sekély, ha L nagy, akkor a töbör mély (4. ábra).

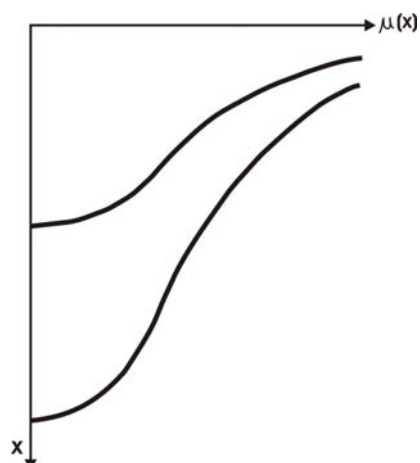
Az $M < 0$ paraméter a töbör horizontális kiterjedését írja le. Rögzített L és K értékek mellett, ha M nagy negatív szám, akkor a töbör keskeny (kis átmérőjű), ha pedig M kicsiny negatív érték, akkor széles (nagy átmérőjű) (5. ábra).

A $K \geq 1$ paraméter a meridiánfüggvény görbájén a konvex és a konkáv íveket elválasztó inflexiós pont helyzetét jellemzi. Rögzített L és M értékek mellett, ha K nagy pozitív szám, akkor az ideális töbör oldalán a homorú lejtő aránya nagy a domború lejtőhöz képest. Minél inkább közelít

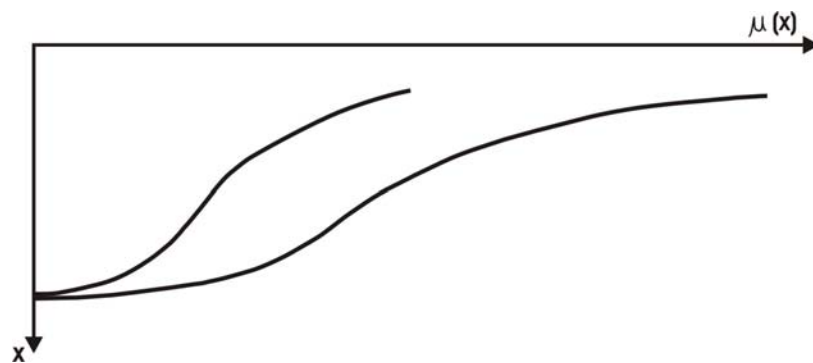
viszont K értéke az 1-hez, a homorú lejtő aránya annál kisebb a domborúhoz képest (6. ábra).



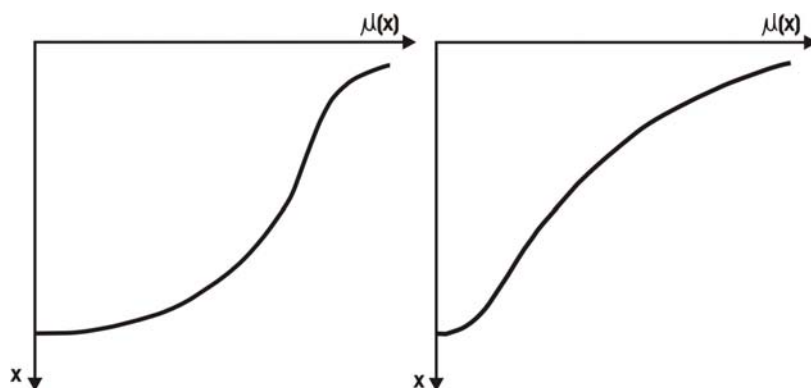
3. ábra: A meridiánfüggvény
Fig. 3 The meridian function



4. ábra: Az L paraméter geometriai jelentése
Fig. 4 The geometrical meaning of parameter L



5. ábra: Az M paraméter geometriai jelentése
Fig. 5 The geometrical meaning of parameter M



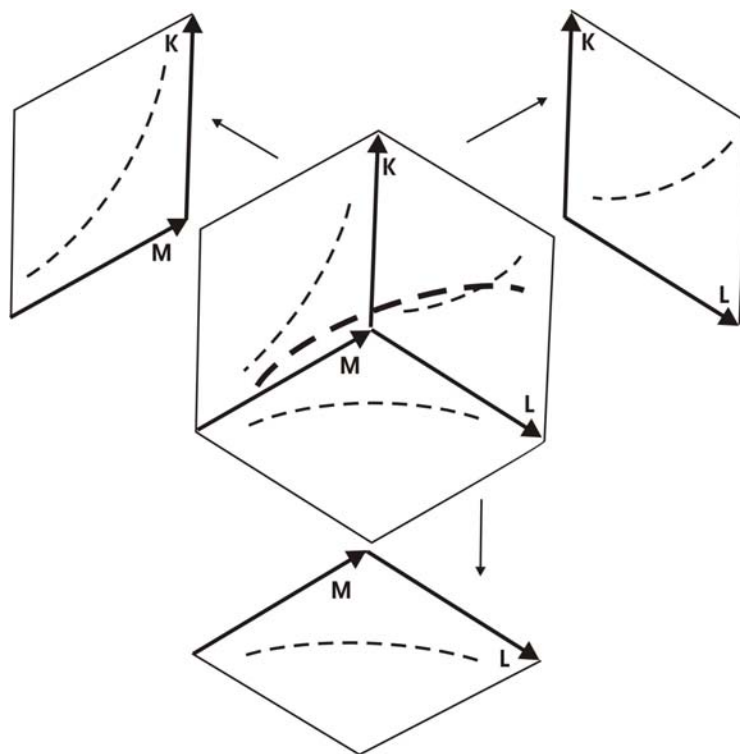
6. ábra: A K paraméter geometriai jelentése
Fig. 6 The geometrical meaning of parameter K

2.3. A paramétertér

A vizsgált karsztos terület valamennyi töbrének az előzőekben bemutatott módon meghatározzuk a $t(x)$ területfüggvényét. A karsztos területen található m számú töbr $\{t_i(x)\}_{i=1}^m$ területfüggvényének mindegyikét az (L_i, M_i, K_i) paraméterek egy-egy értékhármasa jellemzi ($1 \leq i \leq m$). A $t_i(x)$ területfüggvénnyel leírt töbrhöz rendeljük hozzá egy térbeli Descartes-féle koordinátarendszerben az (L_i, M_i, K_i) koordinátákkal rendelkező pontot. A vizsgált karsztos területnek így megfelel egy m számú pontból álló pontthalmaz. Ezt a koordinátateret az elemzett karsztos terület $\{L, M, K\}$ paraméterterének nevezzük. A karsztos terület töbreit a paramétertérben ábrázoló pontthalmaz a tapasztalatok szerint egy, az adott területre jellemző térgörbe, pontosabban egy térbeli sáv mentén helyezkedik el.

A paraméterteret síkban az egyes paraméterpárok síkbeli Descartes-féle koordinátarendszerben való ábrázolásával szemléltetjük. Így jutunk az $\{L, M\}$, az $\{M, K\}$ és az $\{L, K\}$ paramétersíkhöz.

Az egyes töbröknek növekedésük során L , M és K paraméterei folyamatosan változnak az idő függvényében. Így a töbröt ábrázoló pont helyzete is változik a paramétertérben. Természetesen egy töbrnek több, akár mindhárom paramétere is változhat egyidejűleg. Speciálisan, ha csak a pont L paramétere nő, akkor a töbr mélyül, ha csak $M(<0)$ paramétere nő, akkor a töbr szélesedik, ha pedig csupán a K paramétere nő, akkor egyre tálszerűbb lesz a képződmény a fentiekkel összhangban (7. ábra).



7. ábra: Az $\{L, M, K\}$ paraméterter
 Fig. 7 The parameter space $\{L, M, K\}$ and the specific curve of doline evolution

Ahhoz, hogy egy karszterület töbrei egyetlen fejlődési ívet reprezentáljanak, két elvet kell elfogadnunk.

- Azok a töbrök sorolhatók egy csoportba, amelyek egy morfológiai egységet képeznek. Ugyanazon morfológiai egységbe tartoznak azok a töbrök, amelyek azonos karsztosodási körülmények között képződnek (hasonló kőzeten, hasonló magasságban, hasonló klimatikus viszonyok között, egymás közelében, stb.).

- Egy karszterület töbrőcsoportjából azt tekintjük idősebbnek, amely lényegében azonosnak tekinthető karsztosodási feltételek mellett nagyobb vertikális kiterjedésű, vagyis amelynek az L paramétere nagyobb.

Az első feltétel természetesen annál kevésbé érvényesül, minél nagyobb karsztos terület töbreit soroljuk be egy csoportba. A csoport esetszámának növelése érdekében azonban néha a területeket oly mértékben kényszerülünk növelni, hogy egy töbrőcsoportot egy teljes hegységből nyerünk. Ekkor azonban az egyes, összehasonlításra kerülő területek egymáshoz képest igen eltérő nagyságúak is lehetnek.

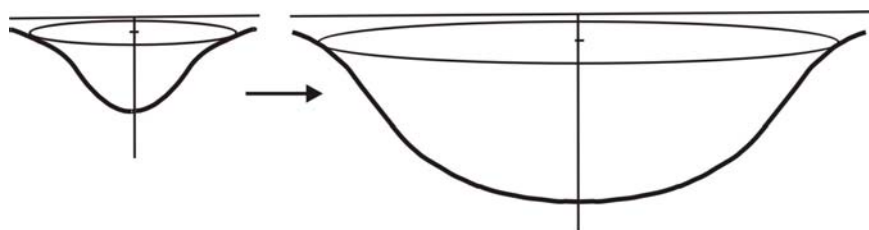
A fentieket összegezve megállapíthatjuk, hogy a genetikai egységként kezelhető karsztos területen levő különböző méretű töbrök alapvetően ugyanazon karsztos töbrőfejlődési folyamat egyes fázisait jelenítik meg. Ez azt jelenti, hogy egy töbör növekedése folyamán a töbröt a paramétertérben ábrázoló pont a karsztos terület töbreit megjelenítő ponthalmaz mentén vándorol. E vándorlás abba az irányba történik, amelyhez a fentiek szerint egyre nagyobb L értékek tartoznak.

2.4. A töbrőtípusok

A fenti elvek elfogadásával végigkövethetjük egy töbör növekedésének folyamatát, s közben vizsgálhatjuk az L , M és K paraméterek változását. Az L paraméter az idő függvényében mindig növekszik, így az M és K paraméterek változási irányai szerint négy fejlődési típus lehetséges.

a. Pereménél és aljzatánál szélesedő töbör

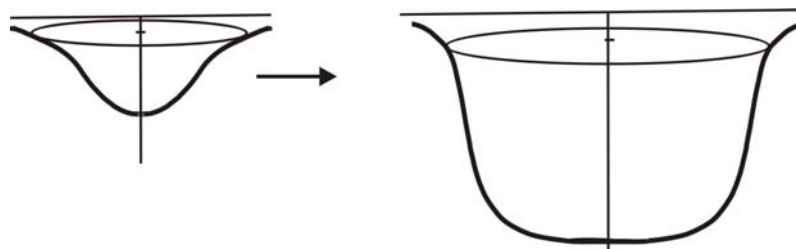
E típus jellemzői, hogy L , M és K nő. A töbör növekedése során mélyülésével együtt jelentősen szélesedik is, miközben nő a homorú lejtő a domború lejtőhöz képest, a lejtő önmagával párhuzamosan nagymértékben hátrál és hosszabbodik. E típusba tartozó töbrök oldallejtőjének alsó része egyre lankásabb lesz. Az ilyen típusú dolina tehát a méretek növekedésével egyre inkább tál alakra hasonlít (8. ábra).



8. ábra: A pereménél és aljzatánál szélesedő töbör
Fig. 8 Doline widening at rim and base

b. Aljzatánál szélesedő töbör

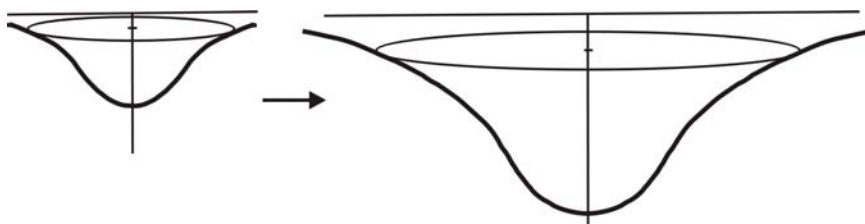
E típus jellemzői, hogy L nő, M csökken és K nő. A töbör fejlődése során elsősorban mélyül, horizontális terjeszkedése nem jelentős. Eközben ennél a típusnál is nő a homorú lejtő a domború lejtőhöz képest. A lejtő alsó része gyorsabban pusztul a felső résznél, meredekebbé válik és hosszabbodik. Ezért a töbör lejtője egyre meredekebb lesz, miáltal az aljzat síkká fejlődik (9. ábra). Javasolt elnevezés az aknatöbör.



9. ábra: Az aljzatánál szélesedő töbör
Fig. 9 Doline widening at base

c. Pereménél szélesedő töbör

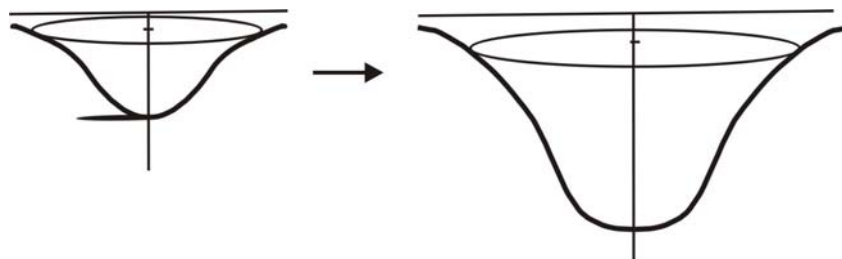
E típus jellemzői, hogy L , M nő és K csökken. E töbör növekedése során elsősorban szélesedik anélkül, hogy jelentősen mélyülne. Eközben megnő a töbör oldalán a domború lejtő a homorú lejtőhöz képest, a lejtő ellankásodik és hosszabbodik, aljzata nem fejlődik síkká. (10. ábra)



10. ábra: A pereménél szélesedő töbör
Fig. 10 Doline widening at rim

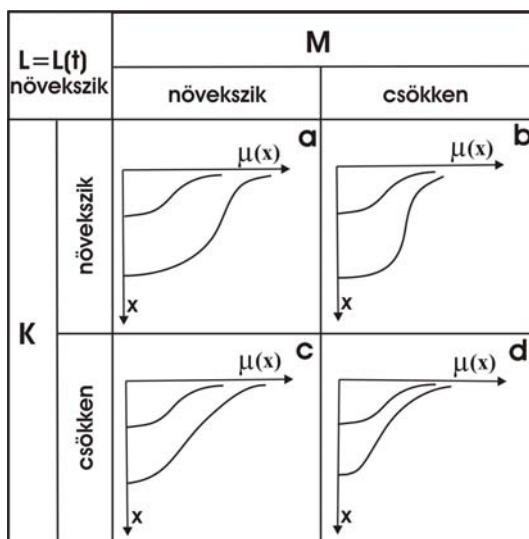
d. Mélyülő, nem szélesedő töbör

E típus jellemzői, hogy L nő, M és K csökken. A töbör fejlődése során gyakorlatilag csak mélyül érdemi szélesedés nélkül. E típus esetében is megnő a domború lejtő a homorú lejtőhöz képest, a lejtő egyre meredekebb lesz, hosszabbodik és csak kismértékben hátrál. A mélyülés következtében a töbör aljzata kis méretű lesz. E karsztos forma a méretek növekedésével egyre inkább egy kürtőre hasonlít (11. ábra).



11. ábra: A mélyülő, nem szélesedő töbör
Fig. 11 Doline deepening but not widening

A karsztos mélyedések fenti tipizálását természetesen a valóságos töbörhöz tartozó forgásszimmetrikus ideális töbrön végeztük paramétereik elemzésével, azonban a valóságos töbrön is felismerhetők az egyes típusokhoz tartozó morfometriai jellemzők (12. ábra).



12. ábra: A töbörfejlődés lehetséges típusai: a. pereménél és aljzatánál szélesedő töbör, b. aljzatánál szélesedő töbör, c. pereménél szélesedő töbör, d. mélyülő, nem szélesedő töbör

Fig. 12 Alternative types for doline evolution: a. doline widening at rim and base, b. doline widening at base, c. doline widening at rim, d. doline deepening but not widening

3. Következtetések

Az oldásos töbrök fejlődésük kezdetén hasonló alakúak. A különböző töbrök különböző módon növekedhetnek. Ennek során elméletileg négy lehetséges alak jön létre. E négy alak kialakulása határoló lejtőik fejlődésével értelmezhető. A töbör növekedése során a lejtő vagy ellankásodik, vagy meredekebb lesz, vagy önmagával párhuzamosan hátrál. Mindez a lejtő hosszabbodása mellett, vagy annak hiányában is bekövetkezhet. A vizsgált karsztterületek töbrei a lehetséges négy közül három típusba sorolhatók (pereménél és aljzatánál szélesedő töbör, aljzatánál szélesedő töbör, pereménél szélesedő töbör).

IRODALOM

CLARK, P. J.-EVENS F. C. (1954): Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relationships in populations – Ecology 35, p. 445-453.

- DAY, M. J. (1977): Surface roughness in tropical karst terrain – Proc. 7 Int. Spel. Cong. (Sheffield), p. 139-143.
- DAY, M. J. (1979): Surface roughness as a discriminator of tropical karst styles – Z. Geomorph. Suppl. – Bd. **32**: p. 1-8.
- DRAKE, J. J.-FORD, D. C. (1972): The analysis of growth patterns of two generation population: the example of karst sinkholes – Can. Geog. **16**: p. 381-384.
- FARSANG A.-M. TÓTH T. (1992): Bükki dolinák morfometriai vizsgálata - A Bükk karsztja, vizei, barlangjai (konferencia kötet I.), Miskolci Egyetem; 39-50.
- JENNINGS J. N. (1975): Doline Morphometry as a Morphogenetic Tool: New Zealand Examples - New Zealand Geog. **31**: p.6-28.
- PÉNTEK K.-VERESS M.-SZUNYOGH G. (2000): Karsztos formák matematikai leírása függvényekkel - Hidr. Közl. **80**(4): p. 197-206.
- VERESS M.-PÉNTEK K. (1987): Felszíni karsztos formák vizsgálata matematikai módszerekkel - Oktatási Intézmények Karszt- és Barlangkutató Tevékenységének II. Országos Tudományos Konferenciája, Szombathely; p. 21-24.
- VERESS M.-PÉNTEK K. (1988): Kísérlet néhány bakonyi karsztos terület matematikai modellekkel történő leírására - BDTF Tudományos Közleményei VI. Természettudományok I. Szombathely; p. 179-203.
- VERESS M.-PÉNTEK K. (1989): Cartographic Representation of the Extension of Karstification - 10. International Congress Speleology, Budapest, Proceedings I.; p. 162-164.
- WILLIAMS, P. W. (1971): Morphometric analysis of karst with examples from New Guinea – Z. Geomorph **15**: p. 46-61.
- WILLIAMS, P. W. (1972a): Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea – Geol. Soc. of America Bulletin
- WILLIAMS, P. W. (1972b): The analysis of spatial characteristics of karst terrains – In: Spatial analysis in geomorphology, R. J. Chorley (ed) p. 136-163 London: Methuen

**DOMBORZATÉRTÉKELES A BÜKK-FENNSÍKON
LÉGIFELVÉTELEK FELHASZNÁLÁSÁVAL¹**

ZBORAY ZOLTÁN – KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

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

Abstract: The terrain of karst areas even on a small territory shows a great variety. The surface forms are represented just approximately by the current maps, which derives mostly from the inadequate scale. The current 1:10000 scale topographic maps represent the base contours by 5 meters on our areas. The modellization of certain elevation forms with this interval is rather difficult and just approximate. We used airphotographs of Bükk Plateau (made in spring 1992), which had been processed on stereo-photogrammetric workstation. After producing the spatial model, we analized the karst forms (dolines, uvalas) of the region approximately with the accuracy of 1:1000 scale rural cadastral maps. We achieved the elevation model of the region as well as the real 3-dimension model of certain forms in the case of dolinas. With the help of these we specified the most important parameters of the dolinas.

Bevezetés

A karsztos területek domborzata kis területen belül is igen változatos. A mérsékeltövi karsztok vezérformáinak, a dolináknak a fejlődésvizsgálatánál alapvető feladat a domborzati jellemzők pontos felmérése, mennyiségi alapon történő morfometriai elemzése (KEVEINÉ BÁRÁNY, 1981). A morfometrikus paraméterek, így az elnyújtottsági arány, az orientáció, az összfelszín ismerete felhasználható dolinafejlődési modell készítésére, valamint a dolinatípusok elkülönítésére (MEZŐSI -BÁRÁNY-TÓTH 1978). Ezeknek az adatoknak az előállítása napjainkig igen idő és energiaigényes terepi felmérések alapján volt lehetséges.

A jelenleg használatos térképek a felszíni formákat csak közelítőleg ábrázolják, ami elsősorban a nem megfelelő méretarányból adódik. Munkánk során a Bükki Nemzeti Park területén a fenti hiányosságok pótlására és a dolinák valós paramétereinek meghatározására végeztünk domborzatelemzést. A rendelkezésünkre álló állami topográfiai térképek hegyvidékeinken (így a Bükk-hegység területén is) 5 méterenként ábrázolják az alapszintvonalakat. A szintvonalak mellett a bonyolultabb, a méretarány következtében szintvonalakkal nem kifejezhető formák egyezményes jelekkel kerülnek ábrázolásra. Az ilyen területeken a szintvonalrajz megszakad, és a dombor-

¹ Készült a T035020 sz. OTKA támogatásával.

zatrajz magassági adataiban hiány jelentkezik. Nagyobb problémát jelent azoknak a területeknek az értékelése, melyek fennsík jellegükből fakadóan (Nagy-fennsík, Nagy-mező) az adott alapszintközzel nem ábrázolhatóak megfelelően. Ebben az esetben a magassági adatok más forrását kell megtalálni.

A napjainkban már elterjedt korszerű műholdas helymeghatározó rendszerekkel (Global Positioning System, GPS), illetve eszközökkel akár cm pontossággal megadhatjuk a mért pont helyzetét. Több száz, vagy több ezer pont mérése azonban ezzel a módszerrel hosszú időt venne igénybe, sok esetben pedig a mérőeszköz felállítása (szigorúan védett, vagy tiltott területeken), valamint a megfelelő égbolt láthatóság elérése is problémát okozhat.

Módszerek

A magassági adatok mérésére a digitális fotogrammetriai eljárások alkalmasak. A fotogrammetria fejlődésének fontosabb állomásai voltak a mérőasztalos fotogrammetria, az analóg fotogrammetria, analitikus fotogrammetria; ma pedig a digitális fotogrammetria korszakát éljük. A digitális fotogrammetria fejlődésével a fotogrammetriai technikák a távérzékelésbe és a térinformatikába integrálódtak. A Bükk domborzatértékelése során az utóbbi módszereket alkalmaztuk.

A Bükki Nemzeti Park területére léteznek olyan nagy méretarányú légifelvételek, melyek segítségével az egyes karsztos formák alakjának meghatározásakor megközelítőleg az 1:1000 méretarányú külterületi kataszteri térképek pontosságát érhetjük el.

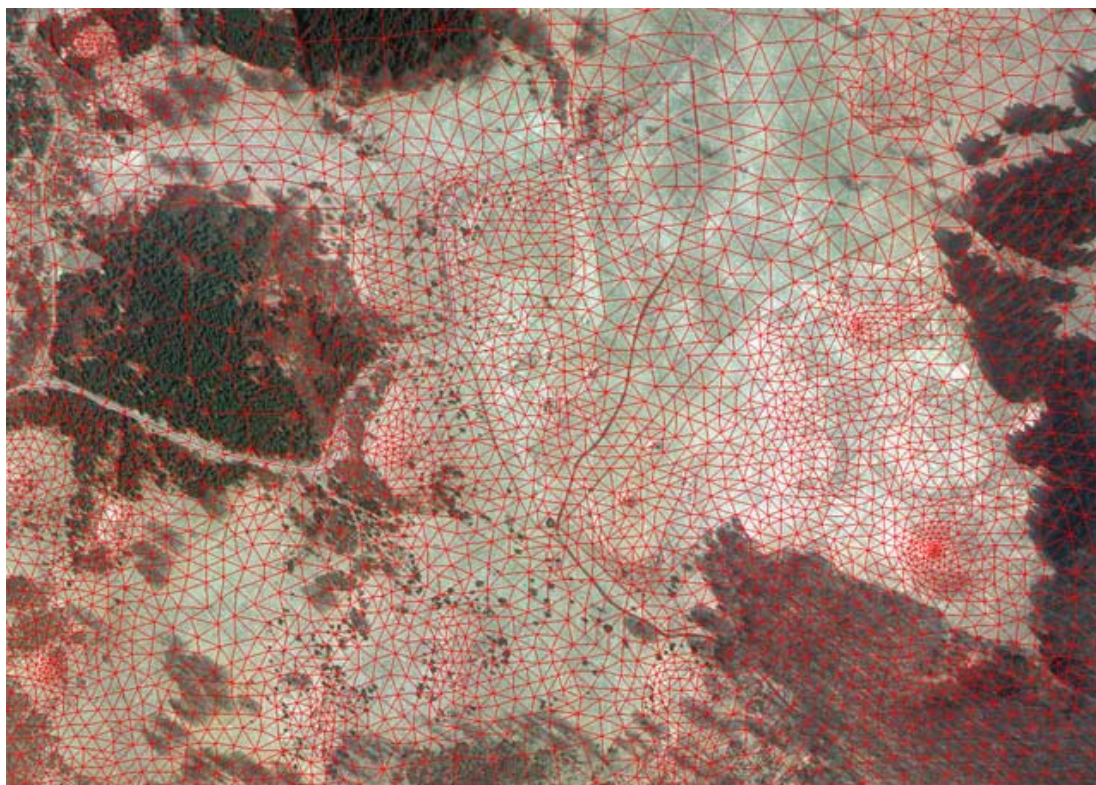
Értékelésünkben a légifelvételek átfedő területein előálló térmodell domborzatkiértékelését végeztük a Honvédelmi Minisztérium Térképészeti Közhazsnú Társaság digitális sztereó-fotogrammetriai SOCET SET munkaállomásain. A légifelvételek 1992-ben készültek a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) megrendelésére. Jelenleg a Földmérési és Távérzékelési Intézet (FÖMI) kezelésében vannak. A légifelvételek negatívjait Zeiss PhotoScan 2002 szkenneren digitalizáltuk 14 µm felbontással. A fotogrammetriai feldolgozáshoz a területen illesztőpontokat mértünk GPS segítségével. A felvételek légiháromszögelése után lehetőség nyílt a terület domborzatértékelésére.

A domborzatértékelés folyamata

A sztereó-fotogrammetriai kiértékelés nagy hatékonysággal képes adatot szolgáltatni a terület domborzatáról. A feladat elvégzésekor a kiérté-

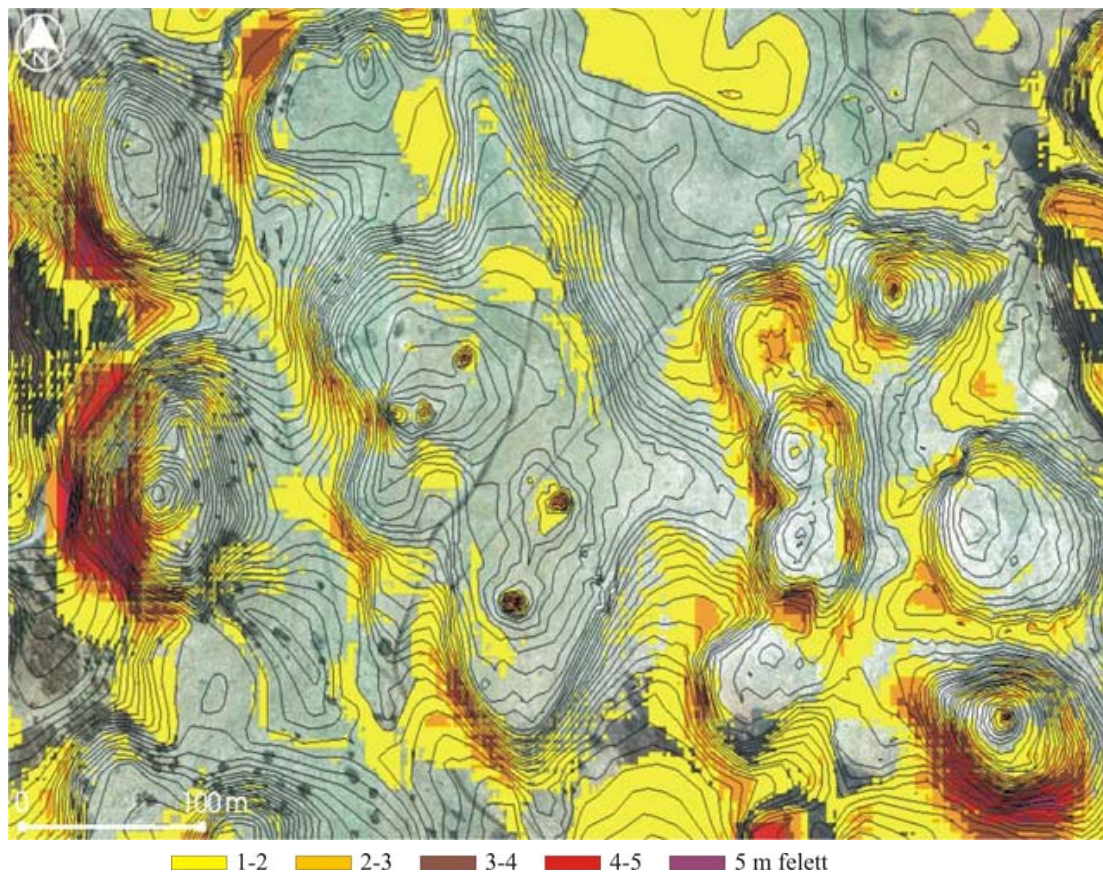
kelő személy manuálisan határozza meg a mérőjel helyzetét, a korreláció (a magasság meghatározása) viszont automatikusan történik.

Első lépésben a Bükk-fennsík 15 km²-es területére átlagosan 20 méteres mintavételezéssel végeztünk domborzatkiértékelést (1. ábra).



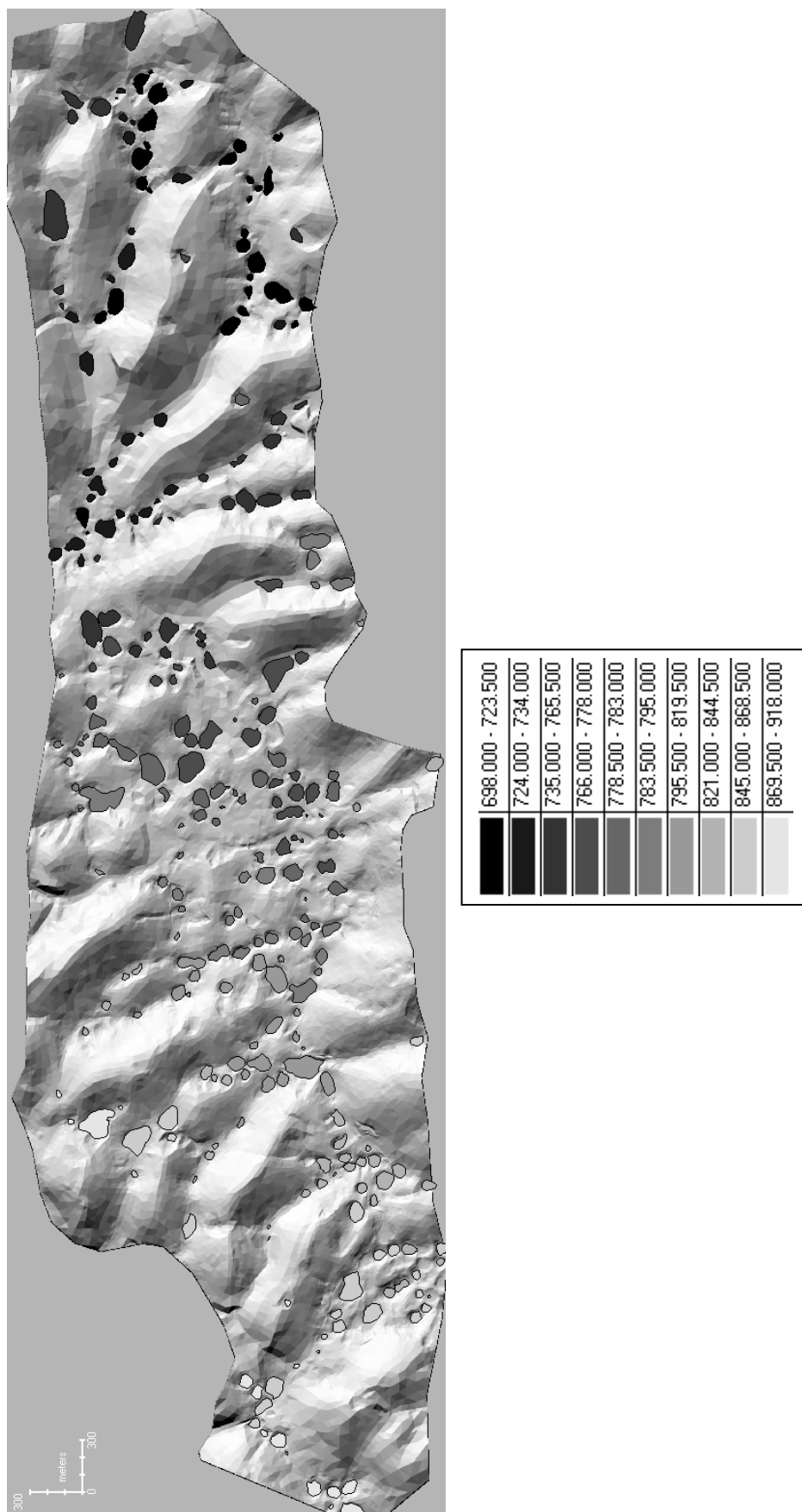
1. ábra. TIN pontok a Nagy-mező területén
Fig.1. TIN points on the surface of Nagy-mező

A feldolgozás során szabálytalan háromszöghálózattal (Triangulated Irregular Network, TIN) közelítettük a felszínt. Összesen 43370 pontot mértünk meg. Az így létrejött pontokból 0.5 m-es alapszintközzel generáltunk szintvonalakat, mely a topográfiai térképpel összehasonlítva 10-szer nagyobb vonalsűrűséget jelent. A mért pontok, valamint a szintvonalak segítségével digitális domborzati modellt készítettünk, 2 méteres felbontással. Ezt összehasonlítottuk – a topográfiai térkép szintvonalai segítségével – készült domborzatmodellel (2. ábra). Különösen a dolinák területén jelentős – néhol az 5 métert is meghaladó – a különbség a két domborzat között. Az adatok elemzéséhez és megjelenítéséhez az *ERDAS IMAGINE* térinformatikai képfeldolgozó és képelemző szoftvert használtuk.



2.ábra A topográfiai térkép hibái a kiértékelt domborzathoz képest
 Fig.2. The errors of the topographic maps compared to the manually extracted terrain (in meter)

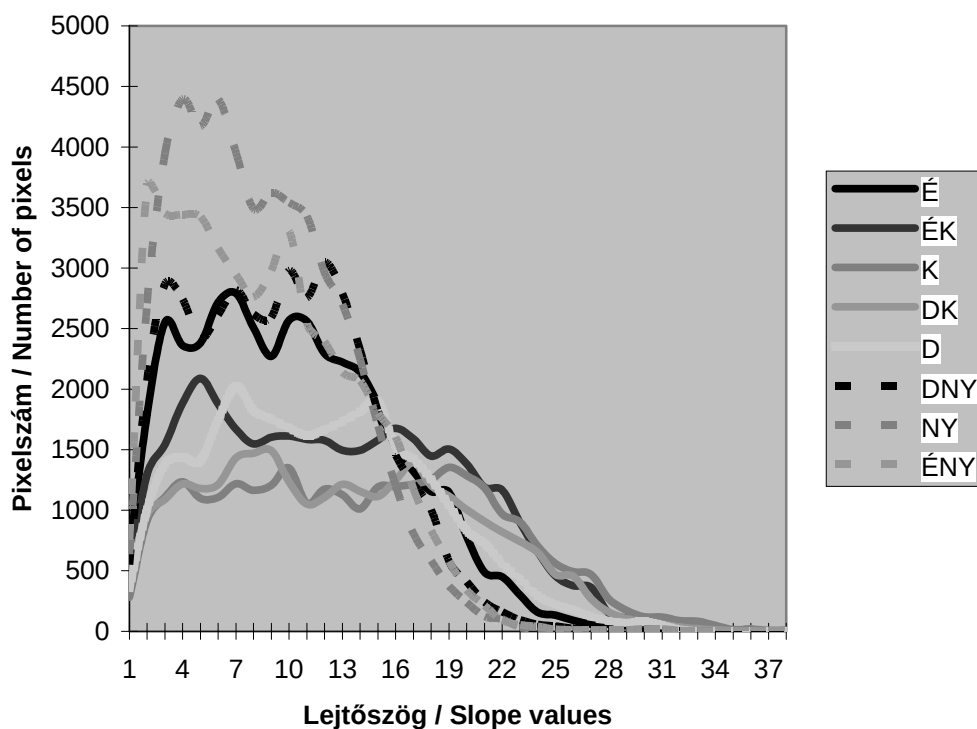
A TIN adatokból levezetett domborzatot számtalan vizsgálatnak vetettük alá. A feldolgozás nagy méretaránya miatt sokszorosára növekedett az adatmennyiség, ezért szükség volt a formák határainak a meghatározására a karsztfelszínhez képest. Munkánkban a biztosan a karsztformákhoz tartozó területeket vettük figyelembe. A dolinák, uvalák száma 275 db-ra adódott (3. ábra).



3. ábra. Dolinák elhelyezkedése a 684-918 m tszf. magasságok között.
Fig.3. The dolines between 698-918 meter above sea-level

Elkészítettük a lejtőkategória és kitettségi térképet. Az egyes raszter állományokat a dolinák legkülső, záródó szintvonalai mentén kivágtuk. E területen (122 hektár) belül a lejtőkategória értékek: 1-5 fok: 29.1 %, 5-10 fok: 29.3 %, 10-15 fok: 23.3 %, 15-20 fok: 12.5 %, 20-25 fok: 4.6 %, 25 fok felett 1.2 %. Kitettségi értékek égtájak szerint: É: 13.5 %, ÉK: 11.9 %, K: 9.4 %, DK: 9.2 %, D: 10.5 %, DNY: 13.8 %, NY: 16.8 %, ÉNY: 15.0 %.

A két állomány kombinációja lehetőséget ad arra, hogy a dolinák kitettségi értékeihez hozzárendeljük az adott terület lejtőkategóriáját. Az adatokat Excel táblázatba rendeztük (4. ábra).



4. ábra. A dolinák kitettségi viszonyai a lejtőkategória tükrében
Fig.4. Composit of slope and aspect values

A grafikont elemezve megállapíthatjuk, hogy a dolinák területén döntően a nyugatias (DNY, NY, ÉNY) kitettségű és alacsony lejtésű területek dominálnak, szemben a kisebb területet képviselő, de nagy lejtőkategória értékekkel jellemezhető keleties (DK, K, ÉK) dolinafelszíneikkel. Ez a szabályszerűség meghatározza a dolina talppontjának NY-i irányba történt

aszimmetrikus elhelyezkedését, valamint megfelel a hegység szerkezeti-, törés-, és repedésirányainak is. Töbörfejlődési szimulációs vizsgálatok kimutatták, hogy a töbör hossz tengely irányok alapvetően a kiindulási domborzat jellemző irányát tükrözik (TELBI SZ 2003). A szerkezeti adottságok mellett azonban fontos szerepe van a dolinák fejlődésében, hogy az egyes lejtőkön más-más hőmérsékleti-, talajnedvességi viszonyok mellett az ökológiai viszonyok változóak. Így a különböző expozíciókon differenciálódik a karsztkorrózió határfoka, ami az aszimmetrikus alak létrejöttét és a dolinafejlődés során annak orientációját megszabhatja (KEVEI-BÁRÁNY, 1981).

Következtetések

1. A karsztos területeken a megelőző morfometriai vizsgálatok és részletes elemzések a korszerű domborzatértékelési módszerek segítségével a domborzatra vonatkozó ismereteinket pontosítják.
2. A részletes Nagy-fennsíki elemzésünk és a domborzatmodell jól mutatja a dolinák kelet felé csökkenő tengerszint feletti magasságának előfordulását, illetve valószínűnek látszik a depressziók számának növekedése a csökkenő tengerszint feletti magassággal.
3. A dolinák kitettség és lejtőkategória kapcsolatvizsgálata felhívja a figyelmet arra, hogy a jövőben fokozott figyelmet kell fordítani a K-Ny-i keresztmetszet vizsgálatokra, ugyanis az aszimmetria ebben a metszetben a hangsúlyosabb, mint az É-D-i metszetben. Ez utóbbi megállapítás igazolja a korábbi aszimmetriára vonatkozó megállapításokat (BÁRÁNY-KEVEI – MEZŐSI, 1991).

IRODALOM

- BÁRÁNY-KEVEI – MEZŐSI G. (1991): Further morphometrical data from some important Hungarian Karst areas. Proceed. of the Int. Conf. on Environ. Changes in Karst Areas-IGU-UIS – Quaderni del Dipartimento di Geografia on. 13. Università di Padova, p. 137-142.
- KEVEINÉ BÁRÁNY, I. (1981): A dolinák fejlődésének ökológiai szabályozottsága. – Kandidátusi értekezés, p. 47-52.
- MEZŐSI G.-BÁRÁNY I.-TÓTH I. (1978): Karstmorphometrische Untersuchungen im Gebirge Aggtelek (Nordungarn). Acta Geographica Szegediensis, Tom. XVIII. 131-140.
- TELBI SZ T. (2003): Töbörfejlődési szimuláció elemzése lepusztulási időszakok és morfometriai mutatók alapján – Karsztfejlődés VIII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 51-79.

A GERECSÉ KARSZTJÁNAK FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

SÁSDI LÁSZLÓ

Magyar Állami Földtani Intézet sasdi@mafi.hu

Abstract: After the Late Triassic – Middle Cretaceous marine sedimentation in the Gerecsé hills can be detected surface erosion and karstification. In the Early Oligocene after the deposition of the Middle–Upper Eocene formations was another terrestrial erosion, and the end of the Oligocene was a karstification. The Oligocene formations were eroded in the Miocene and the exhumed, partly karstic surface covered Lower Permian sediments. The karstification of the surface started at 7–8 My ago, it was interrupted the fluvial sedimentation, which was deposited the thin pebbly cover. After the fluvial sedimentation started the elevation of the blocks of the hills. Its formed the present surface. The small part of the caves and caverns was formed at the Oligo–Miocene deep karstic phase, the bigger part of the caves and caverns are younger.

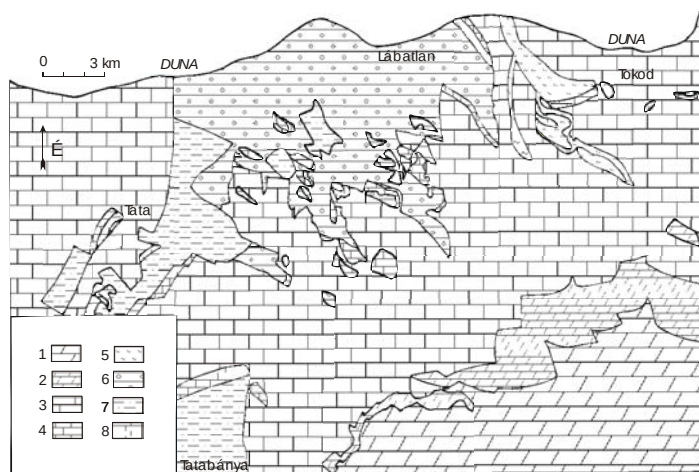
1. Bevezetés

A Gerecsé karsztjának fejlődéstörténetét összefoglaló tanulmány ezideig nem jelent meg. Jelentős mennyiségű publikáció tárgyalja a hegység földtani felépítését, de ezekben a felszín és a karszt fejlődését csak érintőlegesen említik a szerzők. A morfológiai jellemzőket LÁNG (1955, 1956) foglalta össze, munkáiban azok kialakulását, esetleges idejét is tárgyalta. Igen jelentős művek születtek a hegység édesvízi mészkő előfordulásait illetően (SCHRÉTER 1951, SCHEUER-SCHWEITZER 1988, SCHEUER 1995 stb.), melyek ismeretéből és a különböző folyóvízi terasz-szintek elhelyezkedéséből az egykori pliocén-pleisztocén forráshelyek működésének időszakait dolgozták ki. Számos publikáció jelent meg a Mátyás-hegy-Nagygyékény-Csordakúti-medence eocén paleokarszt-jelenségeiről (TÓTH 1985), míg a Keselő-hegy paleokarsztjelenségeivel egyetemi szakdolgozat foglalkozott említés szinten (KERCSMÁR 1995). A gerecséi barlangok és jellemzőiknek részletes, Budai-hegységi szintű részletes feldolgozása még várat magára, bár már külön kiadványban foglalkoztak a barlangokban előkerült gerinces maradványokkal, melyek kora a miocéntől napjainkig terjedő időszakot fogják át (KORDOS 1994), valamint az itteni, ún. hévizes barlangok genetikájával (TAKÁCSNÉ 1994). A hegység fokozottan védett barlangjainak részletes leírása 2003-ban jelent meg (SZÉKELY) országos feldolgozás részeként.

2. Földtani felépítés

2.1. Mezozoikum

A hegység alpi típusú paleo- és recens karsztjának zömét mezozoós kőzetek alkotják (SZENTES 1968, GYALOG 1996, GYALOG *et al.* 2002). Legidősebb, felszínen is ismert kőzet a felső-triász Fődolomit, mely elsősorban a hegység déli, medence-területekkel határos részein található meg, fiatal üledékek alól kibukkanó rögökben. A dolomitra néhány száz méter vastag dolomitos mészkő közbetelepülésével a több száz méter vastag felső-triász Dachsteini Mészkő következik, mely a hegység karsztjának zömét építi fel. Ezután üledékhiány mutatható ki, majd a változatos kifejlődésű mészkő, tűzköves mészkő és radiolarit rétegeket tartalmazó jura üledéksor rakódott le. A kréta üledékek zömét a jura-kréta korú Szentivánhegyi Mészkőre üledékhézaggal és enyhe diszkordanciával települő, kb. 100 m vastagságú, alsó-középső-kréta Berzseki Márga, majd a 400 m vastagságban ismert Lábatlani Homokkő alkotja. Ez utóbbi üledékek elsősorban a hegység északi részein találhatók meg felszínen. A középső-kréta Tatai Mészkő, valamint Vértessomlói Aleurolit csak a hegység nyugati és déli szegélyén ismertek (1. ábra).



1. ábra A Gerecse alaphegységi kőzetei. (GYALOG *et al.* 1996a alapján)

Jelmagyarázat: 1. Triász Fődolomit 2. Dachsteini Mészkő Fenyőfői Tagozat 3. Dachsteini mészkő 4. Jura üledékek 5. Kréta Berzseki Márga 6. Lábatlani Homokkő 7. Vértessomlói Aleurolit 8. Környe Mészkő

Fig 1. Basement formations of the Gerecse Hill. (after GYALOG *et al.* 1996a)

Legend: 1. Triassic Hauptdolomite 2. Dachstein Limestone, Fenyőfő Member 3. Dachstein Limestone 4. Jurassic sediments 5. Cretaceous Bersek Marl 6. Lábatlan Sandstone 7. Vértessomló Siltstone 8. Környe Limestone

2.2. Kainozoikum

A kainozoós üledékképződés a középső-eocén során indult meg, melynek során eleinte édesvízi kőszénteleges rétegsor keletkezett, majd brakkvízi, felette további transzgressziós, tengeri üledéksor. Ezek az üledékek elsősorban a környező medenceterületek mélyén ismertek, s csak kisebb foltokban a heggyvidék kiemelt tömbjei között, tektonikusan kialakult lepusztulási árnyékban (Pusztamaróti-medence, Agostyányi Arborétum térsége), vagy igen ritkán hegytetői térszínen (Fekete-kő déli nyúlványa). Az oligocén szárazulati folyóvízi üledékképződést (Csatkai F.), fokozatosan mélyülő tengeri környezetben finomszemű üledékek (Kiscelli F.), majd szintén jelentős vastagságú finomszemű homok, homokkő összlet (Mányi F.) lerakódása követte. Ezek zöme ugyancsak a medenceterületeken ismert, de helyenként a kiemelt karsztrögök tetején is előfordulnak kisebb foltokban (Kis-Pisznice, Csonkás-hát). Alsó-középső-miocén üledékek a hegység területén hiányoznak, csak attól délre, Zsámbék felé nyomozhatók. A felső-miocén (pannon) üledékek jelenleg a hegység északi, nyugati és déli peremvidékén ismertek jelentős elterjedésben és vastagságban, kisebb, agyagból, finomhomokból álló foltja (Tinnyi F.) azonban a Gerecse nyugati tövében kiemelt helyzetben megtalálható (Fekete-hegy). Külön említést érdemelnek a pliocén és pleisztocén folyóvízi kavicsok, valamint az édesvízi mészkő előfordulások. Ezek elsősorban a hegység északi peremén ismertek Süttő-Dunaszentmiklós-Almásneszmély vonalában, kisebb, de így is jelentős elterjedésben találhatók Tata és Vértesszőlős, valamint Mogyorósbánya környezetében.

3. Fejlődéstörténeti elemzés

Mint az előző fejezetből kiderül, a gerecsei mezozoós rétegsor a triász Földolomittól kezdve a triász-jura és a jura-kréta határon történt rövid idejű megszakításokkal tarkítva a Lábatlani Homokkőig ismert. Az üledékképződés kb. az albai időszak közepéig tartott, 100 millió évvel ezelőttig (GYA-LOG 1996). A rétegsor alapján itt az albai során az üledékgyűjtő medence mélyülése indult meg, a jelenleg ismert rétegsor tetején a mélyüléshez kötődő durva kezdőtagjait lehet tanulmányozni. Fentiek alapján tehát a bakonyi Alsóperepusztai Bauxit képződése idején a Gerecse területén még mélytengeri üledékképződés folyhatott.

3.1. Felső-kréta szárazulati periódus

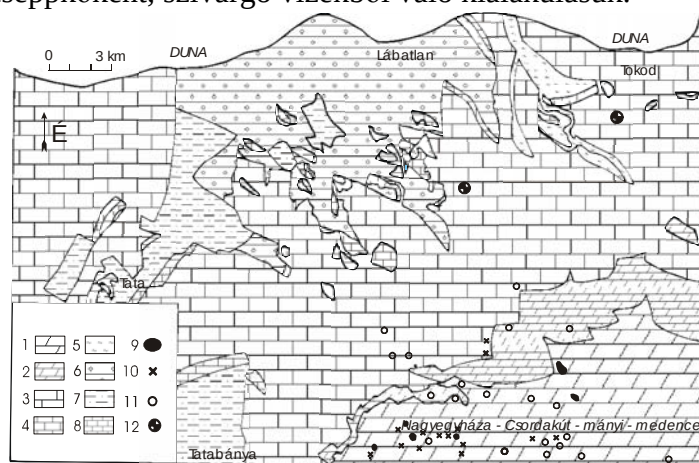
Az általános, szenont követő kiemelkedés már feltehetően ezt a területet is elérte, s megkezdődött a denudáció. Ekkorra már kialakult az a nagy szinklinális szerkezet, mely a jelenlegi szerkezeti képből is kimutatható. A szinklinális tengelye az Észak-Gerecsében nyomozható, ahol a kréta kőzetek leginkább megmaradtak, míg a déli szárnyon a lepusztulás a felső-triász dolomitig jutott. Feltehetően erre az időszakra tehető a Mátyás-Nagyegyháza-Csordakúti-medence első karsztformáinak kialakulása. A folyamatra – bányai analógiák alapján – kb. 5 millió év állhatott rendelkezésre. Ez az időtartam természetesen nem bizonyítható, hiszen az itteni bauxitokról és karsztformákról csak az állapítható meg, hogy középső-eocén üledékek fedik be, tehát annál idősebbek.

3.2. Kréta-eocén karsztosodás

A hegység területén a kréta-paleogén határon tektonikai mozgások zajlottak le. Ekkor kezdhettek kialakulni azok a medencék, melyek a későbbi – középső-eocén – üledékképződés és a széntelepes összletek létrejöttében szerepet kaptak (Héreg-Tarjáni-, Bajnai-, Tardosi-medence). Addig a területen szárazföldi lepusztulás zajlott. Ennek során a régebbi karsztos formák a medencékben megmaradhattak, míg a kiemeltebb térszíneken lepusztultak, átalakultak. A Mátyás-Csordakúti-medencében ismert karsztos formákban bauxit halmozódott fel (HAAS *et al.* 1985, TÓTH 1985). Ezek – ólomizotópos vizsgálatok eredményei alapján – vegyes anomális képet mutatnak (VICZIÁN *et al.* 1984), így elkülöníthetők a bizonyítottan kréta bauxitoktól. Ezen időszak termékének tarthatjuk azokat a mélyedésekben megmaradt tűzkőbreccsa kitöltéseket (2. ábra), melyek a Sárasi-kő bányájában, illetve a Sárásap melletti Hegyeskő bányájában találhatók. A koptatlan, enyhén mállott tűzkő feltehetően jura üledékek lepusztulásából származik. A breccsa alatt helyenként vasas-mangános kéreg található, melyet hematit, goethit és groutit alkot.

A hegység területének délnyugati részen (Keselő-hegy) ismertek vörös kalcit telérek. Sümegi vizsgálatok (DEMÉNY–KÁZMÉR 1994) analógiája alapján ezek kréta időszerűek, míg vértesi vizsgálatok (KORPÁS – PEREGI 2003) alapján – ugyancsak késő-kréta keletkezési korról – ultrabázikus magmatizmushoz kapcsolódó hőforrás tevékenységhez kötik keletkezésüket. A Gerecse vörös kalcitjairól egyelőre vizsgálat nem készült. Ami bizonyítható, hogy középső-eocén bázisrétegekben törmelékes, fúrókagylók által lyuggatott, koptatlan darabjai megtalálhatók, s ez legalább

késő-eocén keletkezést indokol. Keletkezésük módjaként valószínűbbnek tűnik cseppkőként, szivárgó vizekből való kialakulásuk.



2. ábra Kréta(?) – eocén bauxitok elterjedése (GYALOG et. al.1996a és HAAS et. al 1985 .alapján) Jelmagyarázat: 1. Triász Fődolomit 2. Dachsteini Mészko Fenyőfői Tagozat 3. Dachsteini mészkő 4. Jura üledékek 5. Kréta Berseki Márga 6. Lábatlani Homokkő 7. Vértessomlói Aleurolit 8. Környe Mészko 9. Jelentős bauxit előfordulás 10. Bauxit indikáció felszínen 11. Bauxit indikáció fúrásban 12. Tűzkőbreccsa

Fig 2. Extent of the Cretaceous(?)–Eocene bauxites.(after GYALOG et al. 1996a and HAAS et al. 1985)
Legend: 1. Triassic Hauptdolomite 2. Dachstein Limestone, Fenyőfő Member 3. Dachstein Limestone 4. Jurassic sediments 5. Cretaceous Bersek Marl 6. Lábatlan Sandstone 7. Vértessomló Siltstone 8. Környe Limestone 9. Significant bauxite deposit 10. Bauxite indication on the surface 11. Bauxite indication in the borehole 12. Brecciated chert

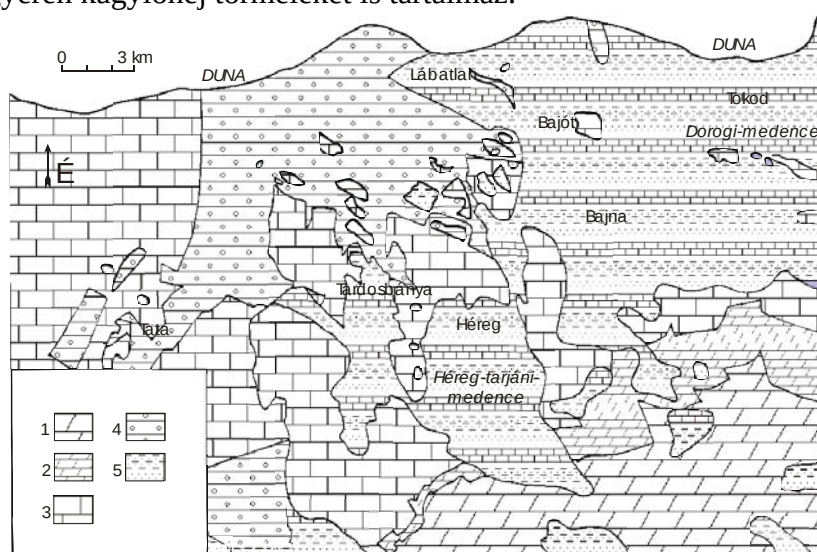
A Keselő-hegyen halványvörös, laminás szerkezetű mészkitöltések is találhatóak. Ezek megjelenésükben hasonlítanak a Dachsteini Mészko lofer ciklusaiban helyenként előforduló “A” zóna paleotalajaihoz. Az itteni üledékek egykori üregeket töltenek ki, s az üregek felett jól láthatók azok a keskeny hasadékok, melyeken keresztül az anyag bemosódott az egykori felszínről. A kitöltés felső részén helyenként fennmaradó üregeket kalcit-kristályok bélelik, melyek keletkezése - lapos romboéder kristályalakjuk (papírpát) alapján - feltehetően későbbi (oligo-miocén) hévizes tevékenységhez köthető. Magának az üledékes kitöltésnek a keletkezési ideje nem ismert, csak feltételelesen kapcsolható a kréta-eocén időszakhoz.

3.3. Eocén tengerelöntés

Az eocén transzgresszió (3. ábra) idején a kőszentelepek képződése előtt közvetlenül édesvízi mészkörétegek rakódtak le (SZENTES 1968). Ezek keletkezésére a belső medencékben a karsztvízszint általános emelkedése miatt kialakult ún. karsztlápokban volt lehetőség, melyek egy-egy környező

szűkebb hegységi terület erózióbázisaként határozhatták meg az akkori karsztvízáramlások irányát. A beszivárgási terület a dolomit fanglomerátum (Dorogi F. Nagyegyházi T.) anyagát szolgáltató, kiemelt hegyvidéki terület lehetett.

Feltételelesen eocén korúnak tekinthető az Öreg-kő déli oldalán levő mészkőbánya laminált szerkezetű, diagenetizálódott meszes üregkitöltése, mely gyéren kagylóhéj törmelékét is tartalmaz.



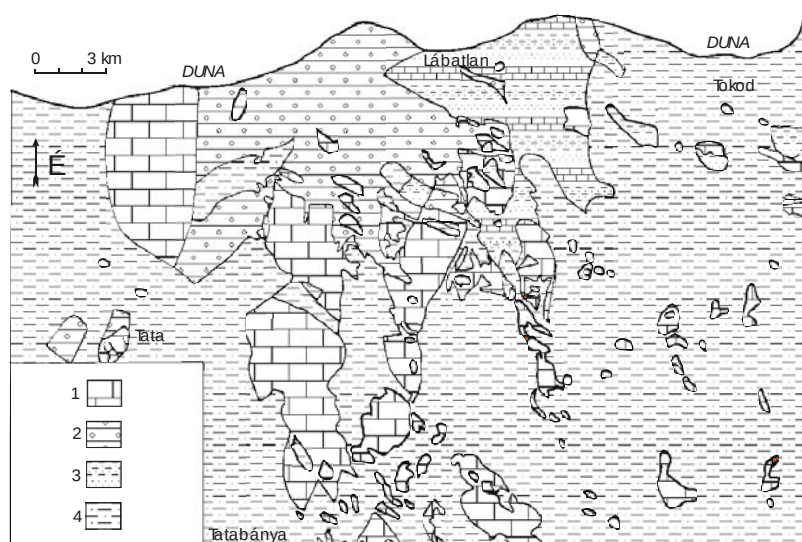
3. ábra. Eocén üledékek elterjedése a Gerecsében (GYALOG et. al.1996a és HAAS et. al 1985 alapján)
Jelmagyarázat: 1. Triász Fődolomit 2. Dachsteini Mészkő Fenyőfői Tagozat 3. Dachsteini Mészkő és jura üledékek 4. Kréta üledékek 5. Eocén üledékek

Fig. 3. Extent of the Eocene sediments.(GYALOG et al. 1996a and HAAS et al. 1985)
Legend: 1. Triassic Hauptdolomite 2. Dachstein Limestone, Fenyőfő Member 3. Dachstein Limestone and Jurassic sediments 4. Cretaceous sediments 5. Eocene sediments

3.4. Oligocén szárazföldi lepusztulás

A földtani felépítés alapján az oligocén elején ismét jelentős tektonikai események zajlottak le (SZENTES 1968). Ekkor egyes területek kiemelkedtek, mások besüllyedtek. A folyamat során/után szárazföldi lepusztulás zajlott (infraoligocén denudáció). Az oligocén üledékek triász/jura/kréta üledékekre települése (4. ábra) alapján arra lehet következtetni, hogy ez a lepusztulás néhol a teljes eocén rétegsort letarolta (ROZLOZSNIK 1925). Kérdés, hogy a jura-kréta üledékek ezeken a helyeken ekkor, vagy a paleocén - kora-eocén lepusztulás során tűntek-e el. A denudációt néhol jelentős felszíni karsztosodás kísérte, amit az üledékek alól bányafeltárásokban előkerült karsztos formák jeleznek (vértesszőlősi dachsteini mészkőbánya, Öreg-kő

DNy-i bánya, Keselő-hegyi bánya felső szint, sárisápi kaolin-bánya, kecskekői mészkőbánya). Ezek általában legömbölyített sziklabörcök, amelyek között sokszor 10 m mélységig is lenyúló hasadékok láthatók. A mészkősziklák felszíne mindenütt limonitos (mangános ?) kéreggel bevont, amely alatt a mészkő akár 10 cm mélységig átitatódott a vasvegyületekkel. A hasadékokat szürke agyag, vagy limonitos homokkő tölti ki. Helyenként a homokkő vörösayag bázissal települ a mészkőre, töbör jellegű szelvényben (Csonkás-völgy, bajnai volt mészkőbánya) előbbtől nem messze, a homokkő közvetlenül oldásforma mentes hasadékba települ. A Kecsekő kőbányájában vörösayagos homok hasadékba települése tanulmányozható.



4. ábra Oligocén üledékek elterjedése a Gerecsében (GYALOG et. al.1996b .alapján)
Jelmagyarázat 1. Triász és jura üledékek 2. Kréta üledékek 3. Eocén üledékek 4. Oligocén üledékek
Fig. 3. Extent of the Oligocene sediments.(after GYALOG et al. 1996b)

Legend: 1. Triassic and Jurassic sediments 2. Cretaceous sediments 3. Eocene sediments 4. Oligocene sediments

3.5. Oligo-miocén nyomás alatti karszt

Az oligocén során a területet vastag üledéktakaró fedte be (Csatkai F., Kiscelli Agyag, Mányi Homokkő, 4. ábra). Az üledéktakaró alatt ekkor fedett, nyomás alatti mélykarszt jöhetett létre. Ebben konvekciós vízáramlások alakulhattak ki, oldóhatásuk létrehozhatták azokat az oldott üregeket, melyekben kalcit és barit kristályok váltak ki pl. az Öreg-kői-1. sz. zombolyban (TAKÁCSNÉ 1994.). A kalcittelérek helyenként akár 1 m vastagságot, illetve több tíz méter hosszúságot és mélységet is elérhetnek (Kecsekő bánya).

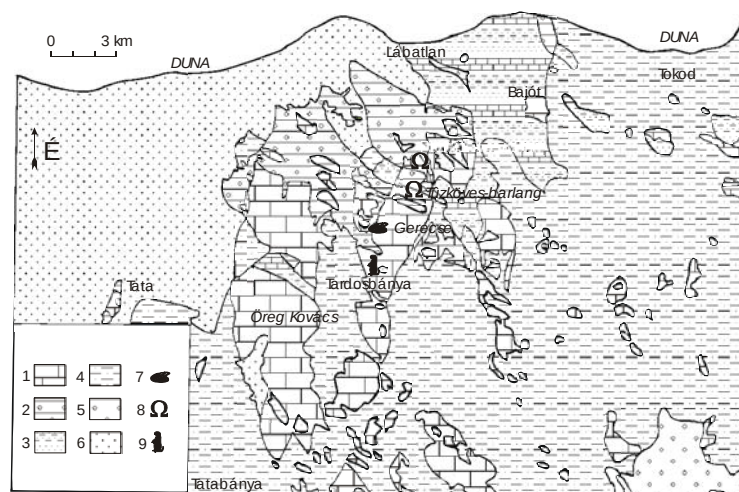
3.6. Miocén szárazföldi időszak

A földtani kép és a leírások szerint a Gerecse a kora-miocén folyamán ismét kiemelkedett (SZENTES 1968), ennek mértéke egy-egy területen eltérő lehetett. A kiemelkedés következtében az oligocén üledékek néhol alig pusztultak le (Vértestolnai-, Tardosbányai-medence), míg máshol szinte nyom nélkül (hegytetők).

LÁNG (1955, 1956) a miocén idősakra teszi azoknak a lepelkavicsoknak a lerakódását, amelyek a kiemelt hegységi triász mészkőblokkokon és a medenceterületek eocén-oligocén üledékein egyaránt előfordulnak. Ezt később ismertetendő megfontolások alapján fiatalabb időszakinak tarthatjuk.

A szarmata (13,5 Mé) során a terület tengerpart közeli szárazulat volt.

3.7. Pannon idejű üledékes befedődés, majd lepusztulás



5. ábra Miocén-pliocén üledékek a Gerecsében (GYALOG et. al. 1996c .alapján)

Jelmagyarázat 1. Triász és jura üledékek 2. Kréta üledékek 3. Eocén üledékek 4. Oligocén üledékek 5. Miocén üledékek 6. Pliocén üledékek 7. Pliocén mikrofauna 8. Pliocén üledékes üregkitöltés 9. Pliocén gerinces fauna

Fig. 5. Miocene–Pliocene sediments of the Gerecse Hills.(after GYALOG et al. 1996c)

Legend: 1. Triassic and Jurassic sediments 2. Cretaceous sediments 3. Eocene sediments 4. Oligocene sediments 5. Miocene sediments 6. Pliocene sediments 7. Pliocene microfauna 8. Pliocene sedimentary cavity filling 9. Pliocene Vertebrata fauna

Később, a pannon tó terjedésével 3 millió év során egyre nagyobb terület került víz alá (5. ábra), s végül – ismeretlen vastagságú üledékekkel fedetten – a hegység teljes területe az újabb üledékképződés színtere lett. (Ősmaradványokkal bizonyított, hogy a Tihanyi F. üledéke a hegység közepén megtalálható a Fekete-hegyen, így feltételezhetjük, hogy a Pisznice-zsomboly és a

Tűzköves-barlang szürke agyagja és finomhomokja is ezzel egyidős lehet). Kb. 9 millió évvel ezelőtt a tó területe csökkenni kezdett, s a jelenlegi hegységi területen megindult a szárazföldi lepusztulás. Ez természetesen előbb a legfiatalabb üledékeket érintette, csak ezután érte el az idősebb képződményeket, exhumálva a 13 millió éves egykori felszínt. Ennek a folyamatnak az időintervalluma nem ismert, 2 millió évnél nem lehetett több. Ami tény, hogy Tardosbányán a mészkőbánya hasadékkitöltéséből megismert gerinces fauna az MN 12-es emlős biozónához tartozik (KORDOS 1994), ami kb. 7 millió éves. Tehát ekkorra a karsztközetek már jelentősebb területen felszínre kerülhettek. Az egyéb karsztosodásra nincs megfelelő adat.

3.8. Pliocén folyóvízi tevékenység

Az említett, a Gerecse legmagasabb hegyein ismert lepelkavics lerakódását a pannon üledékek lepusztulását követő folyóvízi tevékenységhez kapcsolhatjuk. A kavicsok anyaga metamorf, kristályos kőzet, kvarcit, a legnagyobb darab kb. 15 cm átmérőjű (Csonkás, Hajós-völgy), a szemcsék mérete uralkodóan 1-5 cm közötti. Mivel a paleogén és neogén üledékekben ilyen méretű kvarcitkavicsok nem ismertek, viszont a lepelkavics gyakorlatilag minden korú üledéken előfordul, idekerülésének idejét csak a pliocén idősakra tehetjük. A kavics általános elterjedéséből nem tudjuk igazolni, hogy esetleg a mésztufával is takart 334 m-es pockői, vagy a 300-310 m-es Muzsla-hegyi (sőt a 260-280 m-es dunaalmási, süttöi, Mogyorósbánya Kő-hegyi) előfordulásokkal egyidős-e, vagy azoknál idősebb. A kérdéses korú lepelkavics jelenleg igen különböző tszf. magasságú karsztos és/vagy nem karsztos kőzetblokkok tetőzónájában, illetve medence területek paleogén üledékének fedőjében egyaránt megtalálható. Mivel nem hihető, hogy a kavics egykori hegytömbök közötti 100-200 méter mély medencéket kitöltött, s utána hordódott ki, állítható, hogy a hegytömbök a kavics lerakódást követően kezdték meg újabb, részben önálló tektonikus, részben egész hegységre kitejedő emelkedésüket. Az önálló emelkedés már létező, felújuló törésvonalak mentén történhetett. Számos freatikus eredetű barlang esetében nehéz megmondani, hogy a barlangot tartalmazó hegytömb kiemelkedése kezdeténél idősebb-e, vagy a valamivel későbbi, a terasz-szintekhez kapcsolódó édesvízi mészkövekkel tekinthető egyidősnek.

3.9. Pliocén-pleisztocén édesvízi mészkőképződés

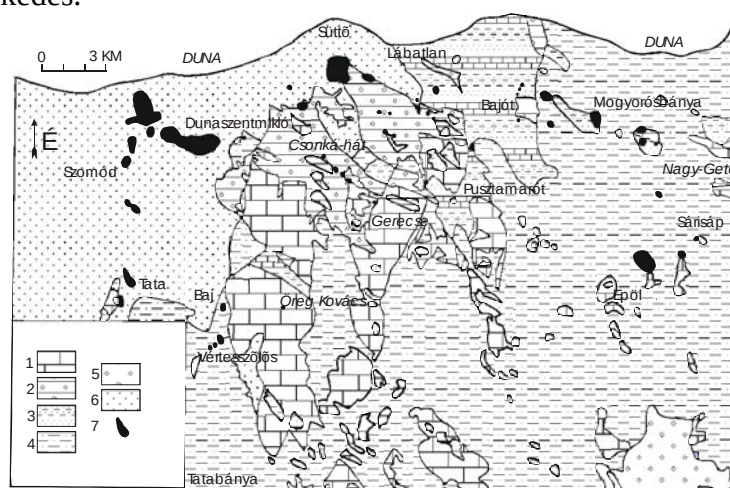
A Gerecse ismert édesvízi mészkőösszleteivel kapcsolatban már számos értelmezés született a plio-pleisztocén karsztrendszer működését illetően (

SCHRÉTER 1951, SCHEUER-SCHWEITZER 1988, SCHEUER 1995, 2002). Az utóbbi évek vizsgálata alapján néhány ponton az elmélet finomításra szorul, mivel meghatározó, újabb terepi adatok váltak ismertté.

A legújabb térképezési tapasztalatok szerint a legmagasabb helyzetben levő édesvízi mészkő előfordulás a Vértesszőlős melletti Öreg-Kovács tetején található törmelék formájában, 520 m tszf. magasságban. Messze-menő következtetések nem vonhatók le létéből, mivel csak néhány, dm³-es darab vált ismertté. Ha az akkori Gerecsei karsztrendszerrel állt kapcsolatban, akkor a hegy tetősíkjának akkoriban még erózióbázisként kellett elhelyezkedni, s egy másik, kiemeltebb hegytömb lehetett a beszivárgási tápterület.

A második legmagasabb helyzetű édesvízi mészkő előfordulás a Gerecse Ny-i peremén vált ismertté, 470 m tszf. magasságban, folyóvízi kavicselőfordulással együtt. Ennek tápterülete kizárólag a Gerecse tömbje lehetett.

Az alacsonyabb helyzetű édesvízi mészkövek már közismertek (6. ábra), ezek 340 m tszf. magasságtól lefelé találhatók meg mezozoós közegeteken, illetve kainozoós üledékeken közvetlenül, vagy közvetve, folyóvízi kavics közbete-lepülésével. Ezen édesvízi mészköveket figyelembe véve nem állítható egy-értelműen, hogy a magasabb szinten levő barlangok valamelyikkel egy-idősek, hiszen nem bizonyított a képződést követő szelektív kiemelkedés.



6. ábra Plio-pleisztocén édesvízi mészkövek elterjedése a Gerecseben (GYALOG et. al. 1996a és SCHEUER – SCHWEITZER 1988. alapján)

Jelmagyarázat 1. Triász és jura üledékek 2. Kréta üledékek 3. Eocén üledékek 4. Oligocén üledékek 5. Miocén üledékek 6. Pliocén üledékek 7. Plio-pleisztocén édesvízi mészkő

Fig. 5. Extent of the Plio-pleistocene travertines. (after GYALOG et al. 1996a and SCHEUER-SCHWEITZER 1988)

Legend: 1. Triassic and Jurassic sediments 2. Cretaceous sediments 3. Eocene sediments 4. Oligocene sediments 5. Miocene sediments 6. Pliocene sediments 7. Pliocene-Pleistocene travertine

Természetesen kínálkozik az a feltevés is, hogy a magasan levő barlangok idősebbek, mint akár a legidősebb édesvízi mészkő. Elvileg keletkezhetek ezek a barlangok a kora-pannon tengerelöntés során, vagy akár a miocén lepusztulás közben is. Erre utaló adat azonban nem áll rendelkezésre, hiszen akkori karsztforrásra utaló édesvízi mészkő nem ismert, a késő-miocén karsztra pedig csak a Tardosbánya melletti jura mészkőbánya egyik hasadéka utal. A pannon, vagy annál valamivel idősebb korra csak a Pisznice-zsomboly, illetve a Tűzköves-barlang jellege és pannon jellegű kitöltése utal. Ugyanakkor a barlangok lehetnek lényegesen idősebbek, mint a benne levő üledék által megadott kor, s lehetnek fiatalabbak is, utólagos üledékbemosódást figyelembe véve. Sajnos számos barlang esetében (pl. Pisznice-bg.) nem lehet eldönteni a keletkezés korát.

A Bajót melletti Öregkő freatikus barlangjait és a mellette levő Muzsla-hegy édesvízi mészkő előfordulását kapcsolatba hozva lehetőség kínálkozik, hogy a hegység karsztos tömbjei a pliocén (esetleg a pleisztocén) barlang és mésztufa képződések fázisai közben is végeztek szakaszos, emelkedő mozgást. Erre utal egyébként Vértestolna felett, az Öreg-Kovács oldalában levő Muflon-barlang is, mely a hegyoldalban nyílik a Vértestolnai-medence helyi erózióbázisa felett 100 m-el. Eróziós képződésű hasadékjáratát nagy részben kvarckavics-homok anyagú patakhordalék tölti ki benne holocén gerinces faunával (KORDOS 1994), mely az Öreg-Kovács karsztfennsíkjáról származhat !

Sajnálatos módon a fejlődéstörténeti rekonstrukciót nehezíti az a körülmény is, hogy a régebbi elképzeléssel ellentétben nem biztos, hogy az egyre lejjebb levő édesvízi mészkő előfordulások egyre fiatalabbak (SCHEUER–SCHWEITZER 1988). Nem elsősorban a szelektív tektonikai emelkedésre kell itt gondolni, hanem egy adott ősi karsztforrásnak a tápterülettől való távolságára, s így a karsztvíznívó hegyperem felé lejtése alapján a különböző szintek (bizonyos intervallumon belül) lehetnek akár egyidősek is.

3.10. Karsztfejlődés a miocén végétől

A már említett folyóvízi tevékenység ismeretlen vastagságú (10-20 m-nél feltehetően nem több) kavicsösszlete a jelenlegi maradványkavicsok elterjedése alapján nemcsak az alaphegységi, hanem a paleogén üledékek alkotta területeket is részben elborította. A hegység tömbjeinek kiemelkedési folyamata ekkortól indulhatott meg. Az Öreg-Kovács mésztufa törmelékét nem számítva a legidősebb forrás a Gerecse NyDNY-i peremén fakadhatott. A további emelkedés során a források még a Központi Gerecse területén,

illetve északi peremén fakadhattak. Egy részük közvetlenül a karsztos hegytömbök peremén, mások a tömböket határoló, de hosszabb, kréta víz-záró kőzeteket metsző törésvonalak mentén. A karsztvíznívó lejtését figyelembe véve ekkorra (pliocén) tehető a Muzsla-hegyi mésztufa képződése. A források a bajóti Öreg-kő ekkor exhumálódó karsztömbje szélén fakadhattak, így az ottani barlangok tipikus hévizes forrásbarlangoknak tekinthetők. Az itt felszínre lépő víz mindenképpen mélyből feláramló langyos víz lehetett, hiszen a mészkőtömb keleten 300 m vastag oligocén és kb. 200 m vastag eocén, másfelé kb. 100-150 m vastag eocén vízzáró üledékekkel körülvett sasbérc. Ebben az esetben a Muzsla-hegy mésztufája alatti kavics feltehetően egyidős lehet, ill. azonos a teljes Gerecsét befedő kavicsösszlettel.

A hegység barlangjainak kialakulása többféle folyamatra vezethető vissza. Legjelentősebbek a freatikus barlangok, melyeknek oldásos formakincsét az erre jellemző üstös formák, gömbfülkék, buborékáramlási csatornák alkotják. A barlangok esetében érdekes módon nem minden esetben a tektonikus törések játszik a fő szerepet. Az Öregkő és a Pisznice köfeytő barlangjaiban kimutatható, hogy a barlang alján látható keskeny törésvonalak a járatokat preformáló réteglap felett nem láthatók. Ez arra utal, hogy ezek a járatok a rétegek enyhe gyűrődése, vagy a nagyobb mélységben a különböző vastagságú rétegek hőtágulása következtében létrejövő, egymással nem kapcsolatban levő atektonikus törések mentén jöttek létre.

IRODALOM

- BURJÁN B. (2002): Néhány gondolat a Pesti-síkság dunai görgeteinek származásával kapcsolatban. – Kézirat
- CSÁSZÁR G. (1995): A gerecsei és vértesi-előteri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. – Általános Földtani Szemle. 27. k. A Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának időszakos kiadványa. p. 133-152.
- DEMÉNY A. – KÁZMÉR M. (1994): A stable isotope study on Cretaceous magmatic influences in the Transdanubian Mid-Mountains. – Acta Mineralogica-Petrographica Szeged. 35. p. 47-52.
- GIDAI L. (1973): A Dorogi-medence földtani térképe. 1:10000-s sorozat. Mogyorósbányai lap földtani magyarázója. MÁFI kiadvány, Bp.
- GIDAI L. (1973): A Dorogi-medence földtani térképe. 1:10000-s sorozat. Mogyorósbányai lap földtani térképe. MÁFI kiadvány, Bp.
- GYALOG L. (1996): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – MÁFI alkalmi kiadvány.

- GYALOG L. – ALBERT G. – BUDAI T. – DUDKO A. – CSILLAG G. – FODOR L. – PEREGI ZS. (2002): A Dunántúl észak terület fedetlen földtani térképe. 1:100000. kézirat, MÁFI Adattár.
- GYALOG L. – ALBERT G. – BUDAI T. – DUDKO A. – CSILLAG G. – FODOR L. – PEREGI ZS. (2002): A Dunántúl észak terület prepannon aljzatának földtani térképe. 1:100000. kézirat, MÁFI Adattár.
- GYALOG L. – ALBERT G. – BUDAI T. – DUDKO A. – CSILLAG G. – FODOR L. – PEREGI ZS. (2002): A Dunántúl észak terület pretercier földtani térképe. 1:100000. kézirat, MÁFI Adattár.
- HAAS J. – TÓTH Á. – JOCHÁNÉ EDELENYI E. – KNAUER J. – TÓTH K. (1985): A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe. MÁFI Adattár.
- JÁNOSSY D. (1979): A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. – Budapest, 1979.
- KERCSMÁR ZS. (1995): A tatabányai eocén medence keleti peremének ös-környezeti rekonstrukciója és tektonosedimentológiai vizsgálata. – egyetemi szakdolgozat, kézirat.
- KORDOS L. (1994): A gercsei barlangok ősgerinces kutatásának újabb eredményei (1970-1994). – LIMES Komárom-Esztergom-megyei Tudományos Szemle. 1994/2 különszám. p. 93-112.
- KORPÁS L. – PEREGI ZS. (2002): Felső-kréta forráskúpok a Vértes-hegységben. Földtani Közöny. 132/3-4. p. 477-480.
- KROLOPP E. – SCHEUER GY. – SCHWEIZTER F. (1995): A kelet-gercsei Kő-hegy travertínó takarójának kora. – Földrajzi Közlemények 119. 1. p. 35-38.
- LÁNG S. (1955): A Gerecse peremhegységi részeinek geomorfológiája. – Földrajzi Értesítő. (4) 2. p. 157-191.
- LÁNG S. (1956): A Központi Gerecse geomorfológiája. – Földrajzi Értesítő. (5) 2. p. 265-280.
- PÉCSI M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalak-tana. - Budapest, 1959.
- ROZLOZSNIK P. (1925): Földtani jegyzetek az esztergomvidéki paleogén medence nyugati részéről. – Földtani Intézet Évi Jelentése 1920-23-ról. p. 50-59.
- SCHEUER GY. (1996): A Nyugat-Gerecse Kőpíte-i és Les-hegyi pliocén és alsó-pleisztocén hévforrástavak paleohidrológiai vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató. 1995. ápr. p. 23-27.
- SCHEUER GY. (1996): A Dunaalmás Nagy-hegy-vöröskői alsópleisztocén hévforrások paleohidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató. 1995. okt. p. 28-32.

- SCHEUER GY. (1999).: A bajóti Öreg-kő és környékének paleokarszthidrológiai vizsgálata. – Hidrológiai Közlöny. 1999. 79. 1. p. 15-18.
- SCHEUER GY. (2002).: A nyugat-gerecsei pliocén és quarter mészképző hévforrások paleo-karszt-hidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Közlöny. 82. 1. p. 7-14.
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. (1988).: A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. Akadémiai Kiadó, Budapest,
- SCHRÉTER Z. (1953).: A budai- és gerecsehegységi peremi édesvízi mészkő előfordulásai. – A MÁFI évi jelentése az 1951. évről. p. 111-146.
- SZENTES F. (1968).: Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térkép-sorozatához. L-34-I. Tatabánya. – MÁFI kiadvány
- SZÁDECZKY-KARDOS E. (1939): A Gerecse-hegység magas teraszairól. – Földtani Közlöny. 1939. p. 259-288.
- SZÉKELY K. (ed. 2003).: Magyarország fokozottan védett barlangjai. – Budapest. p. 313-333.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1994): Geológiai és morfológiai megfigyelések a gerecse termálkarsztos barlangjaiban. - LIMES Komárom-Esztergom-megyei Tudományos Szemle. 1994/2 különszám. p. 63-80.
- TÓTH Á. (1985).: A Gerecse hegység délkeleti előterének eocén ösföldrajzi övezetei és kapcsolatuk a bauxitlepek elterjedésével. – MÁFI Évi jelentése az 1983. évről. p. 51-60.
- TÓTH Á. (2000).: Egy sajátos paleokarszt jelenség: dolomitfanglomerátum az ÉK Dunántúli paleogénben. - Karsztfejlődés V. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. p. 95-102.
- VÍCZIÁN M. – DUDICH E. – TÓTH Á. (1984).: A Dunántúli-középhegység bauxitjainak ólomizotóp vizsgálata. – A MÁFI Évi jelentése az 1983. évről. p. 111-115.

AZ ERDÉLYI-KÖZÉPHEGYSÉG KARSZTTÍPUSAI

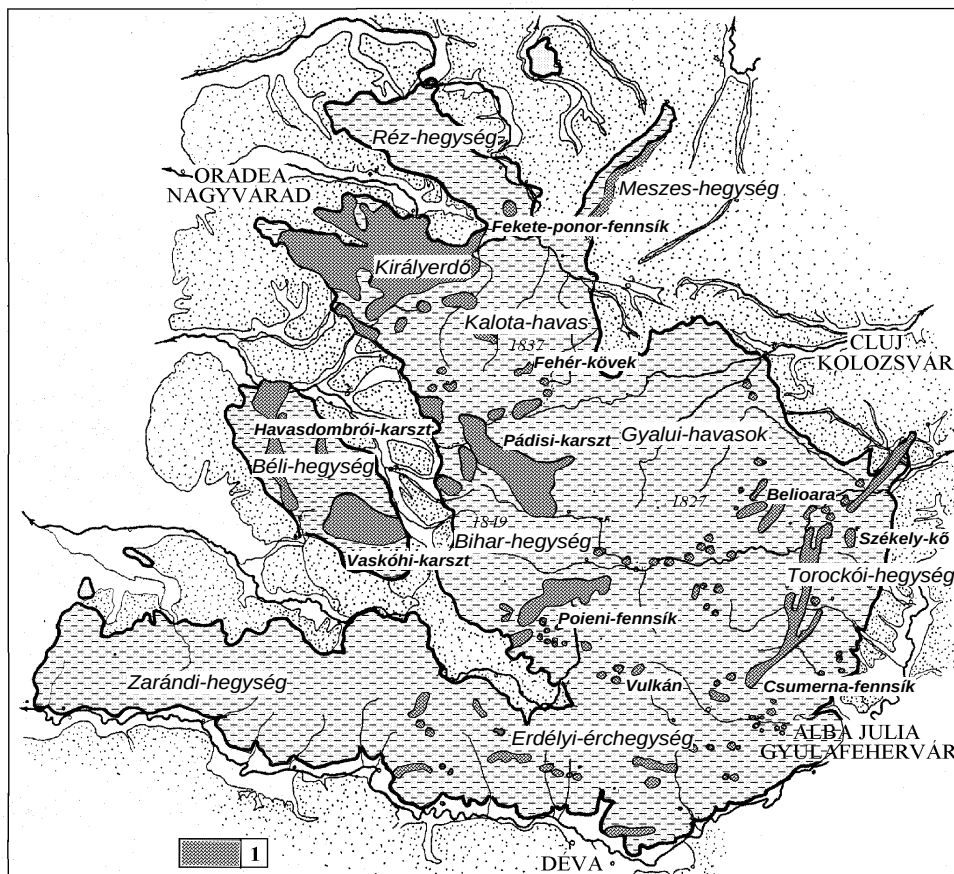
MÓGA JÁNOS

Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar
Főiskolai Földrajz Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/c
jmoga@freemail.hu

Abstract: The most well developed karstic forms in the whole of the Carpathians emerged in the Transylvanian Mountains (Mt. Apuseni) situated between the Transylvanian basin and the Great Hungarian Plain. This phenomena correlates with the diversity of structure and rock formation, and to the multifold nature of denudation processes. Karstified rocks occur in the Transylvanian Mountains on such a large territory and in such a great variety that to show all is impossible in the scope of this paper. My intention is to present a survey and morphogenetic systematization of the most interesting karstic regions (karst plateaus of Padis, Scărișoara, Padurea Craiului [Királyerdő], Codru-Moma [Béli], Trascău [Torockó] Mountains, Transylvanian Ore Mountains [Munții Metalliferi]).

Bevezetés

A Kárpátok és a Kárpát-medence hegységeinek karsztos területei a több mint egy évszázados múltra visszatekintő földtani és geomorfológiai kutatások eredményeként viszonylag jól ismertek a karsztkutatók számára. A különböző földtani szerkezetekben megjelenő, eltérő fejlődéstörténetű tájak sokszínű morfológiája régóta arra ösztönözte a kutatókat, hogy morfológiai csoportokba foglalják, rendszerezzék (tipizálják) bizonyos jellemzők alapján a karsztokat. A Kárpátok vonulatai és a Kárpát-medence hegységei több ország területén helyezkednek el, így a karsztos tájak osztályozására, tipizálására tett kísérletek is eltérő módon történtek a szomszédos országokban, más-más elveken alapulva, amelyek főleg a helyi sajátosságokból adódtak (JAKUCS 1971, 1977, HEVESI 1986, JAKÁL 1978, 1993, COCEAN 1985). E tanulmányban ötvözni szeretném az eltérő karsztos iskolák hagyományait egy olyan mintaterületen (Erdélyi-középhegység), ahol a karsztos tájak nagy száma és sokszínűsége (MÓGA 1995, MÓGA 1997) lehetővé teszi a különféle szempontú osztályozást, tipizálást (1. ábra).

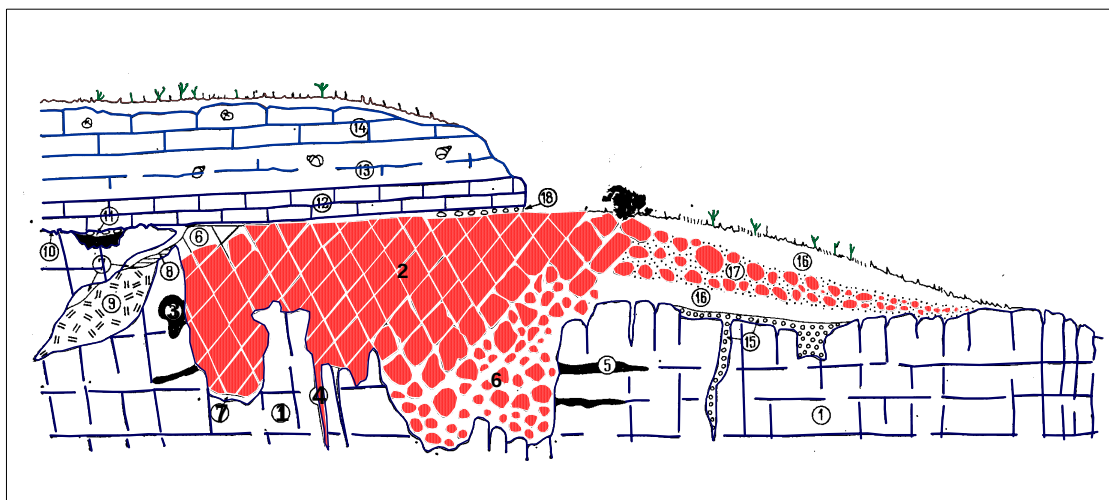


1. ábra. Az Erdélyi-középhegység karsztvidékei
Fig 1: Karsts of the Transylvanian Middle Mts.

1. Morfogenetikai karszt típusok

1.1. Paleokarszt

A földtörténet különböző korszakaiban keletkezett elegyengetett felszínek és karsztplatók bizonyítják, hogy a karsztosodás számára kedvező feltételek megvoltak már a földtörténet korábbi időszakaiban is. A jelenleg is fejlődő karsztfelszíneknél jóval idősebb paleokarszt nyomokat tárt fel a földtani kutatások során a jura-kréta határán több kutató (COCIUBA – SILVESTRU 1989, PATRULIUS 1976) az Erdélyi-középhegység karsztvidékein, főleg a Királyerdő (Padurea Craiului) és a Béli-hegység (Codru-Moma) területén, amelyek a jelenlegitől eltérő klímafeltételek mellett alakultak ki (2. ábra).



2. ábra A Királyerdő paleokarsztja (D. Patrulius 1976 nyomán)

Jelmagyarázat: 1. Titon mészkő, 2. Vörös ooidos bauxit, 3. Bauxittal kitöltött karsztüreg, 4. Bauxittal kitöltött hasadékok, 5. Paleokarsztos üreg (jura), 6. Ooidos bauxit, 7. Kaolinszerű bauxit, (a vörös bauxitból alakult ki, 8. Márga, 9. Kalcit, 10. Mikrokarst (a jura –kréta határa), 11. Jura mészkőbreccsa, 12. Fekete mészkő (characeás), 13. Szürke mészkő, 14. Szürke (pachiodontás) mészkő, 15. Fiatal törmelékes kitöltés a jura mészkő hasadékaiban, 16. Sárga agyag, 17. Bauxit törmelék agyagban, 18. Sárga agyag bauxittal cementált kréta mészkő törmelékkel és characeás mészkő törmelékével

Fig 2: Paleokarst in the Padurea Craiului Mountains (after D. Patrulius)

Legend: 1. Tithonian limestones, 2. Red ooidal bauxite, 3. Karst pocket filled with bauxite, 4. cracks filled with bauxite, 5. Paleokarst cavity (Jurassic), 6. Ooidal bauxite, 7. Caoline like bauxite, originated from the red bauxite, 8. Marls, 9. Crystallized calcite, 10. Microkarst (on the boundary of Jurassic –Cretaceous), 11. Jurassic limestone breccia, 12. Black limestone (Characeae), 13. Massive grey limestone, 14. Grey (Pachiodontal) limestone, 15. Young gravel in the faults of the Jurassic limestone, 16. Yellow clay, 17. Bauxite gravel in clay, 18. Yellow clay filled with the gravels of the Cretaceous limestone cemented with bauxite and Characeae limestone

1.2. Elegyengetett karsztfelszínek (karsztóplének)

Az Erdélyi-középhegység domborzatának legfőbb vonása az elegyengetett felszínek lépcsős megjelenése. A középhegység magját képező három legmagasabb hegységet (Bihar-hegység, Kalota-havas), Gyalui-havasok) lépcsőzetesen elrendeződő alacsonyabb hegycsoportok veszik körül. A domborzat kialakításában a tektonika mellett fontos szerep jutott az eróziós-denudációs folyamatoknak is, melyek alapján három elegyengetett felszínt lehet elkülöníteni. Az első, „kárpáti pediplanáció” néven ismert lepusztulási folyamat a felsőkréta és az oligocén között ment végbe, trópusi, váltakozóan nedves-száraz éghajlati feltételek között. A nedves időszakokban lejátszódó mállási folyamatok, a száraz évszakokban az aprózódás és az azt kísérő felszíni leöblítés mintegy harminc millió év alatt a hegység elegyengetéséhez és letarolódásához vezetett. E nyesett felszínek maradványait a Déli-Kárpátok Borescu felszínével azonosították, itt azonban Fărcaș-Cîrligățele

felszínnek nevezik és többnyire a legmagasabb tetőket alkotják (MARTONNE de 1907, 1924, POP 1962). A körülöttük elterülő 1000-1400 m magas tetők mediterrán éghajlati körülmények között lejátszódó lepusztulással a miocénben alakultak ki (Măguri-Mărișel felszín). Végül a geomorfológusok kimutattak egy harmadik pediment szintet is, amelyik a pliocénben alakult ki (Feneș-Deva felszín).

A három elegyengetett felszínhez hasonló karsztos kőzeteken kialakult felszíneket írtak le a román karsztmorfológusok a középhegység területéről (COCEAN 1985). A Fărcaș-Cîrligățele felszínnel azonosították a Torockói-hegység legmagasabb fennsíkjait (Csumerna és Bedellői-fennsík), a Poieni-karsztfennsíkot az érchegységben, valamint a Aranyosfői (Scărișoara)- és a Padisi-karsztfennsíkot a Bihar-hegységben. E fennsíkok 1200-1400 m közötti magasságban helyezkednek el és Ciumerna-Scărișoara karsztfelszín néven említik őket. A Măguri-Mărișel felszínnek megfelelő Vașcău-Zece Hotare karsztfelszín a legelterjedtebb az Erdélyi-középhegység területén. Számos kisebb karsztfennsík mellett ide tartoznak a Béli(Codru-Moma)-hegység és Királyerdő (Padurea Craiului) nagy kiterjedésű átlagosan 600-800 m magas, felszíni és felszín alatti karsztos formákban gazdag fennsíkjai. A legfiatalabb és legalacsonyabb helyzetű (400-500 m) Dumbrăvița karsztfelszín a Feneș-Deva felszínnek felel meg. Ebbe a csoportba tartoznak a Királyerdő É-i peremén elhelyezkedő alacsony fennsíkok és a Béli-hegység É-i szegélyén a névadó Havasdombrói(Dumbrăvița)-karsztfennsík.

2. Szerkezeti-földtani és kőzettani felépítés alapján megkülönböztethető karsztípusok

2. 1. Az alaphegység óidei kristályos mészkövein kialakult karsztok

Az Erdélyi-középhegység karsztos felszínformái különböző korú és jellegű mészköveken alakultak ki. A legidősebb karsztosodásra hajló kőzetek a paleozoikumban keletkezett kristályos mészkövek, márványok, amelyek a Bihari autochton és a Nagybihari-takarórendszer felépítésében vesznek részt. Az Erdélyi-középhegység K-i peremén emelkedő Gyalui-havasok vonulatát a Bihari autochton prekambriumi metamorf kőzetei (palái), és az ebbe benyomult szilur időszakban keletkezett gránit építik fel. Karsztos felszínformák csak a hegység D-i határán keskeny csíkban húzódó paleozoós kristályos mészkőben alakultak ki (IANOVICI et al. 1976). A Gyalui-havasok vízválasztó vonulatáról az Aranyos völgye felé tartó vízfolyások keskeny, mély szorosokban (Runki- és Podságai-szoros) törik át a vízgyűjtő

területükön keresztülhúzódo kristályos mészkő sávot. A karsztos vonulat tájképileg is legérdekesebb része a Belioara–Scărița (1382 m) hatszáz méteres sziklaletörése a Podságai-völgy völgyfőjében. A tornyokra tagozódó, hasadékokkal, aszóvölgyekkel tagolt kristályos mészkő vonulatban főleg a karrformák tűnnek szembe. A felszín alatti karsztformák kevésbé ismertek. Lényegében csak a Belioara nagy kapunyílása, egy hatalmas méretű, tetején felnyílt rombarlang ismert, amelyet valaha a lefolyó vizek véstek ki a kemény kőzetből.

Az Érchegység legnagyobb kiterjedésű karsztfennsíkja a Poieni-karsztfennsík is paleozoós kristályos mészkőben alakult ki. Meredek, sziklás fallal emelkedik ki a Kis-Aranyos völgyéből Sohodol és Avram Ianku települések között. A 60 km² kiterjedésű Poieni-fennsík karrmezőkkel borított tetői felszíni karsztjelenségekben szegények. Az 1300 m magasra emelkedő fennsíkon (Vf. Știubei 1330 m) a nehezen oldódó kristályos mészkő felszínén feltűnően kevés töbör alakult ki. A málladék olyan vastagon beborítja a felszínt, hogy gazdálkodni is lehet rajta. Jellegzetes havasi szórványtelepülések jöttek létre a kaszálókon, mint a névadó Poieni. A fennsíkon elszivárgó víz a Kis-Aranyos és a Fehér-Körös völgyének karsztforrásaiban lát napvilágot (COCEAN – IFTENE 1985).

2. 2. Az alaphegység (Bihari autochton) fedőkőzetein kialakult karsztok

Az Erdélyi-középhegység mezozoós karbonátos kőzetei a legelterjedtebbek, részben a Bihari-autochton fedő üledékes sorozatát alkotják, részben a középhegység takarós szerkezeiben fordulnak elő. Ide tartoznak a Bihar-hegység, a Királyerdő, a Béli-hegység, a Réz-hegység karsztvidékei. A mezozoós kőzeteken alakult ki a legtöbb és legérdekesebb karsztos felszínforma a középhegység területén.

2. 2. 1. Monoklinális szerkezetű karsztok

A Bihar-hegység É-i részében, a Fekete-Körös, a Meleg-Szamos és az Aranyos forrásai között terül el az Erdélyi-középhegység legérdekesebb felszínformáit hordozó mészkőterülete a Pádisi-karsztfennsík. Az 1200-1400 m magas fennsík a határán emelkedő magasabb tetőkhöz (Magura Vânăta 1641 m, Biserica Moșului 1466 m, Glăvoi 1426 m, Borțigului 1342 m, Pietra Galbenei 1234 m, Bălileasa 1267 m, Boghii 1436 m és Vărăsoaia 1462 m) képest medenceszerűen helyezkedik el, közepén egy 37 km² kiterjedésű lefolyástalan területtel, amely a szomszédos vízrendszerekkel csak a bűvópatakok révén kapcsolódik. Minden vízfolyás, amely a karsztfennsík

határán emelkedő tetőkről a lefolyástalan mélyedés felé tart, víznyelőben tűnik el, és a fennsík mélyebb részén, vagy a karsztfennsík lábánál fakadó karsztforrásban lát újból napvilágot.

A Pádisi-karsztfennsík területén a karsztosodó és nem karsztosodó kőzetek váltakozása a felszíni és a felszín alatti vízfolyások váltakozásából álló vízrendszert alakított ki. Az alsótriász törmelékes üledékes kőzetek (a Magura Vănătă környékén), az alsójura vízzáró kőzetek (a Plai-völgy - Barsa-katlan - Ursului-forrás völgye közti sáv), ill. a perm-i rétegek (a Mt. Bortigului - Mt. Glăvoi közti területen) kedvező feltételeket teremtettek a felszíni vízfolyások kialakulására. A fenti vízzáró üledékek felszínén eredő csermelyek rövid felszíni folyás után a mészkősáv határát elérve mélybe fejeződnek, vizük a monoklinális szerkezet dőlését követve K-ról Ny felé áramlik, így végső soron a Fekete-Köröst táplálják.

A felszín alatt lefolyó vizek két nagy hidrogeológiai rendszert alkotnak. A Pádisi-karsztfennsík ÉK-i peremén a Vărăsoaia-katlan víznyelőiben eltűnő vizek, a Magura Vănătă lábánál nyíló víznyelők vizével együtt a fennsík É-i sziklás letörése alatt fakadó bővizű Boga-forrást táplálják. A nyelők és a forrás között víznyomjelzéssel kimutatott bűvópatakrendszer esése 615 m (ORĂȘEANU *et al.* 1991.).

A másik nagy rendszer a Magura Vănătă lábánál nyíló víznyelőknél kezdődik és a Galbena-patak eredeténél végződik. A bűvópatak négyszer tűnik el a mészkő és más nem karsztosodó kőzetek határán kialakult víznyelőkben és a Pádisi-karsztfennsík legérettebb karsztjelenségeit fűzi fel. Vize keresztülfolyik és elnyelődik a Ponor-réti-polje alján, amelyben tavasszal időszakos tó keletkezik. A Ponor-réti-víznyelőben elfolyó víz a Csodavár (Cetățile Ponorului) bejáratú kapujánál tör felszínre, és a Vár-patakkal egyesülve a barlang főfolyosóján folyik végig, majd a Galbena-forrásban lát napvilágot. A Csodavár a Pádisi-karsztfennsík és egyben a Kárpátok hegyvidékének legimpozánsabb karsztjelensége, amely két hatalmas szakadékdolinit (a várudvarokat), egy hetvenméteres barlangkaput és a hozzátartozó gigászi méretű barlangfolyosót foglal magába. A Csodavár a Pádisi-karsztfennsík legmélyebb pontján (alig ezer méteren) a felszíni és felszín alatti vizek gyűjtőhelye, a Köves-Körös (Crișul Pietros bűvópatak rendszerének legfontosabb közbülső állomása).

A Pádisi-karsztfennsíkon jelentős méretű, zárt, felszín alatti karsztos megcsapolású medencék is kialakultak, közülük a Barsa-katlan a legnagyobb, amely a karsztosodó és nem karsztosodó kőzetek határán alakult ki. A Barsa-katlan területe 2,5 km², legmélyebb része 1081 m, pereme 1270 m magas. A lefolyástalan medence alsójura vízzáró kőzetekből álló É-i és K-i pereméről számos kis vízfolyás indul, amelyek a katlan alján víznyelőben

végződnek. E víznyelők kibontásával a barlangkutatók több nagy barlang-rendszert tártak fel, amelynek hossza mintegy 15 km. Régóta ismert volt a katlan ÉNy-i szegletében nyíló Gheţ. Zâpodie jégbarlang, ahonnan SCHMIDL osztrák geológus szerint már 1863-ban jeget termeltek ki a belényesi cukrászmester számára. A Zâpodie-jégbarlang felszín alatti járatai összeköttetésben állnak a Fekete-tó (Tăul Negru) mellett nyíló Fekete-barlanggal (10 879 m). Ugyanezen a közethatáron kialakult víznyelőben nyílik a Barsa-katlan második leghosszabb barlangja, a Barsa-jégbarlang (Gheţ. de la Barsa), amelynek bejárati szakaszát Czárán Gyula, a Bihar-hegység legálldozatkészebb kutatója tárta fel és építette ki a turisták számára saját költségén a XIX-XX. század fordulóján. A Galbena-forrásból mutatták ki a Barsa-jégbarlang földalatti patakjába öntött jelzőanyagot, amellyel bizonyítottá vált, hogy a Barsa-katlan víznyelői a Galbena-forrás felé adják le vizüket (ORĂŞEANU *et al.* 1991.).

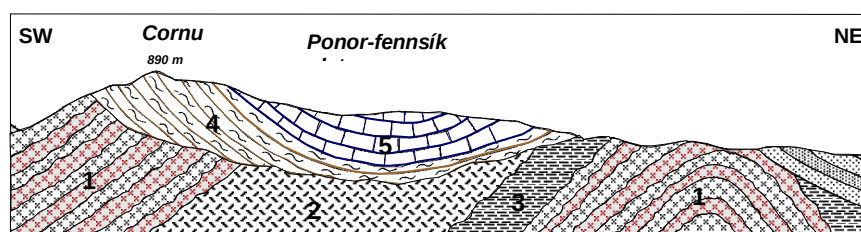
A Sebes-Körös és a Fekete-Körös medencéje között emelkedő Királyerdőben a kedvező földtani felépítésének köszönhetően a mérsékelt éghajlati öv szinte minden felszíni és felszín alatti karsztjelensége kialakult. A hegység túlnyomó nagy része a Bihari "*autochton*" üledékes fedőrétegekkel betakart területéhez, kisebb része a Kodru-takarórendszerhez kapcsolódik. A területének 83 %-át lefedő mezozoós üledékek három nagy szedimentációs ciklusban alakultak ki, melyek szárazföldi és sekélytengeri sorozattal kezdődtek, majd zátony és lagúnakörnyezetben felhalmozódott karbonátos kőzetek lerakódásával folytatódtak, ill. értek véget. Az egyes földtörténeti időszakokban keletkezett üledékek viszonylag szabályos elrendeződést mutatnak, ÉK-DNy-i sávokban jelennek meg. A triász kőzetek sávja a Jád völgyét követi, ettől nyugatabbra húzódik a jura kőzetek öve, a hegység ÉNy-i harmadát pedig a kréta időszak kőzetei építik fel. Mindhárom ciklusban bőségesen keletkeztek karsztosodó kőzetek, amelyek a hegységnek csaknem 40 %-át teszik ki (IANOVICI *et al.* 1976.). A karsztosodó és nemkarsztosodó kőzetek változatos tektonikai elrendeződése, mozaikszerű elhelyezkedése főleg a karsztos és nemkarsztos felszínformák és a felszíni és felszín alatti folyóvízhálózat váltakozásában tükröződik.

A Királyerdő az Erdélyi-középhegység alacsonyabb tagjai közé tartozik, legmagasabb tetői alig haladják meg az 1000 m-t (Hodringuşa 1027 m), sőt a tetők és planinák a hegység belsejében már csak 600-800 m közötti magasságot érnek el. ÉNy felé a tetők magassága tovább csökken, a peremeken pedig már csak 400 m körüli alacsony fennsíkokat találunk, de a peremi törések mentén kialakult meredek, kopár, karrosodott lejtőkkel ezek is élesen elkülönülnek a környező neogén medencéktől.

Az eltérő magasságú planinákon a felszíni és felszínalatti karsztjelenségek nagy változatossága alakult ki. Különböző méretű és alakú töbrök, töbör sorok, uvalák, töbörfészkek, karsztos megcsapolású medencék, víznyelők (ponorok), szurdokvölgyek és aszóvölgyek tagolják a felszínt. A Királyerdő legnagyobb méretű felszínformái az ún. kaptációs medencék (felszínalatti megcsapolású medencék) (RUSU 1988), nagyobbak, mint a vakvölgyek, poljékhoz hasonlítanak, de nem felelnek meg mindenben a tipikus poljék definíciójának. Ilyen pl. a Toaia-medence. A Kárpátok egyetlen más hegységében sincs annyi víznyelő, karsztforrás és barlang, mint a Királyerdőben. Több mint 60 bűvópatak vált ismertté a víznyomjelzések révén, és mintegy 700 barlangot tártak fel idáig, köztük a Kárpátok leghosszabb barlangrendszerét, a 42 km-es Szelek barlangja (Pešť. Vintului).

A Királyerdőben a felszíni vízhálózatot nagy területeken felszín alatti vízfolyások helyettesítik. A fokozatos mélybefejeződés miatt a folyóvízhálózat lassan teljesen szétesik és áttevéődik a mélybe. A zárt karsztos medencéket bűvópatakok csapolják meg, melyek a hegység peremi bővizű karsztforrásokban, forrásbarlangokban (Pešť. Bulz, Izbindis-forrás, Esküllői-barlang stb.) jelennek meg újra (RUSU 1988.). Állandó vízfolyások csak a nem karsztosodó kőzeteken és a nagyobb vízgyűjtővel rendelkező területeken alakultak ki. E vízfolyások is többnyire eltűnnek a mészkő határán nyíló víznyelőkben, vagy mély szurdokvölgyet vésve jelentős vízvesztéssel elszorvadva haladnak át a karsztosodó kőzetek sávján, míg eléri a szomszédos medencéket. A Királyerdő vízfolyásainál az aszósodás és a mélységi lefejezés különböző fokozatai figyelhetők meg.

2. 2. 2. Szinklinális szerkezetű karsztok

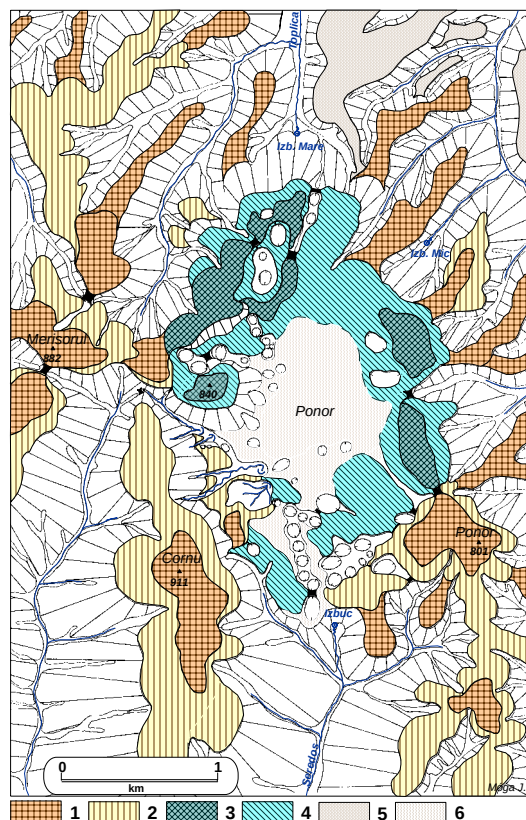


3. ábra A Fekete-ponor-karsztfennsík földtani szelvénye (1:50 000 földtani térképsorozat Románia, 28. Tusa) nyomán.

Jelmagyarázat: 1. Csillámpala (felsőprekambrium), 2. Csillámpala (muskovit-biotit), 3. Paragneisz (felsőprekambrium), 4. Alsótriász palák és homokkövek, 5. Középsőtriász mészkő

Fig 3: Cross section of the Ponoru Negreni karst plateau Șes Mountains (synclinal type karst plateau) (after the 1:50 000 geological map of Romania, 28. Tusa).

Legend: Mica schists (Upper pcm.), 2. Mica schists (muskovit-biotitic), 3. Paragneisses (Upper pcm.), 4. Lower Triassic shales and sandstones, 5. Middle Triassic limestone.



4. ábra A Fekete-ponor-karszfennsík (Réz-hegység).

Jelmagyarázat: 1. Nem karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi-hát teteje, 2. Nem karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi-hát, 3. Karszfennsík magasabb tetői, vagy karsztosodó kőzeteken kialakult völgyközi hát teteje, 4. Karszfennsík tetői, vagy karsztosodó kőzeteken kialakult völgyközi hát, 5. Pannon üledékek, 6. Negyedidőszaki üledékek

Fig 4: Ponoru Negru karst plateau Șes Mountains.

Legend: 1. the summit of the intervalley back developed in non-carstic environment, 2. intervalley back developed on non-carstic rocks, 3. the higher back of the carstic plateau or the summit of the intervalley back (on carstic rocks), 4. carstic plateau or intervalley back developed on carstic rocks, 5. Pannonian sediments, 6. Quaternary sediments

Az Erdélyi-középhegység É-i részén emelkedő Réz-hegység Fekete-ponor karszfennsíkja tartozik ebbe a típusba. A hegység alacsony rögcsoportja uralkodóan prekambriumi–ópaleozoós metamorf kőzetekből épül fel (csillámpalák, gneisz, amfibolit), fiatalabb üledékek csak egy kis foltban jelennek meg a hegység DK-i részén a Fekete-ponor területén. A mindössze 1–1,5 km² kiterjedésű planina a Királyhágótól ÉK-re középidői mészkövek foszlányán alakult ki (IANOVICI *et al.* 1976, 3. ábra). A 750–800 m magasra emelt triász rétegek sekély, tálszerű szinklinálisába beszivárgó vizek jellegzetes karsztformákat alakítottak ki. A fennsík kissé kiemelt peremei a sekély, nagy kiterjedésű központi mélyedést teljesen körülveszik. Töbrök,

töbör sorok és aktív, ill. időszakosan aktív víznyelők lényegében csak a fennsík Ny-i szegélyén találhatók, a közethatár közelében. A szinklinális szerkezet miatt a fennsík közepe mélyebb és a felszínt borító vastagabb üledékréteg eltakarja a karsztos kőzeteket. A karsztfennsík Ny-i oldalán emelkedő, vízzáró kőzetekből álló Vrf. Merisorului 882 m és Vrf. Cornului 890 m lejtőiről kiinduló vízfolyások a közethatáron kialakult víznyelőkben tűnnek el. A karsztvidék mozgalmasabb Ny-i részén néhány kisebb barlangot is feltártak (TULOGLI 1972). A leszivárgó vizek a fennsík peremén, a közethatáron fakadnak. A szinklinális szerkezet miatt többirányú lefolyás alakult ki. A fennsík É-i peremén fakadó két bővizű karsztforrásból (Izbucul Mare és Mic) ered a Berettyó (4. ábra). A nagyobbik forrás közelében 10 m-es zuhataggal szakad le a patak egy travertino lerakódás tetejéről. A fennsík D-i oldalán a Seredos-patak völgyfőjében eredő karsztforrás a Sebes-Körös vízrendszeréhez kapcsolódik. A Sebes-Körös és a Berettyó vízválasztója keresztülszeli a Fekete-ponori-karsztfennsíkot.

2.3. Az Erdélyi-középhegység takaróin kialakult karsztok

2.3.1. Középidői mészkövek gyűrt takarós szerkezetein kialakult karsztok

A Béli-hegység D-i részén emelkedik az átlagosan 600 m magas Vaskóhi-karsztfennsík, amelyet a Kodru-takarórendszer középidői karbonátos kőzetei alkotnak. A jól karsztosodó középső- és felsőtriász mészkövek 90 km²-es területet foglalnak el a Fekete-Körös forrásvidékén, és K felé lejtősen (IANOVICI *et al.* 1976.), takaróként ráborulnak a hegység nem karsztosodó perm és alsótriász kőzeteire. Utóbbiak csak a fennsíkot keretező magas tetőkben (Moma-csúcs 854 m, Momuța 930 m, Arsura 819 m) bukkannak felszínre, amelyek D-en és Ny-on a karsztos táj vízválasztójából emelkednek ki.

A Vaskóhi-karsztfennsík töbrökkel borított tetőit a harmad- és negyedidőszaki szerkezeti mozgások lépcsőzetesen emelték ki a Belényesi-medence felszínéből. Legmagasabb tetői ÉNy-DK-i irányú vonulatot alkotnak (Ronțarul 918 m, Chicera Ursului 886 m, Jezerul 753 m). A fenti vonulat K-i oldalán terül el a karsztvidék átlagmagasságú nagyobbik része, a Ny-i lábánál töbrök, vakvölgyek és víznyelők összeolvadásával keletkezett karsztos medencék (kaptációs medencék) (Ponoare-Pociovaliște, Arinda, Bănișoara, Ponoras, Recea) sorakoznak, amelyek szerkezeti vonalak mentén (takaróhatáron) és közethatáron alakultak ki. A Vaskóhi-karsztfennsík legfejlettebb víznyelői részben a felsorolt karsztos medencékben, részben a vízválasztó vonulat lábánál sorakoznak és a nem karsztosodó kőzetekből

álló magasabb tetőkről lefolyó vizeket vezetik a mélybe. A fenti vízfolyások a fennsík lejtését követve valaha keresztülfolyhattak a fennsíkon, de legtöbbjük ma már a közethatárnál elnyelődik. A víznyelők után is folytatódó aszóvölgyek és sortöbrök elárulják, hogy merre tartottak a régi vízfolyások. Hosszabb völgye csak a fennsík DK-i részén eredő Tarina-pataknak és az ugyancsak a Momuța lejtőin eredő Ponor- és Pesterelii-patakoknak van. Az állandóvízű Tarina-patak a mészkőfelszínbe mélyen bevágódott völgyében teszi meg több km-es útját a Sohodol-árokig, ahol azután elnyelődik. A másik két patak vize azonban már a karsztfennsík peremén elszivárog, és az alább összeolvadó, ugyancsak a Sohodol-árokba nyíló aszóvölgyükben már csak kivételesen nagy esőzések és hóolvadások idején folyik víz.

A Belényesi-medencével párhuzamosan futó törésvonalak, ill. vetődések jelölték ki a Vaskóhi-karsztfennsík legnagyobb aszóvölgyének az ún. Sohodol-árokhoz az irányát. A hat km hosszú és fél km széles árokszerű mélyedés valósággal kettészeli a karsztfennsíkot. Az árok voltaképpen a Tarina-patak vakvölgye, amely valaha a felszínen vezette le a fennsík vizeit a Fekete-Körös felé. Állandó vízfolyás ma már csak a Sohodol-árok Ponoarele község felé eső felső részén van. A Sohodol-árok alján kanyargó vízfolyás az árok közepe táján, Izbuc falu határában nagy dübörgéssel beleszakad a Cîmpeneasca-barlang mély aknájába, amely az Erdélyi-középhegység legszebb és régóta ismert karsztjelenségei közé tartozik. A Sohodoli-üregben eltűnő bűvópatak a karsztfennsík Vaskóh felőli lábánál tör elő Boj-forrásként. A vízfestések tanúsága szerint itt jelenik meg a Ponor- és Pestereli-patak víznyelőiben elfolyó víz is, így a fennsík nagy része a Fekete-Körös vízgyűjtő területéhez tartozik (MIHUTIA 1904, ORĂȘEANU 1985).

A Vaskóhi-karsztfennsík D-i szegélyén, de már a Fehér-Körös vízgyűjtő területén fakad a legendáshírű kalugyeri Dagadó-forrás, amelynek különös vízjátéka évszázadok óta ismert. A forrás vize szivornyás rendszeren keresztül ér a felszínre. A csapadékviszonyoktól függően hosszabb-rövidebb szünetet tartva heves kitöréseket produkál, amelyhez olykor hangjelenségek is társulnak. 1999 májusában kitörései tízpercenként ismétlődtek.

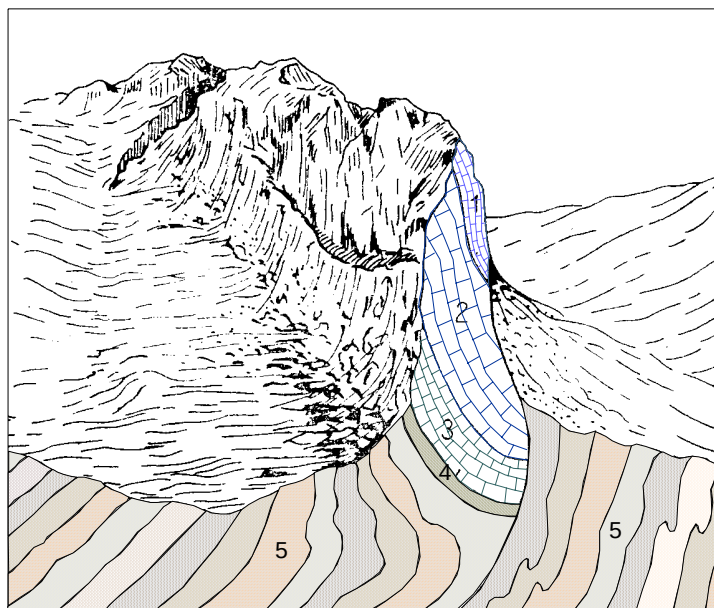
A Bedellői-takarórendszerhez tartozó titon mészkőből álló takarók hordozzák a Torockói-hegység legmagasabb tetőit (Csumerna-fennsík 1316 m, a Vrf. Trăscăului 1217 m és a Bedellői-fennsík 1282 m). A hegység nagyobb kiterjedésű mészkőtakaróin is jól fejlett karsztos formakincs jött létre. Töbrök, víznyelők lényegében csak itt fordulnak elő a hegység területén. Különösen nagy számban jelennek meg a dolinák a Bedellői-fennsíkon, ahol keskeny sávban felszínre emelkednek az egykori Marosi-óceán ofiolitjai, és az onnan lefolyó vizeket a két oldalán sorakozó víznyelős töbrök vezetik a

mélybe. A hegység mészkőfennsíkjain állandó vízfolyások nincsenek, a csapadék nagy része beszivárog és a bűvópatakok vizét gyarapítja, melyek hatalmas barlangrendszerekben teszik meg föld alatti útjukat a hegység peremi karsztforrásokig. A földalatti folyók járatrendszeréről ma még keveset tudunk. Régóta ismert a Szolcsvai-barlang (Huda lui Papară), melynek 2 km hosszú tágas folyosóján a Nagyponori-medence felől érkező bűvópatakok folyik át, áttörve a Bedellői-havasok egyik sarkantyúszerű nyúlványát. A Szolcsvai-barlang festői környezetben kialakult víznyelője (Vănată) és a bűvópatakok kifolyási oldalán nyíló hatalmas méretű szádája, amelyből víz-esésekkel tör elő az alvilági patak, az Erdélyi-középhegység legérdekesebb karsztjelenségei közé tartozik.

2.3.2. Kisebb takaróroncsokon kialakult karsztok

Az Erdélyi-középhegység D-i részében a Torockói-hegységben és az Erdélyi-érchegységben gyakori karszt típus. Az ofiolitok és a flis üledékek néhány száz méter magas elegyengetett felszínén tetőhelyzetben fordulnak elő a takaróroncsokon kialakult karsztok, amelyek többnyire jura mészkőből állnak. A környezetük fölé magasra kiemelt takaróroncsok általában autogén karsztok. Felszíni és felszín alatti karsztformákban szegények, a kis kiterjedésű tetőkről hiányoznak a töbrök vagy csak kisebb számban fordulnak elő rajtuk. Több száz méter magas lejtőiket karrformák borítják. A magasra kiemelt kis területű takaróroncsok alatt felszín alatti vízrendszer nem alakul ki. Ritkán fordulnak elő bennük barlangok is, lényegében csak az alacsonyabb helyzetű takaróroncsok alatt alakultak ki a karsztvíz öv közelében.

Az Érc-hegység lekerekített, szelíd homokkő hátaiból sziklás, vad szirtként emelkedik ki a Vulkán (Vîlcă) (1257 m), amely az egész Érc-hegység legszebb takaróroncsa. Teteje erősen karsztosodott, töbrök, karrmezők borítják, peremén a mészkő tornyokra szakadozott. A tetőfelszínt borító töbrök közt egy zsomboly szakadéka is nyílik. Karsztos formákat hordozó takaróroncsok találhatók az Érc-hegységben Băița és Geoagiu Băi környékén is. E vonulathoz tartozik az Erdőfalvi-Pilis (Pleșa Ardeului) (856 m), a Nagy-Pilis (Pleșa Mare) (714 m), valamint a Kisbányai-Magura (Măgura Băiței) (673 m). A Maros felé siető vízfolyások szép kis szorosvölgyekkel (Cheia Ardeu, Ch. Băiței) törnek át a K-Ny-i vonulatot. Kisebb takaróroncsokhoz tartozik a Torockói-hegységben a Csáklya-kő (Piatra Cetii) (1233 m) és Vrf. Pleșii (1250 m) (5. ábra).



5. ábra A Csáklya-kő (Vârful Plesii Trascău) (S. Bordea nyomán).

Jelmagyarázat: Kisebb takaróroncs 1. Jura saccocomás mészkő (kimmeridgi), 2. Titon mészkő, 3. Mészkő (berriasi), 4. Márga (hauterivi), 5. Flis

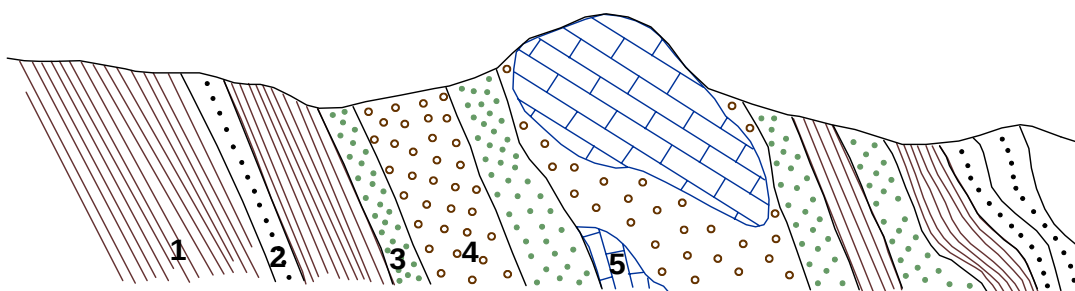
Fig 5: Cross section of the Vârful Plesii Trascău (Torockói) Mountains Smaller sized klippe (after S. Bordea).
Legend: 1. Jurassic Saccocoma limestone (Kimmeridgian), 2. Tithonian limestone, 3. Limestone (Berriasian), 4. Marls (Hauterivian), 5. Flis

2.3.3. Olisztolitokon kialakult karsztok

Az olisztolitokon kialakult karszt kizárólag az Erdélyi-középhegység D-i részén fordul elő az Erdélyi-érchegység és a Torockói-hegység területén. Ezek lényegében tetőhelyzetbe emelt szirtek, amelyek a szelektív erózió révén formálódtak ki.

A jura végén a Marosi-óceán medencéjében a tenger szintjét elérő vulkáni hátságokon sok helyen zátonymészkő keletkezett. Az alsókrétától kezdve nagy tömegű üledék zúdult le zagyárként (turbidit) a kontinentális lejtőkön, és mint flis halmozódott fel. A homokos-agyagos-márgás összetételű nagy titon mészkő-, bazalt- és gránittömbök ágyazódtak be, amelyek már szilárd közettömbökként csúsztak le. A kisebbek az olisztolitok, a nagyobbak az olisztosztromák, az egész összlet vadflisként halmozódott fel. Ilyen vadflis főleg a felsőkrétában keletkezett, amikor a Marosi-óceán bezáródásához kapcsolódó gyűrődés, takaróképződés és gyors kiemelkedés hatalmas mennyiségű törmeléket eredményezett (IANOVICI *et al.* 1969.). A flisbe ágyazott olisztolitok a Déli-Erdélyi-középhegység tájképileg talán legérde-

kesebb részei, főleg ott, ahol a jura időszak titon „Strambergi” mészkőve alkotja az olisztolitokat. Mészkőtömbök százai (olisztolitok) emelkednek ki a beágyazó kréta flis felszínéből, melyek magányos szirtként vagy csoportosan jelennek meg, és impozáns csúcsokat hordoznak a hegység DK-i peremén (P. Craivei 1082 m, P. Bulzului 939 m, Prisaca 1150 m és Sfredelaşul 1132 m) (6. ábra). A nem karsztosodó kőzetekbe ágyazott olisztolitok formakincse a takaróroncsokéhoz hasonló, lényegében csak felszíni karsztjelenségek alakulnak ki rajtuk.



6. ábra A Sfredelaşul (olistolit) földtani szelvénye (M. Bleahu nyomán).
Jelmagyarázat: 1. Szürkés-fekete színű palák, 2. Sárga csillámos homok, 3. Mikrokonglomerátum, 4. Meszes konglomerátum, 5. Felsőjura (titon) mészkő olisztolit.
Fig 6: Cross section of the Mt. Sfredelaşul (olistolit) (after M. Bleahu).
Legend: 1. Greyish-black slates, 2. Yellow micaceous sand, 3. Microconglomerate, 4. Limey conglomerate, 5. Upper Jurassic (Tithonian) limestone olistolit.

2.3.4. Egykori óceáni hátságok zátonykomplexumain kialakult karsztok

A Marosi-óceán vulkáni hátságának ofiolitos kőzetanyagára települt felsőjura Strambergi és részben Urgon mészkőből épül fel a Torda (Turda) és Túr (Tureni) közötti mészkőfennsík, amelyen a karsztos folyamatok változatos felszíni- és felszín alatti formakincset alakítottak ki. E fennsíkot szeli át a Kárpátok hegyvidékének legimpozánsabb szurdokvölgye a Tordai-hasadék (Cheila Turda), amelyet barlangi eredetűnek tartanak (CHOLNOKY 1926, NYÁRÁDY ERASMUS 1937, TULOGDI 1943). Ebbe a karszttípusba tartoznak a Torockói-medencét határoló hegyek, a Székely-kő (Piatra Secuiului) 1128 m, Pleşa 836 m, Data 898 m, Răchiş 775 m is.

2.4. Harmadidőszaki eocén-oligocén mészköveken és medence üledékeken kialakult karsztok

Az Erdélyi-medence peremének jellegzetes felsőeocén korú mészkő, dolomit és márga rétegei a Meszes-hegység K-i peremén felszínre emelkednek és 2-3 km széles sávban kísérik a rögvonulatot. Az 500 m körüli tetőkön és lejtőkön szórványosan megjelennek a karsztos felszínformák, töbrök és víznyelők is. A vékonyabb padokban megjelenő, kevésbé jól oldódó mészkövek gyengébben karsztosodnak, mint a mezozoós mészkövek. Karsztos és fluviokarsztos felszínformák váltakoznak a tetőkön. A vékony mészkőrétegben kisebb átmérőjű és sekélyebb dolinák alakultak ki, a felszín alatt kis horizontális kiterjedésű patakos barlangok jöttek létre. Ezek általában rövidek és kis esésűek. Az eocén medenceüledékek karsztja leglátványosabban a Meszes-hegységtől ÉK felé eső Búnyi-fennsíkon jelenik meg, amelyet a legtöbb geográfus már az Erdélyi-medencéhez sorol (TODORAN-ONAC 1987).

3. Karsztos domborzati típusok

3.1. Magashegységi karszt

A banatitos magmatitokból felépülő 1838 m magas Kalota-havas (Vrf. Vlădeasa) DK-i lábánál terül el a Fehér-kövek (Pietrele Alba) karsztvidéke. A karsztosodó felsőjura Strambergi mészkő meggyűrt és tektonizált blokkjai az ún. Szamos-árokban helyezkednek el, de a Pietrele Albe (1557 m) éles gerincében tetőhelyzetbe is kerültek (IANOVICI *et al.* 1976.). A Fehér-kövek csupasz, éles taraját meredek lejtők határolják. A kopár lejtőket különféle karrformák barázdálják, lábánál a Răchitele völgyében és felső folytatásában a Száraz (Seacă)-völgyben találjuk a terület legérdekesebb karsztjelenségeit. Jól fejlett víznyelők sorakoznak a völgytalpon, amelyek a mélybe vezetik a patakot. A bujdosó patak miatt a völgy egyes szakaszai szárazon maradnak, ezért kapta nevét. A Seacă völgy legnagyobb ismert barlangja a Vîrfuraș-barlang, amely 2.5 km hosszú.

3.2. Középhegységi karszt

Az Erdélyi-középhegység karsztjainak nagy része a hegységi karszt kategóriába tartozik és 500-600 m és 1300-1400 közötti magasságban helyezkednek el tetői.

3.2.1. Fennsíki (plató) karszt

Ide tartoznak azok a karsztfennsíkrok, amelyeken a mérsékelt övi karsztos felszínformák maradéktalanul megjelennek (Fekete-ponori-karsztfennsík, Pádisi-karsztfennsík, Vaskóhi-karsztfennsík, a Királyerdő és a Torockói-hegység karsztfennsíkjai. A különböző méretű és formájú töbrök néha százával-ezrével fordulnak elő, időszakos és állandó vizű víznyelők, karsztos medencék, karrmezők, búvópatakok, zsombolyok és barlangok jelzik a karsztosodás számára legoptimálisabb körülményeket. A karsztfennsíkrok eltérő éghajlati feltételek mellett különböző földtörténeti korokban alakultak ki, fejlődéstörténetük is eltérő lehetett.

Karsztos és nem karsztos felszínformák egyaránt létrejöhetnek a fennsíkrokra a kőzetfelépítéstől függően. A tipikus karsztos felszínformák mellett egyes fennsíkrokra megfigyelhetők fluviokarsztos formák is, amelyek a kevésbé jól oldódó kőzetek felszínén alakulnak ki. A fennsíkrok völgyei különböző eredetűek, létrejöhetnek karsztosodó és nem karsztosodó kőzeteken egyaránt. A karsztos térszíneken képződött völgyek legtöbbször átöröklött völgyek, és a kihantolódás során keletkeztek. A völgyek lehetnek állandó vizűek és vízfolyás nélküli aszóvölgyek, amelyekben gyakoriak a dolinák. A nagyobb karsztfennsíkrokra (Királyerdő, Pádisi-karsztfennsík, Vaskóhi-karsztfennsík) váltakozóan felszíni és felszín alatti vízhálózat alakult ki. A felszín alatti megcsapolás a völgyek aszószódásához, megfelelően hosszú idő után a vízhálózat teljes széteséséhez vezet (ez az állapot jól megfigyelhető a Királyerdő Sohodol-völgyénél, amelyben a felszíni vízfolyás szakaszosan megjelenik, ill. eltűnik). E fennsíkrokra gyakoriak a száraz völgyek, vakvölgyek, zsákvölgyek, töbörösként alakult völgyek. Hiányoznak a Dinári-hegységből jól ismert poljék (egyetlen poljék tartanak számon az Erdélyi-középhegységben, a Ponor-réti-poljék), sokféle kialakultak viszont a poljeszerű karsztos medencék, amelyeket itt kaptációs medencének neveznek (RUSU, T. 1988). A karsztfennsíkrokra és a karsztfennsíkrok peremén gyakoriak a barlangok, amelyek nyílhatnak víznyelőből, lehetnek forrásbarlangok vagy átmenő barlangok. A tetőkön nyíló zsombolyok és szakadékdo-linák, víznyelők és barlangok kapcsolatot teremtenek a felszíni és felszín alatti karsztos formák között.

3.2.2. Töréses-gyűrt szerkezetű tagolt karszt

Ugyancsak bőségesen jelennek meg a felszíni és felszín alatti karsztos formák a töréses-gyűrt szerkezetű tagolt karsztokon. Legfőbb jellemvonása, hogy hiányoznak a nagyobb összefüggő karsztfennsíkrok, az ilyen karsztokra a nagyobb mértékű tektonikai igénybevétel és az eróziós tagoltság jellemző.

Ebbe a típusba sorolhatók a Bihar hegység Ny-i és É-i szegélyén elhelyezkedő kisebb kiterjedésű karsztok, továbbá a Vlegyásza-hegység területén az ún. Szamos-árok karsztos blokkjai. A Bihar hegység Ny-i szegélyét a Kodru-takarórendszer kőzetei alkotják, amelyben csak kis foltokként jelennek meg a karbonátos kőzetek (Rézbánya, Fericse és Szegyesd környékén, a Tatár (Tărtăroaia)-hegy 1291 m környékén). A terület bonyolult földtani felépítése és erős tektonizáltsága a kőzetek (mészkö, dolomit, kristályos palák, konglomerátum, banatitos magmatitok) mozaikszerű elrendeződését eredményezte, amely a domborzatban és a vízrajzban is tükröződik (IANOVICI *et al.* 1976.). A Bihar-hegység NY-i szegélyén kialakult karszt és a Meleg-Szamos forrásvidékének karsztja a nagyfokú tektonizáltság miatt nem plató jellegű. A felszín tagoltsága nagy, a nem karsztosodó kőzetek közé ágyazott mészkőtömbökbe a vízfolyások mély szurdokvölgyeket vágtak. A Szegyesdi-völgy (V. Sighiștel) karsztja a nagy barlangosságával tűnik ki. A 8 km hosszú szurdokvölgyben 26 barlang ismert, ezek nagy része morfológiai és barlangtani szempontból jelentős. A Szegyesdi-völgygel párhuzamosan futó Bulz völgyében nyílik a történelmi Magyarország első barlangleírásában szereplő Szénaverősi, vagy Fonácai-cseppkőbarlang (Peșteră de la Fînațe). A 270 m hosszú, tágas forrásbarlangot 1774-ben Nedeczky Sándor latin nyelven írt munkájában ismertette (MÁTYÁS 1988).

Önálló karsztvidékként tartják számon a Rézbányai-Körös forrásvidékének karsztját, amely a Rézbányáról az Aranyos völgyébe vezető serpentinút mentén húzódik. A karsztvidék legérdekesebb látnivalói a Körös mély völgyében rejtőznek. Itt bújik meg a Bihar-hegység egyik legnagyobb természet csodája a Bihar-kapu (Porțile Bihorului), amely egy hatalmas szádájú forrásbarlang és egy 12 m átmérőjű szakadéktöbör együttese. Bejárati csarnokában vízeséssel omlik alá a kifolyó víz.

A karsztosodó kőzetek kisebb foltja a Crăiasa-patak mentén, ahol néhány évtizede egy kis barlangrendszert tártak fel kőbányászat közben. A barlangot a benne talált barlangi medve csontvázak miatt Medve-barlangnak nevezték el. A kiskóhi Medve-barlang hófehér cseppkőképződményei ma már sok látogatót vonzanak, ez az egyetlen barlang az Erdélyi-középhegységben, amelyet villanyvilágítással is elláttak.

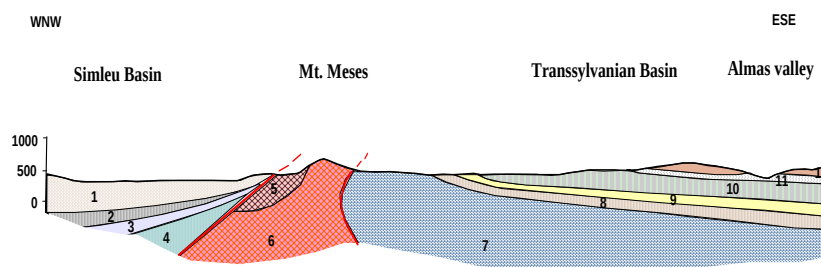
A Pádisi-karsztfennsík ÉK-i pereméhez kapcsolódik a Meleg-Szamos forrásvidékének karsztja, amely zömmel alsókréta mészkövekben alakult ki. A Vlegyásza gerincvonulatának D-i lejtőiről lesiető vízfolyások (Meleg-Szamos, Kis- és Nagy-Alun, Ponor) mély szurdokvölgyekkel törik át az átlagosan 1300-1400 m magas mészkőfennsíkot, és völgyeikben összegyűjtik a magasabb tetőkön elszivárgó vizeket. Különösen szép szurdokvölgyet vágott a fennsíkba a Meleg-Szamos. A rombarlangokat, szakadéko-

kat, karsztforrásokat, kőközőket, víznyelőket rejtő völgyszakasz a Bihar-hegység egyik legérdekesebb tája. A Meleg-Szamos egyik forrása keresztülfolyl az Aragyasza-barlangon (Peřt. Rădeſei), melynek mennyezete több helyen felszakadt, alsó szakasza pedig már teljesen fel is nyílt. A barlang mennyezet felszakadásával keletkezett völgyek kialakulását sehol sem lehet olyan jól tanulmányozni a Kárpátokban, mint ezen a helyen. E karsztvidék másik nevezetessége a Ončasza-Csont-barlang (Peřt. Onceasa), amelyet a havasi pásztorok Sárkány-barlangnak (Peřt. Zmeilor) is neveznek a benne felhalmozódott őssállati csontok miatt. A barlang híres ősrégészeti, paleontológiai lelőhely, a kihalt barlangi medve (*Ursus spaeleus*) nagymennyiségben megmaradt csontmaradványaival.

3.2.3. Szirtesen megjelenő karszt

Az Erdélyi-érchegység és a Torockói-hegység takaróroncsain és olisztolitjain alakult ki. A nagyobb kiterjedésű takaróroncsok fennsíkszerűen lapos teteje erősen karsztosodott, töbrökkel, karrmezőkkel borított planináikon, víznyelők, zsombolyok és barlangok is előfordulnak. A kisebb kiterjedésű olisztolitok tetején ritkán alakulnak ki lapos tetők, ezért hiányoznak a töbrök. Éles taréjszerű gerincükön és sziklás, csupasz lejtőiken lényegében csak különböző típusú karrformák láthatók. Barlangok ritkán fordulnak elő bennük.

3.3. Hegylábfelszínek és teraszok karsztja



7. ábra A Meszes-hegység földtani szelvénye (1:200 000 földtani szelvény, Romania, 10. Cluj).

Jelmagyarázat: 1. Pannon üledékek, 2. Szarmata üledékek, 3. Bádeni üledékek, 4. Kárpáti üledékek, 5.

Felsőproterozoós szericites-kloritos palák, 6. Csillámpala és paragneisz (felsőproterozoikum), 7. Nummuliteszes mészkő és eocén márga, 8-9-10. Oligocén üledékek, 11-12. Alsómiocén üledékek

Fig 7: Cross section of the Mt. Meses (after the 1:200 000 geological map of Romania, 10. Cluj).

Legend: 1. Pannon sediments, 2. Sarmatian sediments, 3. Badenian sediments, 4. Carpathian sediments, 5. Upper Proterozoic sericite-chlorite schists, 6. Mica schists and paragneis (Upper pcm.), 7. Nummulitic limestone and Eocen margel, 8-9-10. Oligocen sediments, 11-12. Lower Miocen sediments

Az Erdélyi-középhegység területén kevésbé elterjedt karszt típus. Ide sorolhatjuk a Meszes-hegység K-i peremén magasra emelt eocén nummuliteszes mészkövön kialakult kisebb karsztos területet. Az Erdélyi-medence peremén gyakori nummuliteszes mészkő vízszintesen fekvő rétegei a Meszes-hegység kiemelkedésekor enyhén meghajoltak és felemelkedtek a K-i lejtő területén (7. ábra). A jól oldódó mészkő felszínén szórványosan karsztos formakincs alakult ki.

3.4. Medence karszt

Főleg eocén nummuliteszes mészkövön kialakult karsztok tartoznak ide. Voltaképpen a szorosabb értelemben vett Erdélyi-középhegység tájhatárain kívül az Erdélyi-medence peremi tájain (Kalotaszeg-Felszeg, Búnyi (Purcareț-Mesteacăň)-fennsík, Meszes-hegység ÉK-i pereme) gyakori karszt típus (TODORAN-ONAC 1987, PINCZÉS 1998.). Lényegében csak az említés szintjén tartozik ide, amennyiben elfogadjuk egyes szerzők tájbeosztását, akik a harmadidőszaki karsztos kőzeteket rejtő medencedombsági tájak egy részét a tágabb értelemben vett Erdélyi-középhegységhez sorolják.

4. Morfoklimatikus karszt típusok

4.1. Mérsékelt övi karszt

Az Erdélyi-középhegység karsztjai egyetlen kivétellel középhegységi magasságban helyezkednek el, ahol a mérsékelt öv kontinentális, enyhén meleg és csapadékos klímafeltételei között megy végbe a karsztosodás. Az évi csapadék mennyisége táj határok között változik a hegyvidék területén, legkevesebb a K-i, Erdélyi-medencével határos területeken (600-800 mm), legmagasabb a Bihar- és Vlegyásza-hegység Ny-i peremvidékén (1500-1700 mm), ahol a Ny felől érkező légtömegek felszállni kényszerülnek és a páratartalmuk kicsapódik. Az évi középhőmérséklet 4-6 °C. A csapadék- és hőmérsékleti viszonyok optimális feltételeket teremtenek a karsztos korrózió számára, így ahol a karsztosodás egyéb feltételei is adóttak, a mérsékelt övi felszíni- és felszínalatti karsztos formák nagy változatosságban kialakultak.

4.2. Magashegységi karszt (1500 m felett)

Az Erdélyi-középhegységben ez a karszt típus nem jellemző, egyetlen magashegységi karsztja a Pietrele Alba 1557 m magas, kopár, karos sziklage-

rince, amelynek klimatikus adottságai alig különböznek a pár száz méterrel alacsonyabb karsztokénál. A viszonylag kis kiterjedésű karsztos hegygerinc morfológiájában kifejezetten klimatikusan meghatározott felszínformákat nem ismerünk. Részletes klímamérések és morfológiai tanulmányok eddig nem készültek a területén.

5. Felszínborítottság alapján megkülönböztethető karszttípusok

Az Erdélyi-középhegység karsztvidékeinek egyéb szempontok (a felszín fedettsége, exhumálódás foka stb.) szerinti osztályozását a megbízható adatok, ismeretek hézagossága nehezíti. Némely esetben a fedőüledékek ma is jól megfigyelhetők, azok karsztosodásban betöltött szerepét részletesen bemutatták a karszt kutatói (Poieni-fennsík, Padisi-karsztfennsík) (COCEAN 1985, VERESS 1992). Van ahol csak foszlányokban fordul elő a kavicstakaró (Fekete-ponori-karsztfennsík), mert feltehetően kihantolódott a felszín (MÓGA 2002). Más esetben ma még nehéz pontosan megítélni, hogy kihantolódott vagy eredendően is nyílt karsztos táj volt-e egy-egy karsztvidék.

6. Összegzés

Az Erdélyi-középhegység karsztos tájait a több mint egy évszázadra visszatekintő kutatások ellenére sem ismerjük elég jól ahhoz, hogy minden részletre kiterjedően rendszerezni lehessen az ott előforduló karszttípusokat. A karsztos tájak felszínformáinak további alapos vizsgálatára lenne szükség, hogy a felszínfejlődés menetét megismerve, a felszínborítás-kihantolódás körülményeiről, és egyéb a karsztok osztályozását is befolyásoló tényezőkről pontosabb, hitelesebb képet kaphassunk.

IRODALOM

- BLEAHU, M. (1969): Poziția olistolitului de calcar din Vârful Sfredelașul in, „Wildflysch”-ul albian. - In: Evolutia geologică a Munților Metaliferi. Acad. R.S.R. București, p. 180.
- CHOLNOKY J. (1926): A földfelszín formáinak ismerete (Morfológia). - Budapest, p. 296.
- COCEAN, P. (1985): Les surfaces de nivellement karstique des monts Apuseni. - Travaux de L'Institut de Spéologie „Émile Racovitza” 24. p. 97–104.
- COCEAN, P. – IFTENE, V. (1985): La morphologie exocarstique du plateau de poieni (Monts metaliferes). - Theoretical and Applied Karstology (Institute of Speleology „Emil Racovitza) 2. p. 65-70.

- COCIUBA, I.-SILVESTRU, E.* (1989): Hypothesis on a Genetical relation between the actual karst and the bauxite-bearing paleokarst at the Jurassic/Cretaceous boundary in the Piatra Craiului Mountains (Romania). - *Trav. Inst. Spéol. Émile Racovitza*, t. 28., p. 87-90.
- HEVESI A.* (1986): Hidegvizek létrehozta karsztok osztályozása. - *Földr. Ért.* 35. 3-4. p. 231-254.
- IANOVICI, V.-GIUSCĂ, D.-GHIȚULESCU, T. P.- BORCOȘ, M.-LUPU, M.-SAVU, H.* (1969): Evolutia geologică a Munților Metaliferi. - *Acad. R.S.R. București*, p. 741.
- IANOVICI, V.-BORCOȘ, M.-PATRULIUS, D.-LUPU, M.-DIMITRESCU, R.-SAVU, H.* (1976): Geologie Munților Apușeni. - *Acad. R.S.R. București*, p. 631.
- JAKÁL, J.* (1978): Morfoštruktúrna analýza a jej využitie pri typológii krasu. - *Slovenský kras*, 26. p. 17-37.
- JAKÁL, J.* (1993): Karst geomorphology of Slovakia, Typology. - *Geographia Slovaca* 4. p. 1-38.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. - *Akadémiai kiadó, Budapest*, 310 p.
- JAKUCS L.* (1977): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. - *Karszt és Barlang* 1-2 p. 1-16.
- MARTONNE, E. de* (1907): Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. - *Paris*
- MARTONNE, E. de* (1924): Excursions géographiques de l' Institut de géographie de l' Université de Cluj. Résultats scientifiques – *LIGUC, Cluj*
- MIHUTIA S.* (1904): A vaskóhi mészkő-fensík hydrographiai viszonyai. - *Földr. Közl.* 1. p. 1-31.
- MÁTYÁS V.* (1988): Bihar-hegység turistakalauz. - *Sport Kiadó, Budapest* p.110.
- MÓGA J.* (1995): Az Erdélyi-középhegység (Muntii Apușeni). - *Földr. Közl.* 119. 2. p. 105-136.
- MÓGA J.* (1997): Az Erdélyi-középhegység. In: Magyarország földje *Pannon Enciklopédia*. - *Kertek 2000 Kiadó*, p. 374-378.
- MÓGA J.* (2002): Morphogenetical karst types of the Transylvanian mountains (Mt. Apuseni). - *Acta Carsologica, Ljubljana*, p. 115-138.
- NYÁRÁDY ERASMUS GY.* (1937): A Tordahasadék monográfikus ismertetése. - *Cluj*, p. 195.
- ORĂȘEANU, J.* (1985): Considerations on the hydrogeology of Vașcău plateau (Codru Moma mountains). - *Theoretical and applied karstology*, 2. p. 199-209.

- ORĂȘEANU, J.–GAȘPAR, E.–POP, I.–TĂNASE, T. (1991): Tracer experiments in the karst area of Bihor mountains (Romania). - Theoretical and applied karstology, 4. p. 159–172.
- PATRULIUS D. (1976): Secțiune compozită printr-un zăcămint de bauxită neocomiană. - In: IANOVICI, V.–BORCOȘ, M.–PATRULIUS, D.–LUPU, M.–DIMITRESCU, R.–SAVU, H. (1976): Geologie Munților Apușeni. - Acad. R.S.R. București, p. 208.
- PINCZÉS Z. (1998): Az Erdélyi-medence természeti földrajza. - Kossuth Egyetemi Kiadó Debrecen, p. 97.
- POP, GH. (1962): Istoria morfogenetică a vecchii suprafețe eroziune Fărcasa din Munții Gilăului (M. Apușeni). - SUBB-GG, VII.
- RUSU, T. (1988): Carstul din Pădurea Craiului. - Edit. Dacia Cluj–Napoca, p. 254.
- SAWICKI, L. (1910): A vaskóhi karszt morfológiájának tényezői. - Földr. Közl. 6–7. p. 282–291.
- SCHMIDL, A. (1863): Das Bihargebirge an der Grenze von Ungarn und Siebenbürgen. - Wien
- TODORAN, V.–ONAC, B. (1987): La morphologie de l'exo- et de l'endokarst du Plateau de Purcareț-Mesteacăn (Plateau du Someș). - Theoretical and applied karstology, 3. p. 117–127.
- TUŁOGDI J. (1943): A Tordai hasadék keletkezése. - Földr. Közl. 3. p. 193–215.
- TUŁOGDI J. (1972): A Berettyó forrásvidékének karsztjelenségei. - Karszt és Barlang I-II. p. 1–4.
- VERESS M. (1992): Karsztmorfológiai sajátosságok a Pádis fedett karsztjának példáján. - Földr. Közl. 116. 3–4. p. 125–141.
- R.S.R. Hărta geologica, scara 1:200 000 Cluj

A MEDITERRÁN INDEX VÁLTOZÁSA ÉS KAPCSOLATA MÁS
ÉGHAJLATI ELEMekkel
A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG KARSZTTERÜLETEIN

FOGARASI SÁNDOR

Szeged, Tisza Lajos krt. 103. sanc@petra.hos.u-szeged.hu

Abstract: The author is investigating the climatic conditions of the infiltration in the Transdanubian Range. He has discovered earlier that the annual values of the precipitation were variable in the last century. In the 1990's this variability was considerably increasing and the yearly distribution of the precipitation has moved to the Mediterranean character. So this work has used the „Mediterranean Index” (MI) calculation method, which was developed by the Climatology Department of Szeged University at the early 1990's. „MI” method is suitable to show the mediterranean (+) or continental (-) feature of the yearly precipitation. By this work has been calculated the yearly, 5 and 10 yearly MI index and its 5 yearly slippery average of 25 climatological station in the Transdanubian Range. The period of the investigation was between (1910)1950 and 2002(2003). We have also investigated the non confident datas of Buda before 1910 because of the length of it. By the study the proportion of the years of mediterranean precipitation type (with + MI) has considerably decreased in the 1990's and its positive values was getting higher and higher. This tendency was parallel with the moving of the yearly mean temperature (positive correlation) and inverse with the yearly precipitation (negative correlation). There has been also discovered that the changing of the sign of the MI has been getting faster, so the tendencies, presumed earlier were confirmed by this work.

Bevezető

A szerző korábbi kutatási eredményei (FOGARASI 2000, FOGARASI 2001) szerint a Dunántúli-középhegységben a beszivárgás éghajlati feltételei (elsősorban a csapadék) az elmúlt fél évszázad-évszázad ingadozásai után az 1990-es években szignifikánsan módosulni látszanak. A csapadéklíma növekvő változékonysága és mediterrán irányba tolódása figyelhető meg a térségben.

Az elmúlt évek, évtizedek adatainak feldolgozása és egy, a mediterrán csapadékjárás egzakt kimutatására alkalmas módszer felhasználása indokolta ezt a tanulmányt. A munka várható eredményeként sikerül objektíven meghatározni, hogy az átlagosnál mennyivel volt „mediterránabb” a már említett 1990-es évek csapadékjárása, illetve folytatódott-e a tendencia a 2001-2003 közötti időszakban. Az MI értékek alakulása a csapadék évi járásának változékonyságát is megmutatja így ennek jellemzésére szintén sor került.

A számítási eljárás, módszertani kérdések

„*Mediterrán Index*” (MI) eljárást az egykori JATE (ma SZTE) Éghajlattani Tanszékének kutatói az 1990-es évek elején dolgozták ki. (KOPPÁNY-UNGER 1992) Lényege, hogy a csapadék eloszlásából következtetnek az adott év mediterrán (+) vagy éppen kontinentális (-) jellegére. A kiinduló pont az a megfigyelt jelenség volt, hogy a kontinentális csapadékjárássra a kora nyári, míg a mediterránra a késő őszi csapadékmaximum jellemző. A két időszak csapadékának arányából következtetni lehet egy periódus (nyilván évnél nagyobb egység) csapadékjáráására és annak változására is egy adott területen. (Ha például rendelkezésre állnak egy állomás 20 éves kora nyári és késő őszi adatai, abból megállapíthatjuk 20 év egyenkénti MI értékeit, ezekből tendenciát állapíthatunk meg, de átlagolhatjuk is az MI-t 20 évre, illetve kisebb időegységekre is.)

A Mediterrán Index képlete:

$$MI = (P_{X-XI} - P_{V-VI}) * 100 / P_{\text{year}}$$

ahol P: csapadék, római számok: az adott hónapok sorszámai.

Ha az MI

negatív előjelű: *kontinentális* csapadékjárási

pozitív előjelű: *mediterrán* csapadékjárási

évről beszélünk.

A szerzők meghatározták Magyarország 36 csapadékmérő állomásának 1901-1950 közötti MI átlagait. Úgy találták, hogy hazánkban ezek az értékek átlagosan a Mecsek déli előterét kivéve enyhén negatívak és általában az ország dél-nyugati területei mondhatók csapadékjárási alapján inkább mediterrán jellegűnek, észak-keleten –7 alatti érték is előfordul. Kimutatható az északabbra fekvő hegységek esetében is a délies oldalak mediterránabb csapadékeloszlása, jelen esetben a Balaton-felvidék –2 alatti értéke lényegesen közelebb áll a nullához, mint Pécs –3,4-es átlagos MI indexe.

Megvizsgálták két állomás, Szeged és Budapest 1870-1989 közötti éves MI értékeit is. Azt találták, hogy a két állomás indexének előjele az évek csaknem $\frac{3}{4}$ -ében azonos volt, azaz a mediterrán vagy kontinentális csapadékjárási nagy területen homogénnek tekinthető. Ez azért fontos, mert lehetővé teszi a regionális összehasonlítást. 10 éves bontásban a + indexű (azaz mediterrán csapadékjárási) évek aránya 10 és 60 % között ingadozott, sokévi átlagban 30% körül volt. Az MI abszolút ingadozása 60 egységet tett ki.

A vizsgálat lehetőségeit behatárolta, hogy egyrészt maga a módszer is önkényes, hiszen nemcsak a kitüntetett 2-2 őszi és nyári hónapban eshet

jelentős csapadék, mely annak évi menetét mediterrán vagy kontinentális irányba téríti el.

Sokkal jelentősebb nehézség a csapadék és egyáltalán bármiféle klimatikus elem hosszú távú megfigyelésének alapvető problémája a térségben: az azonos helyen és módszerrel, hosszú időn át mérő állomások hiánya. A leghosszabb idősorú, mai napig folyamatosan mérő és észlelő hely hazánkban az OMSZ 1910 áprilisában átadott Kitaibel Pál utcai központja. A jelzett időpontnál korábbi mérések (1782-92, 1841-1910) a hely változása és a mérési módszer (Hellmann-rendszerű csapadékmérőkre való áttérés) miatt itt sem megfeleltethetőek korrekt módon ezzel az idősorral. Ugyanezen okok miatt az összes, a vizsgált területen elhelyezkedő állomás adatsora is csak néhány évtizedre használható, legtöbb esetben csak az 1950-es évektől. (Általában az 1900-as évek elején kezdődő mérések a történelmi eseményekhez köthetően több esetben szüneteltek.) Számos állomás csaknem évszázados, folyamatos adatsorát a mérőhálózat utóbbi 10-15 évben bekövetkező átalakulása szakította meg. A jelen vizsgálat szempontjából nagyon fontos 2003-as év adatait pedig csak két állomás esetében sikerült beszerezni, jóllehet ezek eléggé lefedik a vizsgált területet.

További gondot jelent a karsztos beszivárgási területek éghajlati viszonyainak vizsgálatánál a mérőállomások völgyi elhelyezkedése.

Az adatok nagyfokú hiánya alapvetően relatívvá tesz az éghajlat módosulási tendenciájára vonatkozó bármiféle következtetést. Mindezek természetesen nem jelentik azt, hogy nincsen kompetenciája a hasonló kutatásoknak, de a kapott eredményeket megfelelő fenntartásokkal kell kezelni.

I. táblázat

Table I.

A vizsgálat által felhasznált mérőállomások (A zárójelben az állomások tengerszint feletti magassága található, méterben)

The meteorological stations used by the investigation (In the brackets is showed the height of the meteorological stations in metres)

1. Nézsa (230)	14. Bakonyszentkirály (280)
2. Pilisszentkereszt (360)	15. Fenyőfő (212)
3. Nagykovácsi (342)	16. Borzavár (422)
4. OMSZ (előtte Buda)	17. Bakonybél (267)
5. Bp Ságvári lakótelep (350)	18. Veszprém-Neviki (270)
6. Tardosbánya (295)	19. Herend (341)
7. Tatabánya-Felsőgalla (202)	20. Zirc (397)
8. Szár (201)	21. Nyírad (210)
9. Várgesztes (274)	22. Úrkút (400)
10. Csákszerény (222)	23. Taliándörögd (231)
11. Kincsesbánya (191)	24. Vállus (220)
12. Tés (463)	25. Hidegkút (347)
13. Királyszállás (380)	26. Felsőörs (280)

A dolgozat a fent említett eljárás alapján 26, a Dunántúli-középhegység magasabb térszínein elhelyezkedő állomás „MI”-jét számolta ki évekre, pentádokra, dekádokra, illetve 5 éves csúszó átlagokat képezve (*I. táblázat*). Az adatok időtartama, illetve megbízhatósága alapján 3 vizsgálati csoportot alakítottam ki:

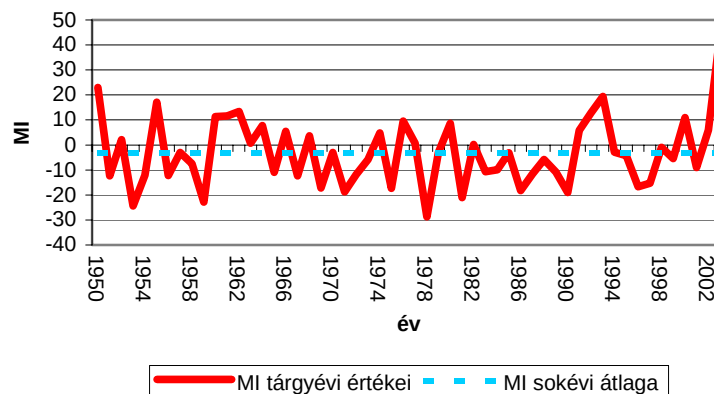
1. 25 állomás 1950-2002 közötti teljesen megbízható, folyamatos adatai; ennek a csoportnak nagy előnye, hogy a regionális összehasonlítást is lehetővé teszi; a 2003-as év azonban csak Veszprém estében állt rendelkezésre
2. Budapest II. kerület 1910-2003 közötti teljesen megbízható, folyamatos mérései; ennek az idősornak a megbízható, fenti csoportnál csaknem kétszer hosszabb adatsor adja értékét
3. Buda 1910 előtti, csaknem 200 éves értékei; utóbbi adatokat az időtávlat miatt dolgoztam fel, nem tekinthető hitelesnek

Az egyes időtartamokra megvizsgált MI értékek alakulása

Az MI alakulása az elmúlt 50 évben

A Dunántúli-középhegység 25 vizsgált állomásán az MI értéke az éves, a pentádonkénti, a dekádonkénti és az 5 éves csúszó átlagok alapján is ingadozott a vizsgált mintegy fél évszázad során.

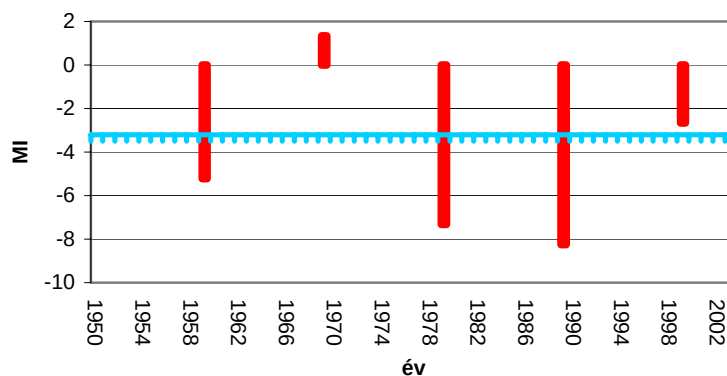
Az éves MI értékek vizsgálata alapján két, átlagosnál mediterránabb időszak figyelhető meg: az 1960-as évek közepe, illetve az 1990-es évek első fele, melyhez kis megszakítással csatlakozik a 2000-2003 közötti periódus. (*1. ábra*) (A területi különbségek csekély volta miatt a fejezet ábrái többnyire Veszprém értékeit mutatják, melyek regionálisan reprezentatívnak tekinthetők.) Az 1990-es évekkal kezdődő magas MI-jű időszak nemcsak kimagasló értékeivel hanem hosszú tartamával is kiemelkedik a legtöbb állomáson. A mediterrán csapadékjárás a korábban tapasztaltaktól eltérően nem 5-6 évet ölelt fel, a 2000-es évek elején több helyütt még fokozódott is: a Bakonyban, a kitett, hegyvidéki állomásokon és a Balaton-felvidéken mindegyik év pozitív MI értéket eredményezett, utóbbi helyen 2003 rekordot jelentett. Az 1990-es évektől jelentkező mediterrán csapadékjárás első sorban tehát a déli területeket érinti, szemben az 1960-as évekkal, amikor előbbieket pozitív értékei nem voltak ennyire kiugróak a többi területhez képest. A különbség oka a csapadékszállítási irány eltérése lehet.



1. ábra Veszprém MI értékeinek alakulása (1950-2003)
Fig. 1 The values of MI in Veszprém (between 1950 and 2003)

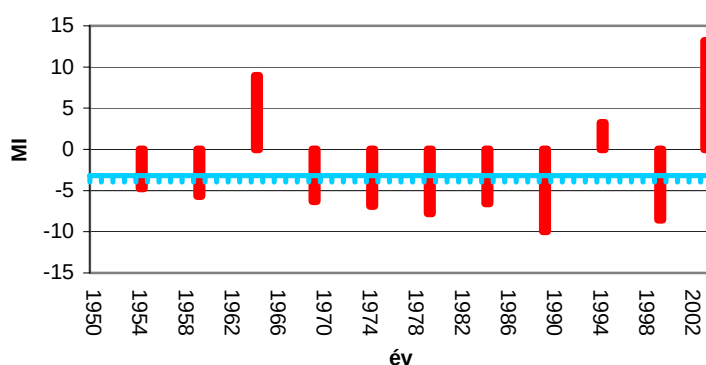
A grafikonon nem szembe tűnő, csak az adatok vizsgálata során derül ki, hogy az 1990-es években átlagosan 5-6 mediterrán csapadéjárású év volt a térségben és az évek MI indexe csak 2 esetben volt átlag alatti. (Mint már említettem, a 70 éves, országos átlag 10 évenként 3, Szeged és Budapest 120 éves idősorában 6-nál több pozitív indexű dekád még nem volt.) A 2000-es évtized eddig eltelt 4 évéből 3 vett fel pozitív MI értéket. Az 1990-es évek MI értékeinek ingadozási tartománya eléri a 70 éves országos maximumot: 60 egységet.)

A dekádonkénti elemzésből csak az látszik, hogy az 1990-es évek az átlagosnál mediterránabbak voltak. (2. ábra)

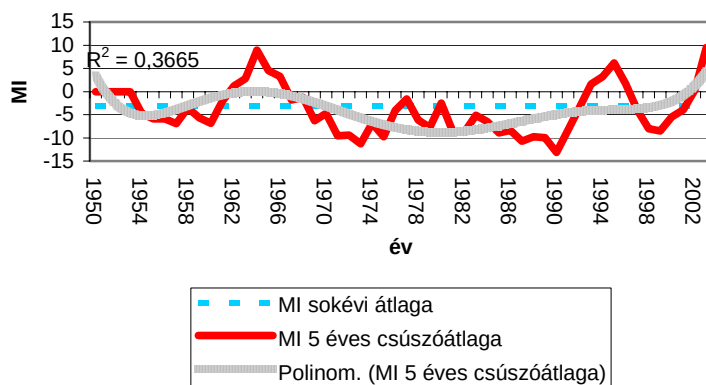


2. ábra Veszprém MI értékeinek dekádonkénti alakulása (1950-2003)
Fig. 2 The values of MI by decades in Veszprém and its overage (between 1950 and 2003)

Az utóbbi másfél évtized rendhagyó volta az MI értékek pentádonkénti bontásában figyelhető meg leginkább: nagy területen pozitív értékek a 11 5 éves időszakból csak 3-ban alakultak ki, ebből 2 ebben az időszakban volt. (3. ábra) Az index fokozódó változékonysága is megfigyelhető utóbbi értékek alapján, a jelenség az MI emelkedéséhez hasonlóan elsősorban a déli területekre jellemző.



3. ábra Veszprém MI értékeinek pentádonkénti alakulása (1950-2003)
Fig. 3 The values of MI by pentades in Veszprém (between 1950 and 2003)



4. ábra Veszprém MI értékeinek trendje (1950-2003; 5 éves csúszó átlag és hatodfokú polinomiális függvény)
Fig. 4 The trend of the MI values in Veszprém (between 1950 and 2003; 5 yearly slippery average and polinomial function of six degree)

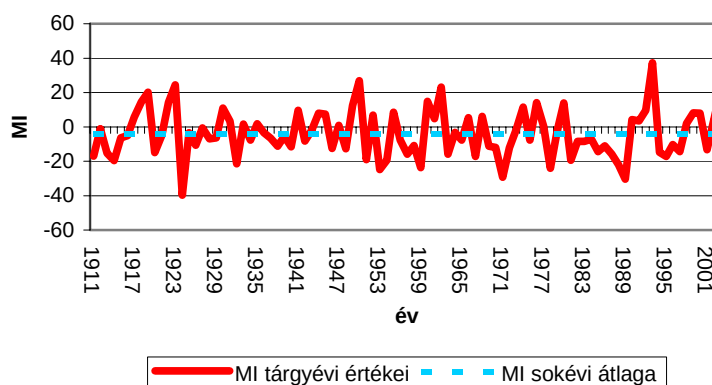
Ha trendet próbálunk a csaknem fél évszázados időszakra megállapítani, az 5 éves csúszó átlagok alapján egyértelmű az MI növekedése és fokozódó kilengése az 1990-es évektől kezdve. (4. ábra) Az 5 éves csúszó átlagokra felvett trendvonalak csak a 6-od fokú polinomiális függvény ese-

tében mutattak megfelelő, viszonylag gyenge egyezést. ($R^2 = 0,3665$) A trendvonal egyértelműen emelkedő, még az észak-keleti területeken is. (8. ábra) (A polinomiális egyenlet felvétele mellett szól a csapadék sztochasztikus esemény jellege, számos tényezőtől való függése. Ennek következménye sokévi ciklikus eloszlása, melyet az 5 éves átlagolás sem változtat meg alapvetően.)

Budapest II. kerület (OMSZ Székház) közel 100 éves időszora

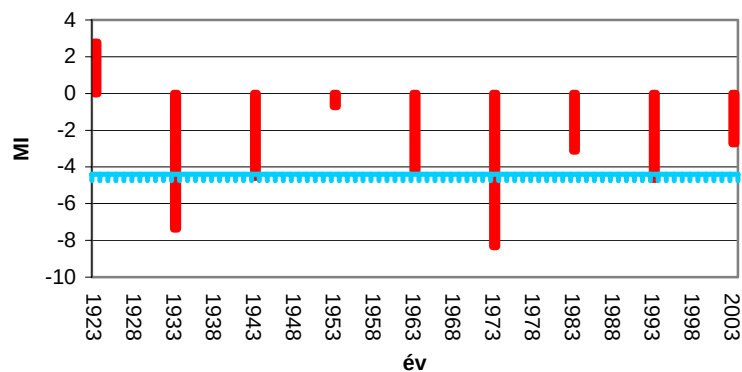
Ez a térség *egyetlen* adatsora, mely a 20. század elejétől kezdve folyamatos és a 2003-as adatok is hozzáférhetőek.

Ha az éves MI értékeket tekintjük, feltűnik az 1990-es évek valóban mediterrán csapadékeloszlása, mely azonban a korábbi időszakokhoz képest nem rendhagyó. (5. ábra) Ha az adatokat nézzük, itt is az átlagosan elvárható 3 helyet 6 mediterrán év volt, és az index 55 egységet ingadozott, csaknem a 70 év alatt megfigyelt teljes amplitúdót.



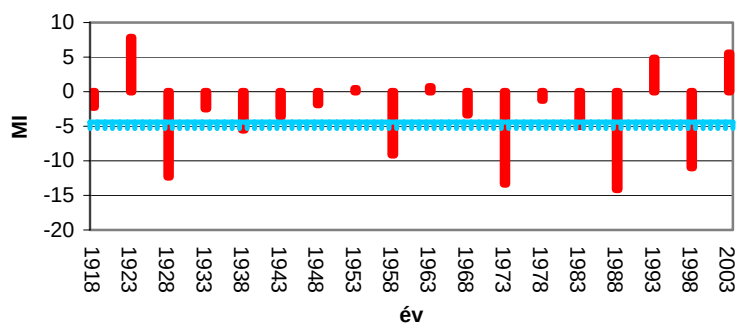
5. ábra Budapest II. kerület MI értékeinek alakulása (1911-2003)
Fig. 5 The values of MI in Budapest II. district (between 1911 and 2003)

Az MI értékek dekádonkénti vizsgálatából nem állapíthatunk meg látványos változást, ez alapján úgy tűnik, hogy az átlagosnál mediterránabb időszak kezdete az 1970-es évek eleje. (6. ábra)



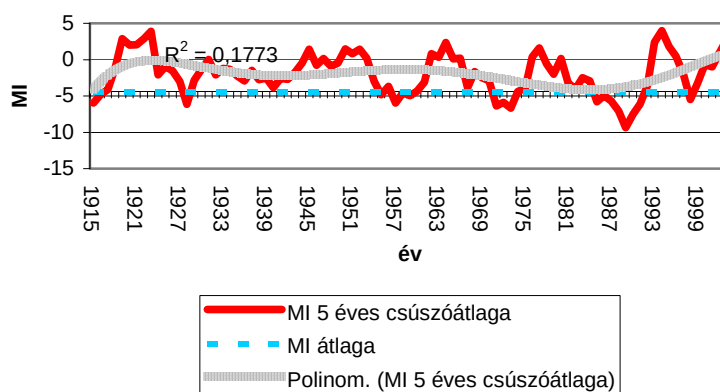
6. ábra Budapest II. kerület MI értékeinek dekádokénti alakulása (1911-2003)
 Fig. 6 The values of MI by decades in Budapest II. district (between 1911 and 2003)

Ha az MI értékének pentádonkénti alakulását nézzük, már megmutatkozik az utóbbi mintegy másfél évtized különlegessége: két, ilyen mértékben pozitív 5 éves időszak csaknem egymás után még nem fordult elő száz év során. (7. ábra) A két, szokatlanul mediterrán időszak közé beékelődő erősen kontinentális periódus pedig a csapadékeloszlás fokozódó ingadozását mutatja.



7. ábra Budapest II. kerület MI értékeinek pentádonkénti alakulása (1911-2003)
 Fig. 7 The values of MI by pentades in Budapest II. district (between 1911 and 2003)

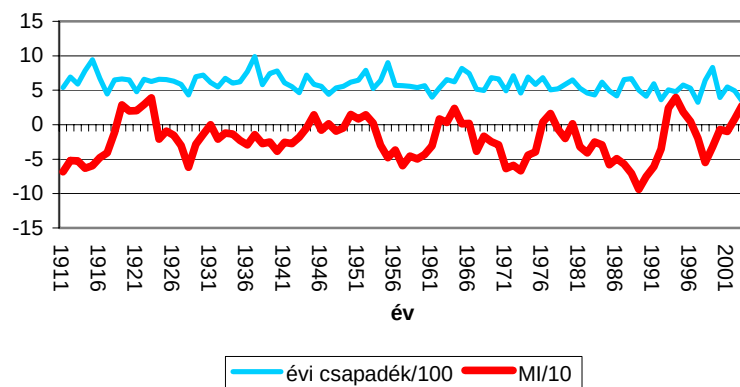
A trendvizsgálat megerősíti a fenti következtetéseket. (8. ábra) Az 5 éves csúszó átlagokból az MI növekedése mellett értékének fokozódó kilengése látszik az 1990-es évektől kezdve. Az index értékekre felvett 6-odfokú polinomiális trendvonal szintén azok 1980-as évek vége óta tartó emelkedését mutatja, az összefüggés erőssége azonban lényegesen kisebb, mint az 50 éves időszornál volt megfigyelhető ($R^2 = 0,1773$).



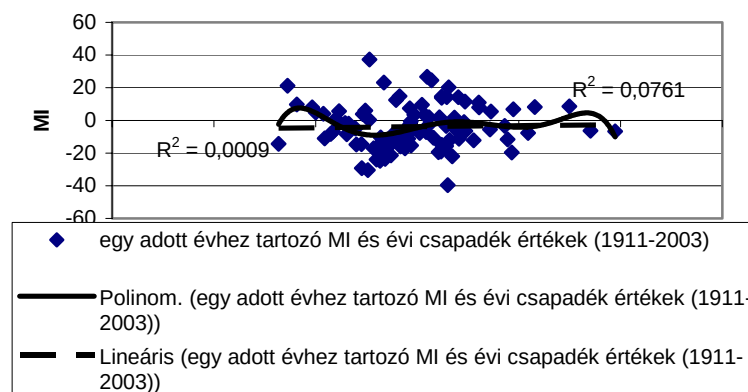
8. ábra Budapest II. kerület MI értékeinek trendje (1911-2003; 5 éves csúszó átlag és hatodfokú polinomiális függvény)
Fig. 8 The trend of the MI values in Budapest II. district (between 1911 and 2003; 5 yearly slippery average and polinomial function of six degree)

Az MI értékek és az évi csapadék közötti kapcsolat érdekes összefüggést mutat. (9. ábra) Az igazán száraz évek általában nagy indexszel jártak együtt. Ugyanakkor a kiugróan csapadékos évek szintén viszonylag magas MI értékekkel párosultak.

Ha a két paraméter (évi csapadék és MI) közötti összefüggést függvényyszerűen vizsgáljuk, akkor szintén ezt a kettősséget tudjuk megfogalmazni. (10. ábra) A lineáris függvény egyenese kissé pozitív, nagyon gyenge összefüggéssel. ($R^2 = 0,0009$) A 6-odfokú polinomiális függvény jól mutatja a lineáris összefüggés csekély mértékének fő okát: kettős maximumot képez a görbe elején, illetve végén. Így azt állapíthatjuk meg, hogy a szélsőséges csapadékjárású, többnyire száraz időszakokra jellemző az MI nagy értéke, míg az átlagostól csak kissé eltérő éveket átlagnál alacsonyabb index jellemzett. (Ez a görbe lényegesen jobban tudja követni a két változó eloszlását: $R^2 = 0,0761$. Felvétele mellett az a bizonyítást nyert feltételezés szólt, hogy valószínűleg nem lineáris az összefüggés a két változó között.)



9. ábra Budapest II. kerület MI értékeinek és évi csapadéknak alakulása (1911-2003)
 Fig. 9 The values of MI and the yearly precipitation in Budapest II. district (between 1911 and 2003)

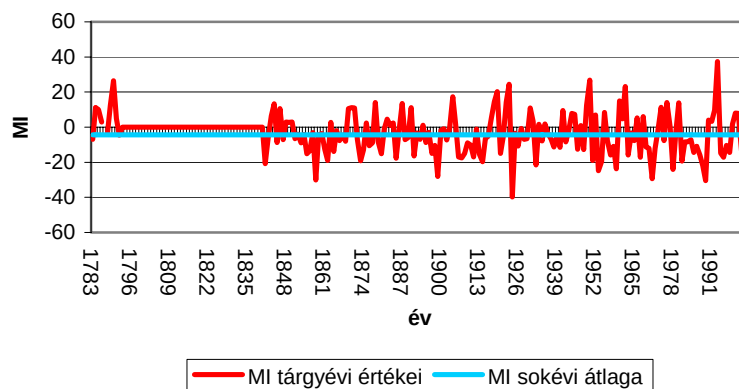


10. ábra Budapest II. kerület MI értékeinek és évi csapadéknak kapcsolata (1911-2003; lineáris- és hatodfokú polinomiális függvény)
 Fig. 10 The connection between the MI and the yearly precipitation in Budapest II. district (between 1911 and 2003; linear function and polinomial function of six degree)

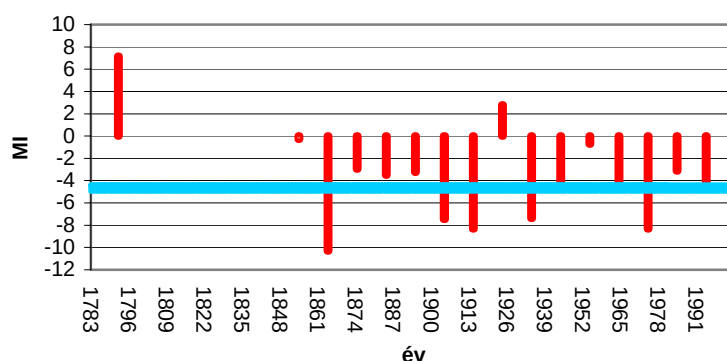
100 évnél régebbi adatok

Ezt a vizsgálatot a rendelkezésre álló (nem megbízható) adatok és a kíváncsiság indokolták: a hosszabb időintervallum pótolhatatlan perspektívát ad az ilyen típusú vizsgálatokhoz. Budán 1782-től 1792-ig, majd 1841-től folyamatosan mérték a csapadékot. Mint már említettem, az 1910 előtti adatok nem megbízhatóak, mert a hely és a mérési módszer egyaránt változott.

Ha az éves MI alakulását tekintjük, feltűnnek az 1990-es évek nagy értékei, de nem mondhatjuk őket rendhagyónak e hosszabb időszak alapján. Annyi azonban ezen az idősoron is feltűnik, hogy az utolsó évtizedben az MI értékei nagy arányban pozitívak és erősen ingadoznak. (11. ábra)



11. ábra Buda MI értékeinek alakulása (1783-2003)
Fig. 11 The values of MI in Buda (between 1783 and 2003)

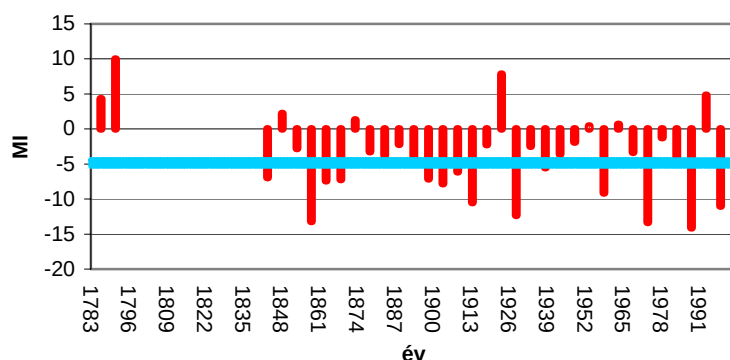


12. ábra Buda MI értékeinek dekádokénti alakulása (1783-2003)
Fig. 12 The values of MI by decades in Buda (between 1783 and 2003)

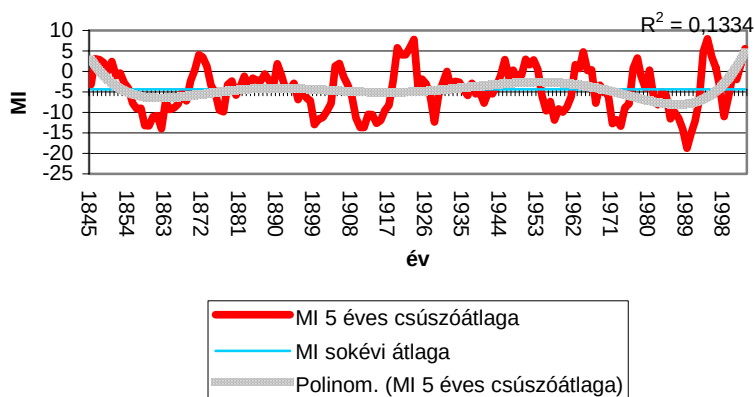
A dekádokénti MI értékek vizsgálatából itt sem állapíthatunk meg lényeges eltéréseket az 1990-es években a korábbi évtizedekhez képest. (12. ábra)

Ha a pentádokénti MI értékeket nézzük már előtűnik ezen időszak rendhagyó volta: 2 olyan egyértelműen átlag feletti MI-jű 5 éves időszak, mint 1989-1993 és 1999-2003 ennyire közel egymáshoz csak egyszer fordult elő a vizsgált majdnem 200 év során. (13. ábra)

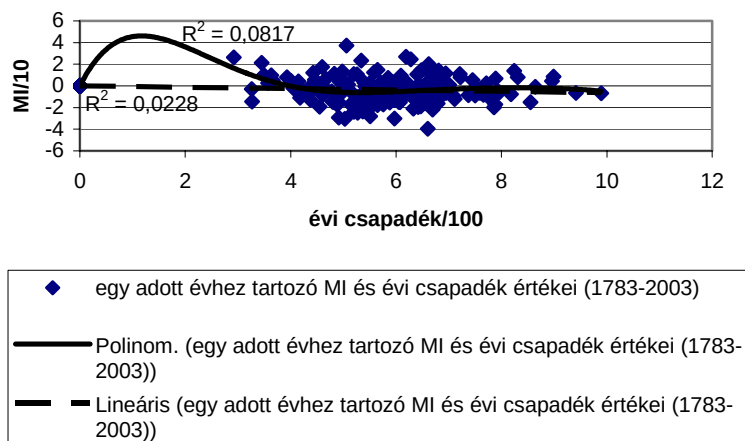
Még inkább szembe tűnik az 1990-es évek korábbiaktól eltérő volta, ha az MI értékek trendjét próbáljuk vizsgálni. Az 5 éves csúszó átlagok a 200 éves idősor alapján is fokozódó instabilitást mutatnak. (14. ábra) A hatod fokú polinomiális trendvonal alapján úgy tűnik, hogy az index korábbi oszcillációja az 1990-es évek elején egy viszonylag határozott változásba kezdett. ($R^2 = 0,1334$, azaz nagyobb, mint a 100 éves idősornál volt. Az adatok azonban nem megbízhatóak.) Az MI értékek és az évi csapadék közötti kapcsolatot leíró összefüggés a 100 éves adatsorhoz hasonló, csak a hatodfokú polinomiális függvény másodmaximuma gyengébb. (15. ábra)



13. ábra Buda MI értékeinek pentádonkénti alakulása (1783-2003)
Fig. 13 The values of MI by pentades in Buda (between 1783 and 2003)

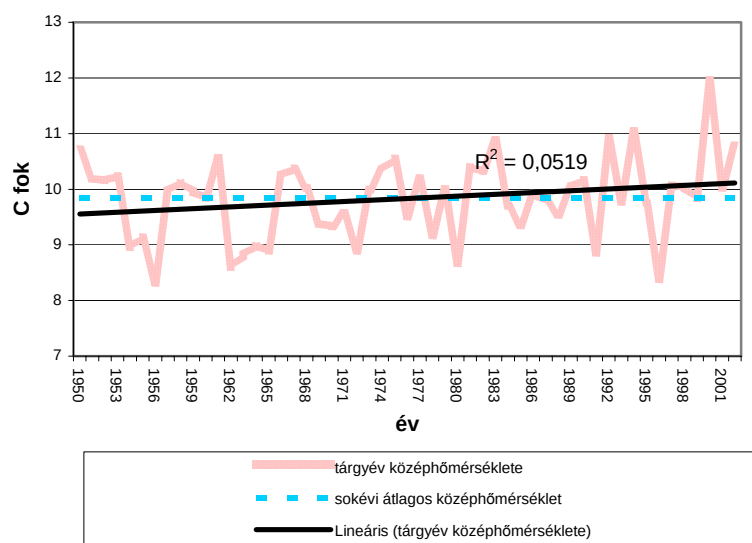


14. ábra Buda MI értékeinek trendje (1783-2003; 5 éves csúszó átlag és hatodfokú polinomiális függvény)
Fig. 14 The trend of the MI values in Buda (between 1783 and 2003; 5 yearly slippery average and polinomial function of six degree)



15. ábra Buda MI értékeinek és évi csapadékának kapcsolata (1783-2003; lineáris- és hatodfokú polinomiális függvény)

Fig. 15 The connection between the MI and the yearly precipitation in Buda (between 1783 and 2003; linear function and polinomial function of six degree)



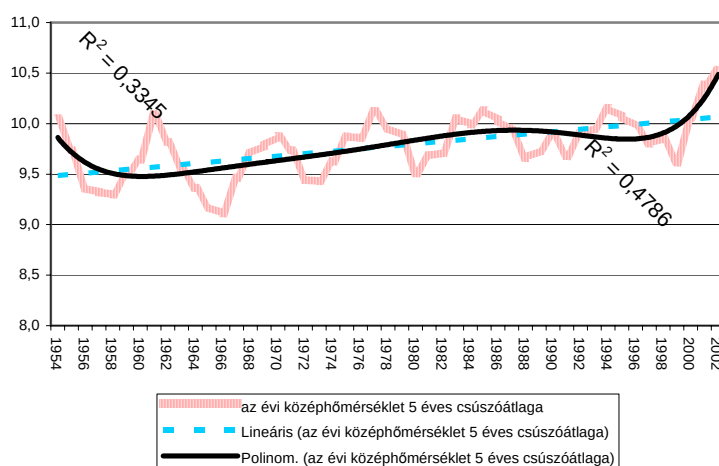
16. ábra Veszprém évi középhőmérsékletének alakulása (1950-1993)

Fig. 16 The yearly mean temperature in Veszprém (between 1950 and 2003)

Az évi középhőmérséklet változása

Veszprém évi középhőmérsékletének 53 éves adatsorát vizsgálva először is az állapíthatjuk meg, hogy ennek az éghajlati jellemzőnek az értékei oszcillálnak, tehát belső ingadozásuk van. (16. ábra) Ez az ingadozás az 1990-es évek elejétől szembe tűnően erősödött: az egyre melegebb évek

között a korábbi időszakokhoz hasonlóan átlag alattiak is előfordulnak. Ugyanakkor egyértelmű a paraméter vizsgált időszak során felvett egyre magasabb értéke és hogy alakulásában valamiféle periodicitás figyelhető meg. Az elemzés alapján a területen az évi középhőmérséklet mintegy 0,5 C°-os emelkedését figyelhetünk meg bő 50 év alatt.

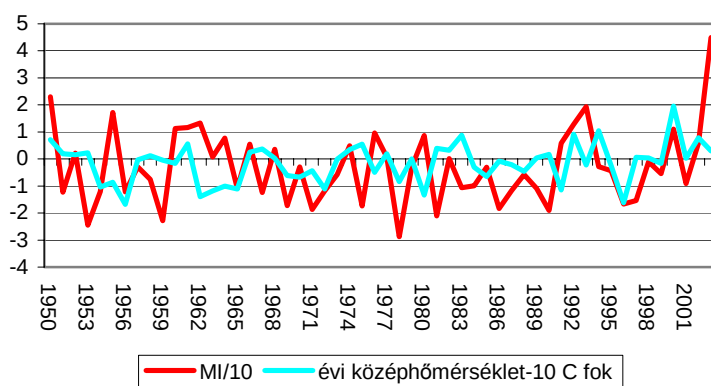


17. ábra Veszprém évi középhőmérsékletének trendje (1950-2003; 5 éves csúszóátlag és hatodfokú polinomiális trendfüggvény)

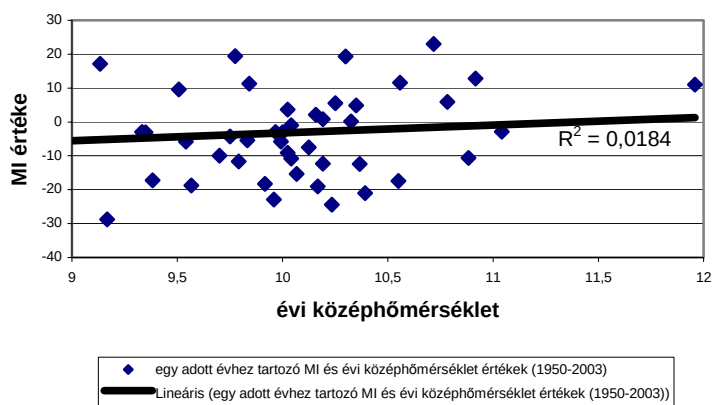
Fig. 17 The trend of the yearly mean temperature in Veszprém (between 1950 and 2003; 5 yearly slippery average and polinomial function of six degree)

Az évi középhőmérséklet ciklusosságát sokkal jobban mutatja annak 5 éves csúszóátlaga: kb. 8 éves periodicitás figyelhető meg alakulásában, de mindegyik újabb ciklus az előzőnél 0,2 C°-kal magasabban ingadozik. Ez a folyamat az 1990-es évek közepén megtorpan, majd a dekád végén addig nem tapasztalt módon meggyorsult. (17. ábra) Ha trendvonalat próbálunk felvenni Veszprém évi középhőmérsékletének alakulására, először is azt kell megállapítanunk, hogy mind a négy vizsgált összefüggés emelkedést mutatott. (Tárgyévi középhőmérsékletek lineáris regressziója, illetve 5 éves csúszóátlagok, valamint ezek lineáris regressziója, illetve hatodfokú polinomiális terndvonala.). Az lineáris összefüggések erőssége azonban nagyban eltért: a tárgyévi középhőmérsékletekre felvett egyenes R^2 -e 0,0519 volt, míg az 5 éves csúszóátlagok esetében 0,3345. Ennek oka, hogy a csúszóátlag „kisímitja” a kisebb időszakok alatt jelentkező egyenetlenségeket, így alkalmasabb lináris regresszió meghatározására. Hatodfokú polinomiális függvény felvételére a hőmérséklet már említett ciklikussága miatt került sor és ez az összefüggés bizonyult legerősebbnek ($R^2 = 0,4786$).

Ennek oka a hőmérséklet (és általában az éghajlati elemek) már említett oszcillációja lehet. A csúszóátlagokból is egyértelműen megállapítható az évi középhőmérséklet egyre fokozódó ingadozása, pedig ezek az értékek, számítási módjukból következően a kisebb időtartamú ingadozásokat ki-küszöbölik, a több éves folyamatokat mutatják tisztábban.



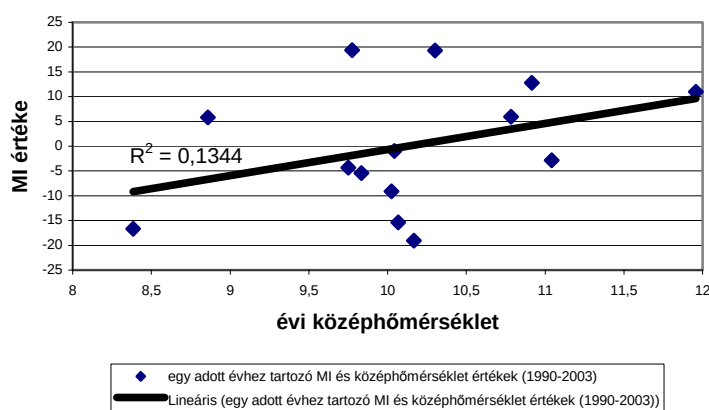
18. ábra Veszprém MI értékeinek és évi középhőmérsékletének alakulása (1950-2003)
Fig. 18 The MI values and the yearly mean temperature in Veszprém (between 1950 and 2003)



19. ábra Veszprém MI értékeinek és évi középhőmérsékletének összefüggése: lineáris regresszió (1950-2003)
Fig. 19 The connection between the MI values and the yearly mean temperature in Veszprém: linear regression (between 1950 and 2003)

A hőmérséklet egyértelmű növekedése emellett az is látható, hogy a folyamat labilis (nemcsak erőssége változik, hanem átmenetileg előjele is megfordul) és nagyon sok tényezőtől függ, továbbra is megfigyelhető a már említett belső oszcilláció.

Az évi középhőmérséklet és az MI értékek vizsgálata alapján úgy tűnik, hogy a két érték változása általában követi egymást, az 1990-es évek elejétől kezdve gyakorlatilag együtt mozognak, azaz a két jelenség között az említett időszakban szoros összefüggés található. (18. ábra) A két változóra felvett lineáris függvény egyértelműen emelkedő, bár a fél évszázados éves idősor összefüggése elég gyenge ($R^2=0,0184$), a 13 évesé lényegesen erősebb, ($R^2=0,1344$) és az egyenes is lényegesen meredekebb. (19. és 20. ábra)



20. ábra Veszprém MI értékeinek és évi középhőmérsékletének összefüggése; lineáris regresszió (1990-2003)
 Fig. 20 The connection between the MI values and the yearly mean temperature in Veszprém: linear regression (between 1990 and 2003)

Összegzés, következtetések

A tanulmány szerint a mediterrán csapadékjárású évek aránya a vizsgált területen az 1990-es évektől egyértelműen megnőtt, MI értékeik is egyre kiugróbban pozitívak és alakulásuk összefüggést mutat az évi középhőmérséklet értékeivel (pozitív korreláció) és az évi csapadékkal (negatív korreláció). (Utóbbi összefüggések valamennyi vizsgált idősorra igaznak bizonyultak.) Az index előjelváltása is meggyorsult az előbb említett időszakban, instabilabbá vált, így a korábban feltételezett folyamatok ezzel a vizsgálattal megerősítést nyertek. A vizsgált időszak legfontosabb jellemzője a változékonyság növekedése volt a vizsgált elemek és jellemszám (MI) esetében.

Jelen tanulmány talán egyik legfontosabb észrevétele az éghajlati elemek történelmi időkben is megfigyelhető oszcillálása. (Ezért illeszkednek a hatodfokú polinomiális függvények a lineárisoknál lényegesen jobban a vizsgált idősorokra.) Ez azt jelenti, hogy korábban is bekövetkeztek (említések, leírások szintjén ismert) klímaingadozások, „kilengések”. Úgy

tések, leírások szintjén ismert) klímaingadozások, „kilengések”. Úgy tűnik, a magas MI értékek ezek felerősödésével járnak együtt.

Szükséges az eddigi változások következményeinek rövid vázolása. Az évi középhőmérséklet már említett emelkedése ($0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) az évi beszivárgás csökkenését eredményezi. (Jelen esetben ez mintegy 9 mm, 5%. Az évi középhőmérséklet $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os növekedése ugyanis 18 mm-rel mérsékli az évi beszivárgást.) (MAUCHA 1990)

Az MI növekedése akár a beszivárgás emelkedésével is járhatna, de mint a vizsgálatok mutatják, ezek az időszakok alapvetően szárazak, évről évre szeszélyesen változó csapadéértékekkel. A kisebb évi csapadékot annak a karsztvíz beszivárgás szempontjából előnyös évi eloszlása ellensúlyozza, így a két tényező változása nagyjából kioltja egymást. (Legalábbis évtizedes mértékben.)

A téli félévi intenzív csapadékok gyakoribbá és hevesebbé válása az erózió fokozódását okozhatja és megváltoztathatja a karsztosodás, karsztfejlődés jelenlegi dinamikáját.

A beszivárgás évről évre történő egyre fokozódó ingadozása időszakossá teheti a leszálló- és a túlfolyó jellegű karsztforrások egy részét, de a felszálló típusúak vízhozam stabilitására is hatással lehet. A csapadék átlag alatti értékei és bizonytalansága (mennyiség, éven belüli eloszlás) azonban elsősorban a mezőgazdasági termelésre gyakorol komoly hatást.

Elképzelhető, hogy az 1780-as évtized rendelkezésre álló csapadékadatai megfeleltethetők a jelenlegi időszak jellemzőivel: magas MI index, szeszélyesen ingadozó, alapvetően alacsony éves csapadék. A történelemből ismert, hogy ebben az időszakban más éghajlati elemek (pl. hőmérséklet) is erősen ingadoztak, az átlagtól szélsőségesen eltérő értékeket vettek fel. A periódus alapvető jellemzői a száraz, forró nyarak voltak melyek közé időnként nagyon csapadékos, hűvös vegetációs periódusok ékelődtek. Többször fordultak elő havas, hideg telek, melyek a nyári félév anomáliáival kombinálódva katasztrofálisan rossz termésű évek sorozatát okozták, komoly társadalmi feszültségeket idézve elő.

IRODALOM

FOGARASI, S. (2000): A karsztvízbeszivárgás mezőinek módosulásai a Dunántúli-középhegység területén - Karsztfejlődés V., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely 2000, p. 195-211.

FOGARASI, S. (2001): A beszivárgás változásának éghajlati okai a Dunántúli-középhegységben - Karsztfejlődés VI., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely 2001, p. 71-81.

- KOPPÁNY, GY.-UNGER, J.* (1992): Mediterranean Climatic Character in the Annual March of precipitation - *Acta Climatologica Univ, Szeged* 24-46; p. 59-71.
- MAUCHA, L.* (1990): A karsztos beszivárgás számítása - *Hidrológiai Köz-
löny*, 70. évf., 3. szám, p. 153-161.

NÖVÉNYEK NEHÉZFÉMTARTALMÁNAK VIZSGÁLATA A BÉ- KE-BARLANG VÍZGYŰJTŐJÉN¹

KASZALA RITA - KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA

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

Abstract: The heavy metal content of plants - principally hornbeam and oak leaves - was examined in the catchment basin of Béke-cave in Aggtelek Karst (North-East Hungary). The paper introduces some result of experiment which search the relationship between the heavy metals which available for the greenery.

1. Bevezetés

A dinamikusan fejlődő tájhasználat következtében egyre több vegyületet használ a mezőgazdaság, egyre több fémes elemmel kerülünk mindennapi kapcsolatba. Arra azonban ritkán gondolunk, hogy ezen tevékenységek következtében a fémek a természetben többféle formába kijuttatva, szennyezhetik azt, és jelenlétükkel sokféle folyamatot indíthatnak el. A növényeken keresztül a táplálkozási láncba bekerülve felhalmozódhatnak a végső fogyasztóban, illetve a talajok nehézfém terhelését is növelhetik. A fémek migrációs folyamatainak feltárása a természetvédelmi területeken különösen fontos. A tanulmány az aggteleki Béke –barlang vízgyűjtőjén gyűjtött növényminták nehézfém tartalmának elemzését mutatja be.

2. Módszerek

A vizsgált növényeket (tölgy-, som-, gyertyán levél, fű) 2003 júliusában 1 m²-es területről gyűjtöttük be a nehézfém-tartalom meghatározásához. A növénybegyűjtés helyei megegyeznek a talajmintavételi helyekkel. A növényekből az oldatokat Gerhardt típusú nyolc férőhelyes, blokkfűtésű, zárt elszívóval és visszafolyós hűtővel felszerelt feltárával készítettük az alábbi módon: kiszáritott és összetört növényi anyagokból 1-1g-ot a feltárási csövekbe mértünk be, majd hozzáadtunk 10ml cc.HNO₃ és 120°C-on 4-5 órán át tártuk fel. Lehűlés után 3-4ml 70 %-os perklórsavat adtunk az oldathoz és még addig főztük, amíg az oldat kitisztult (KABATA et al. 1984). A keletkező oldatok vas, alumínium, magnézium, kobalt koncentrációját induktív

¹ Készült a TO35020 sz. OTKA támogatásával

csatolású plazma emissziós spektrométerrel (ICP-OES), mangán koncentrációkat láng atomabszorpciós spektrométerrel, az ólom, nikkel, króm koncentrációkat grafitkályhás atomabszorpciós (GFAAS) műszer segítségével határoztuk meg. A méréseket Veszprémi Egyetem, Föld- és Környezettudományi Tanszékén végeztük.

3. A nehézfém vizsgálatok előzményei

A nehézfém vizsgálatokat először a talajokban végezték a kutatók (BAKER 1981, KABATA et al. 1984, DAVIES et al. 1987, BECK - BORGER 1999, CHANDER et al. 2001). A hazai kutatások is a talajvizsgálatokkal indultak az 1980-as években (KÁDÁR 1991, FARSANG 1996, SZABÓ 1996, 1999, SZALAI 1998).

Később indult meg a növények nehézfém tartalmának vizsgálata, ezért kevesebb is azon irodalmak száma amelyek a növények nehézfém-tartalmával foglalkoznak. A növényfiziológusok különböző stratégiájú növényeket különböztetnek meg, úgymint felhalmozó (akkumulator), nem felvevő (excluder) és jelző (indicator) növénytípusokat (BAKER 1981). Tölgyesi és munkatársai már 1970-ben megfigyelték, hogy ugyanazon környezeti feltételek mellett a terofiton és hemikriptofiton növényeknél az egyévesek általában több nyomelemet tartalmaznak az évelőknél. Szintén ők publikálták, hogy az Asteraceae család fajai leginkább réz, a Caryophyllaceae család fajai leginkább mangán és a Salicaceae család tagjai leginkább cink akkumulátorok (TÖLGYESI et al. 1970). A növények nyomelem-tartalmának változását elsősorban gabonaféléken vizsgálták (KÁDÁR et al. 1982, KÁDÁR-LÁSZTITY 1981). Fásszárúak esetében a ténylegesen a levelekbe szállított nyomelem-mennyiségeket SZALAI (1998) vizsgálta. PETERSON (1971, 1975) a növény/talaj fémarányát vizsgálta 12 fajnál. Vizsgálatai a Zn, Pb, Cd és Cu tartalmakra terjedtek ki.

A hazai kutatók közül iránymutatóak KÁDÁR (1995) eredményei, aki az általunk is vizsgált tölgyre vonatkozóan (tölgy levélben vizsgálva) a következő koncentrációkat állapította meg:

*Cu: 9ppm, Co: 0,22ppm, Ni: 1,8ppm, Cr: 1,7ppm, Zn: 44ppm,
Al: 283ppm, Fe: 487ppm, Mn: 41ppm, Pb: 16ppm.*

FÜLEKY (1999) vizsgálatai szerint a növényekben átlagosan a következő koncentrációkban találhatók meg a vizsgált elemek:

*Cu: 2-20ppm, Co: 0,02-0,5ppm, Ni: 1-5ppm, Cr: 0,02-1ppm,
Zn: 25-150ppm, Al: 200-4000ppm, Fe: 50-250ppm,*

Mn: 20-500ppm, Pb: 10ppm

A karsztok növényzetét hazai viszonylatban először BÁRÁNY-MEZŐSI (1999) vizsgálta. A szerzők megállapítása szerint a növények nehézfém tartalma általában közelít a talajok maximális nehézfém tartalmához, s az alacsonyabb pH mellett magasabb a növények fémtartalma.

4. A vegetáció bemutatása a vizsgált területen

A Béke-barlang vízgyűjtő területe mintegy 10 km². A geológiai két részre osztható. Az északi rész a fedetlen karszt, ahol gyakran triász mészkő bukkan a felszínre, rajta sekély, vörös színű terra rossa jellegű, rendzina, barnaföld és agyagbemosódásos barna erdőtalaj jött létre. Ezzel szemben a déli területeken a mészkövet vastag pannon üledék fedi, amelyen homokos-lössös, világos színű, terra fusca jellegű mélyebb szelvényű talajok alakultak ki. A vegetáció szempontjából nagyon színes, mozaikos a terület.

Az Aggteleki Karszt növényzete két fő típusra különül el. Egyik a fennsíki területeken (350-600m) előforduló, a természetes szukcesszióknak nagy vonásokban megfelelő növényzet. A másik az alacsonyabb területek növényzete (350 m alatt), amely a karszt edafikus adottságai miatt eltér a klímazonálistól. Az Aggteleki Karszt erdőtársulásai esetén, ahol a tengerszintfeletti magasság és a klíma alapján a cseres tölgyeseknek kellene megjeleníteni, azonban a gyertyános tölgyesek (*Quercus-petraeae-Carpinetum*) és a melegkedvelő tölgyesek (*Corno-Quercetum pubescentis-petraeae*) dominálnak.

A karsztfennsíkokon (500 m tengerszintfeletti magasságban) az eredeti erdőtársulás a szubmontán-szubkárpáti gyertyános-tölgyes (*Quercus-petraeae-Carpinetum subcarpathicum*) volt. Az ember megjelenése után lassan ugyan de megváltozott az erdők állapota. A fa égetése és a legeltetés az erdők ritkulásához vezetett és ott ahol a szélsőséges mikroklíma kialakult (dolinák) a visszaerdősülés lassan ment végbe, vagy megmaradt a sziklagyep. Az utóbbi néhány évszázad erdőirtása a jól sarjadó gyertyán elszaporodását eredményezte. Az északi kitettségeken és a hűvösebb karsztmélyedésekben extrazonális bükkösök (*Melici-Fagetum subcarpathicum*) települtek meg. A mélyebb karsztszurdokokban a juharos-körises szurdokerdők (*Phyllitidi-aceretum subcarpathicum*) fordulnak elő. Helyenként a sekély termőrétegű peremeken és gerinceken a hársaskörises sziklaerdők (*Tilio-Fraxinetum subcarpathicum*) található foltokban. Sok helyen megtaláljuk az ültetett fenyőállományokat, így a lucos (*Picea abies*), az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*), fekete fenyő (*Pinus nigra*), valamint a vörösfenyő (*Larix*

decidua) állományokat tájidegen társulásként. Ezeket az állományok 30 éve nincsenek erdőgazdasági kezelés alatt (BAROSS 1998).

Az erdőket rövid vágásfordulóval termelték le, és sokszor egymás után sarjasztatták. Ennek következtében visszaszorultak azok a fafajok, amelyeknek a sarjasztatás nem kedvez (pl. bükk), és elősegítette a jól sarjadó gyertyán eluralkodását. Ezért ma nagyon kevés helyen találunk természetközeli megjelenésű és elegyarányú gyertyános-tölgyeseket.

Az erdők és a cserjések összetételét saját növény-felvételezés során határoztuk meg 1995-ben (KEVEINÉ BÁRÁNY-HORVÁTH 1996). A felvételek alapján megállapítható, hogy a természetes vegetáció átalakulásában jelentős szerepe volt az erdőirtásoknak (tarvágásos kitermelés), a legeltetésnek, amely mind a természetes gyeptársulásokban, mind a másodlagosan kialakult gyepekben is degradációt indított el, s nem utolsósorban az erdészeti kezelés hozzájárult az összetétel megváltozásához. A legeltetés hatására a legeléstűrő-, taposástűrő- és a nedvesebb talajviszonyokat kedvelő növények mellett a nitrogénkedvelő gyomok is megjelentek a gyepekben. Az irtás utáni talajerózió hatására a kibukkanó sziklákon a sziklagyepek megtelepedését tette lehetővé. Az erdészeti kezelés során az egyszerűbb művelés érdekében eltávolították az elegyfákat, s ez az erdők szerkezetének leegyszerűsödéséhez vezetett. Az eredeti társulás ma nem mindenütt ismerhető fel.

Az emberi tevékenység hatására a cserje típusok is megváltoztak, az alábbi *cserjés típusok* ismerhetők fel:

1. típus: Alacsony cserjés főként *Prunus spinosa* állománya, néhány fa is megjelenik. Ez a visszaerdősülés kezdeti stádiuma,
2. típus: *Crataegus monogyna* és *Cornus mas* sűrű állománya a nitrogénben gazdagabb területeken. Árnyékoló hatásuk megakadályozza más fajok megtelepedését, ez a fejlődés egyik zsákutcája.
3. típus: A *Juniperus communis* dominál, kialakulása a legeltetés következménye, s mindaddig nincs visszaerdősülés, amíg legeltetés van.

Az erdők sem természetesek, az alábbi *típusai* foglalják el a természetes erdők helyét:

1. típus: Bolygatott, zavart, kezelt *Querco-Carpinetum* főként *Quercus petraea*-val. A zavartságot jelzi a *Juniperus* jelenléte.
2. típus: Kevéssé zavart *Querco-Carpinetum*, melynek fiatalabb változatában *Sorbus terminalis* is előfordul.
3. típus: Bolygatott *Corno-Quercetum* főként *Quercus petraea*-val, *Quercus pubescens*-sel és sok *Cornus mas*-sal.

4. típus: Nagyobb tengerszintfeletti magasságban *Ceraso-Quercetum* állomány található, melyben a *Quercus pubescens* dominál, névadó faja hiányzik, sok viszont a *Prunus spinosa*.

5. típus: Egykori *Quercetum petrae-cerris* állomány, az erdészet által kezelt, füves borítása magas (*Festuca rupicola*, *Brachypodium sylvaticum*).

A dolinák növényzete is megváltozott. A korábbi erdőirtások hatására a dolinákban szélsőséges mikroklíma alakult ki, így az igénytelenebb borókás (*Juniperus*) társulás foglalta el az egykori erdők helyét.

A vizsgált terület északi, nyílt karsztos területén főként büккеlegyes gyertyános-tölgy erdőkkel (gyér aljnövényzettel), illetve néhány helyen a melegkedvelő tölgyerdőkkel találkozunk. A fátlan részeken boróka (*Juniperus communis*) és kökény (*Prunus spinosa*) alkot áthatolhatatlan bozótost. A déli, fedett karsztos terület nagy részén lejtős sztyeppréteket találunk helyenként boróka betelepülésekkel, és domináns a melegkedvelő somos tölgyes.

A gyertyán, és a kocsánytalan tölgy domináns erdőalkotóként, vagy elegyfaként a vízgyűjtő terület döntő hányadán megtalálható, vizsgálataink középpontjába ezért került ez a két fafaj.

5. Eredmények

A különböző növények eltérő módon veszik fel vagy tárolják a talaj fémtartalmát. Jelen vizsgálatunkban a gyertyán és a tölgy nehézfém felvételét értékeltük, s csak utalunk az összehasonlításban a korábbi vizsgálatainkra (pl. a som és a fűfélék esetén).

A kapott nehézfém adatok alapján (*I, II. táblázat*), megállapítottuk, hogy a gyertyánban mért Pb, Cu, Ni, Cr, Mn koncentrációk az összes vizsgált növényfaj (som, tölgy, gyertyán, fű) között a legmagasabbak, a többi 5 elem koncentrációja a füvekben mért koncentrációkat követően a második helyen áll. A tölgyekben mért koncentrációk átlag értékei minden elem esetében elmaradnak a gyertyánban mért koncentrációktól (a táblázatban negatív értékkel szereplő adatok a kimutatási határ alatti koncentrációkat jelentik).

A táblázatokban szereplő mintaszámok a területen a 96 talajmintavételi helynek megfelelő értéket kaptak. Ezek közül a fedetlen karsztos területről származnak az 1-31, 40, 41, 49-56, 93, 94, 96 átmeneti zónából a 32-39, 42-48, 81, 82, 84, 86, 87, 91, 92, 95 a negyedidőszaki üledékkel fedett területről az 57-80, 83, 85, 88-90 számú minták.

I. táblázat
Table I.

Gyertyán levél fémtartalma
Metal content of *Carpinus betulus* leaves

mintaszám	Pb [ppm]	Cu [ppm]	Zn [ppm]	Co [ppm]	Ni [ppm]	Cr [ppm]	Fe [ppm]	Al [ppm]	Mn [ppm]	Mg [ppm]
19	3,99	5,72	12,55	2,13	4,60	0,00	111,9	141,7	583,9	1579,7
22	2,30	5,89	30,89	2,10	5,45	0,19	92,4	96,8	1058,4	1572,9
23	3,71	6,64	75,87	2,07	7,74	0,27	154,5	229,8	1362,5	1427,3
24	1,44	6,19	18,56	2,20	5,65	0,15	117,3	170,8	984,3	1359,0
26	2,98	5,42	44,23	13,71	21,27	7,10	122,2	79,4	893,1	2309,8
27	4,71	6,57	9,61	0,38	1,31	0,58	169,7	97,6	756,1	1959,8
28	4,87	5,56	7,99	0,00	0,31	0,42	162,4	105,1	459,2	2481,6
29	4,45	6,33	13,19	0,00	0,30	0,49	146,7	101,3	559,9	1403,8
35	6,16	7,68	8,97	0,00	4,37	1,35	132,8	412,9	2390,3	1915,3
36	2,40	5,38	32,41	0,00	2,74	1,24	115,7	250,3	2041,4	1376,4
40	1,20	6,01	31,18	7,57	1,03	0,71	289,9	228,2	1046,5	2523,9
41	1,17	6,59	37,90	13,14	0,82	3,37	230,4	199,0	1803,2	2271,2
42	1,12	9,45	39,07	10,85	1,30	0,58	225,7	158,6	1601,9	1696,4
44	1,14	7,58	40,95	8,98	3,57	0,68	208,8	326,7	2972,4	2420,6
46	1,26	10,51	58,46	9,64	7,78	0,58	214,2	371,4	2435,4	2510,9
47	0,93	18,99	46,26	7,14	1,09	4,54	226,3	167,1	863,8	1821,3
48	1,07	14,68	46,65	8,13	3,99	2,07	237,6	204,5	2627,0	1537,8
49	1,12	7,86	37,16	12,23	2,83	1,47	208,7	194,4	2654,8	2256,0
50	0,99	5,20	33,97	36,89	1,12	1,01	186,9	187,3	1203,6	1994,2

II. táblázat
Table II.

Kocsánytalan tölgy levél fémtartalma
Metal content of *Quercus petraea* leaves

Mintaszám	Pb [ppm]	Cu [ppm]	Zn [ppm]	Co [ppm]	Ni [ppm]	Cr [ppm]	Fe [ppm]	Al [ppm]	Mn [ppm]	Mg [ppm]
2	3,68	6,81	16,75	0,00	0,00	0,65	96,4	63,5	343,9	1375,8
9	2,89	5,56	18,45	0,00	0,00	0,83	81,1	36,8	901,9	1564,3
10	4,59	7,10	23,12	13,57	17,08	0,00	69,9	33,3	503,4	2266,9
11	0,95	3,23	93,73	0,00	0,00	0,61	51,6	19,9	543,8	758,6
13	1,10	6,83	19,78	0,00	0,00	0,42	61,7	13,6	175,5	1177,0

II. táblázat folytatása

20	1,14	4,96	70,65	0,04	2,05	0,60	120,0	43,1	955,0	1159,4
21	2,85	4,64	22,86	0,00	0,00	1,01	117,8	64,0	942,7	938,6
35	2,09	5,69	33,75	0,00	1,85	1,30	91,7	60,7	1889,8	1503,7
39	1,93	5,52	24,26	0,00	0,46	1,04	87,9	51,5	1380,4	1549,5
40	0,89	11,35	39,49	0,00	2,46	1,12	44,6	13,5	2112,1	1360,6
41	0,93	3,33	22,78	0,00	1,25	0,97	17,6	-30,3	2668,8	432,5
42	0,72	1,85	23,52	0,00	0,59	0,95	40,6	-8,9	2378,1	350,5
43	0,69	2,59	27,26	0,00	-0,16	0,82	46,0	-39,2	654,3	291,6
45	0,54	5,27	34,70	0,00	0,63	0,61	38,6	-59,2	1034,2	783,3
47	0,90	1,44	26,08	0,00	0,58	0,60	14,7	-46,3	913,0	202,8
49	0,78	2,16	23,58	0,00	3,39	1,09	10,8	-76,9	3093,3	714,8
57	0,74	3,96	24,61	0,00	3,79	0,73	12,8	-4,7	2283,9	1061,6

Táblázatban (III, IV. táblázat) tüntettük fel a vizsgált elemek korrelációs koefficienseit, amelyek megmutatják a vizsgált fémek megjelenése közötti kapcsolatok meglétét vagy hiányát. A vizsgálatnál viszonyítási alappul szolgáltak a növények számára esszenciális elemek eredményei, de a vizsgálatok főként a nehézfémekre koncentrálnak.

Két változó mennyiség közötti kapcsolat szorosságának kifejezésére sokféle mérőszám létezik, ezek közül a legelterjedtebb a korrelációs együttható. Ez a mérések közötti lineáris kapcsolat szorosságát adja meg. Értéke mindig 0 és ± 1 között van (OBÁDOVICS 2001). A 0 és az ahhoz közeli értékek arra engednek következtetni, hogy nincs korreláció a két mennyiség között, a 0-tól távol eső értékek pedig bizonyos korrelációra utalnak.

III. táblázat
Table III.

A vizsgált fémek korrelációs együtthatói a gyertyán levélben
Correl coefficient of the examined metals in Carpinus betulus leaves

	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	Fe	Al	Mn	Mg
Pb	-0,37	-0,55	-0,57	0,07	-0,17	-0,57	-0,08	-0,36	-0,16
Cu		0,37	0,01	-0,14	0,32	0,47	0,16	0,25	-0,06
Zn			0,31	0,36	0,27	0,35	0,26	0,40	0,06
Co				0,05	0,28	0,37	0,02	0,16	0,33
Ni					0,56	-0,38	-0,05	0,00	0,08
Cr						0,10	-0,18	-0,02	0,25
Fe							0,25	0,33	0,51
Al								0,75	0,23
Mn									0,20

IV. táblázat

Table IV.

A vizsgált fémek korrelációs együtthatói a tölgy levélben
Correl coefficient of the examined metals in Quercus Petrea leaves

	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	Fe	Al	Mn	Mg
Pb	0,36	-0,29	0,82	0,52	-0,29	0,60	0,67	-0,40	0,75
Cu		-0,02	0,39	0,24	-0,06	0,36	0,45	-0,21	0,70
Zn			0,10	-0,10	-0,11	0,13	0,08	-0,17	-0,09
Co				0,56	-0,51	0,65	0,73	-0,56	0,83
Ni					-0,52	-0,04	0,06	0,00	0,58
Cr						-0,02	-0,01	0,65	-0,26
Fe							0,86	-0,52	0,54
Al								-0,41	0,68
Mn									-0,27

A két táblázatban dőlt betűvel szedtük a 0,5 abszolút értéknél nagyobb együtthatókat, amelyeknél már mérhető összefüggés mutatkozik. Néhány esetben negatív előjelű értékeket is találunk, ami a fordított korrelációra utal az adott elempárnál.

A Pb-Co, Ni-Cr, Pb-Fe korrelációja mindkét növénynél megfigyelhető, előjelük azonban ellentétes. A tölgyben mért fémkoncentrációk esetében sok helyen pozitív korreláció mutatható ki, ami azt jelenti, hogy a következő elempárok: Pb-Co, Pb-Ni, Pb-Fe, Pb-Al, Al-Fe, Mg-Fe segítik egymás felvételét, ezáltal „feldúsulását” is.

6. Összefoglalás

A nehézfémek növény és talajbeli mozgása sok tényezőtől függ. Egy részük a talajban marad, megfelelő körülmények között azonban a növények számára felvehetővé válnak (pl. talaj pH megváltozása). A tanulmány bemutatja, hogy a növények által felvett egy-egy nehézfém mennyisége szoros kapcsolatban van más fémes elemek jelenlétével.

Korreláció mutatható ki a gyertyán és a tölgy esetében az Pb-Co, Ni-Cr és az Pb-Fe elempároknál, ami azt jelenti, hogy együttes jelenlétük elősegíti felvételüket.

A tölgynél 6 elempár esetén figyeltünk meg szoros korrelációt. A fenti eredmények felhasználhatóak olyan prognózisra, amely valamely terhelésben megjelenő elem esetén előre jelezheti az adott elemmel szoros kor-

relációban lévő elem(ek) felvételét is, ezzel a növénybeli koncentrációjának növekedését.

IRODALOM

- BAKER, A. J. M. (1981): Accumulators and Excluders-Strategies in the Response of Plants to Heavy Metals. - *Journal of Plant Nutrition*, 3(1-4). p. 643-654.
- BAROSS G. (szerk.) (1998): Az Aggteleki Nemzeti Park. - Mezőgazda Kiadó, Bp., p. 256-270.
- BÁRÁNY-KEVEI, I. - HORVÁTH A. (1996): Survey of the interaction between soil and vegetation in a karstecological system /at Aggtelek, Hungary/. - *Acta Geogr. Szegediensis*. Tom. XXXV. p. 81-87.
- BÁRÁNY-KEVEI, I.- MEZŐSI, G.(1999).: The relationships between soil chemistry and the heavy metal content of vegetation on karsts. - In.: *Essays in the ecology and conservation of karst*. (Ed. Bárány-Kevei, I. – Gunn, J.) p. 47-53.
- BECK, R. K.- BORGER, H. (1999): Soils and relief of the Aggtelek karst: A record of the ecological impact of paleoweathering effects and human activity. - *Essays in the ecology and conservation of karst* (ed.:I. Bárány-Kevei – J. Gunn), Special Issue of *Acta Geographica Szegediensis*, *Acta Geographica Tomus XXXVI*, Szeged, p. 13-30.
- CHANDER, K.- DYCKMANC, J.- HOEPER, H.- JOERGEUSEN. R. G.- RANBUCK, M. (2001): Long term effects on soil microbial properties og heavy metals from industrial exhaust deposition. – *Journal of Plant Nutrient and Soil Science*, 164 (3), p. 657-663.
- DAVIES, B. E.- LEAR, J. M.- LEWIS, N. J. (1987): Plant availability of heavy metals in soils. – In: *Pollutant transport and fate in ecosystems* (ed.: Coughtrey, P. J. et. al.), Backwell Scientific Publications, Oxford, London etc.,p. 267-275.
- FARSANG A. (1996): Talaj nehézfém tartalmának térbeli eloszlása mátrai mintaterületen, különös tekintettel az antropogén szennyezésre.- *Doktori Értekezés, JATE Természetföldrajzi Tanszék, Szeged*
- FÜLEKY GY. (1999): Tápanyag-gazdálkodás. - Mezőgazda Kiadó, Bp., p. 60-80.
- KABATA-PENDIAS A. –PENDIAS H. (1984).: Trace elements in soil and plants. – CRC Press, Boca Raton, p. 315.
- KÁDÁR I. (1995): Környezet- és Természetvédelmi Kutatások. - MTA Agrokémiai és Talajtani Kutató Intézet, Budapest, p. 131-132.

- KÁDÁR I.; LÁSZTITY B. (1981): Az őszi búza tápelemarányainak változása tenyészidő folyamán. - Agrokémia és talajtan, 30. p.291-303.
- KÁDÁR I.; LÁSZTITY B.; SZEMES I. (1982): Az őszi rizs ásványianyag-felvételének vizsgálata szabadföldi tartamkísérletben II. Levélanalízis; Na, Fe, Zn, Cu. - Agrokémia és talajtan, 31. p.17-25.
- OBÁDOVICS J. GY. (2001): Valószínűségszámítás és matematikai statisztika – Scolar Kiadó p. 298.
- PETERSON, P. J. (1971): Unusual accumulations of elements by plants and animals. - Sci.Prog., Oxf.59, p. 505-526.
- PETERSON, P. J. (1975): Element accumulation by plants and their tolerance of toxic mineral soil. Proc.Int. Conf. On Heavy metals in the Environment. Vol.II, p.39-54. Totonto, Canada.
- SZABÓ GY. (1996): Nehézfémek a talajban.- Földrajzi Közlemények CXX.(XLIV.) 4. p. 253-266.
- SZABÓ GY. (1999): Talajok és növények nehézfém-tartalmának földrajzi vizsgálata egy bükkaljai mintaterületen. – Doktori Értekezés, KLTE Alkalmazott Tájföldrajzi Tanszék, Debrecen
- SZALAI Z. (1998): Nehézfémek teljes ülepedésének meghatározási lehetőségei talaj- és növényminták analízisének segítségével. - Földrajzi Értesítő, 48. p. 515-523.
- TÖLGYESI GY., KÁRPÁTI I., KÁRPÁTI I-NÉ (1970): Savanyú és meszes homokpuszták növényzetének makro- és mikrotápanyagfelvétele. - Agrokémia és talajtan, 19. p. 55-65.

A HUNYAD MEGYEI PESTES ÉS ODVAS BARLANGJAI

DÉNES GYÖRGY

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

Abstract: In this paper we investigate the origin of the Pestes, Odvas and Berlog villages their names. These village occur in the Ruszka mountain.

Bevezetés

Karsztföldrajzi szókinszünk középkori elemeinek kutatása során — amelynek eredményeiről a 2002. évi Karsztfejlődés konferenciánkon számoltam be (DÉNES 2002) — a Hunyad megyei Ruszka-hegység keleti szélén két középkori és egy kora újkori településnév is fölkelte figyelmemet, amelyek névadásának indítéka esetlegesen barlang lehet. Egyikük Dévától délre a Ruszka-hegységben fakadó Peták-patak partján fekvő Árpád-kori **Pestes** település, a másik kettő pedig ugyanezen patak vízgyűjtőjéhez tartozó, de már a hegy fennsíkján fekvő két szomszédos, piciny hegyi falucska, a középkori **Odvas** és a szomszédos középkori Simaság kora újkori **Berlog** neve.

Elhatároztam, hogy helyszíni bejárást szervezek a Ruszka-hegység keleti sávjába, hogy megismerjem a terület karsztját, és földerítsem azokat az általam föltételezett barlangokat, amelyek az említett települések névadói lehettek.

Földrajzi-földtani kép és történelmi vázlat

A Ruszka-hegység, román nevén Poiana Ruscai, amelyet a szakirodalom Ruszka-havas néven is említ, Erdélyben, Hunyad megyében, a Maros folyó Déva és Marosillye közti szakaszától délre terül el. Keleti lábánál folyik délről észak felé a Cserna-patak, középkori, magyar nevén Egregy, amely Dévától keletre torkollik a Marosba. A Ruszka-hegységben ered és keleti irányba folyik Nándor és Felsőpestes településeken át, majd Vajdahunyad és Déva között, Alpestesnél a Csernába torkollik a Peták-patak, amely a Ruszka-hegység keleti oldalába legyezőszerűen bevágódott völgyek és vízmosások vizeit fogadja be, és vezet le a Csernán keresztül a Marosba.

A Ruszka-hegység északnyugati szárnyán nagyobbrészt eruptív és metamorf kőzetek vannak felszínen, délkeleti szárnyán, egy délnyugat–

északkelet irányú, széles vetőzóna mentén kréta kori mészkő és dolomit kőzetek kerültek felszín közelbe, többnyire felsőkréta kori és fiatalabb üledékekkel borítva. Az említett vetőzónában, Nándor falu nyugati szélén, tektonikus törésvonal mentén a felszínre bukkan és hosszan nyomozható a jól karsztosodó mészkősáv. A vetőzóna sávjára közel merőlegesen, ugyancsak tektonikus törésvonal preformálta a hegység belsejéből, nyugatról keleti irányba folyó Peták-patak völgyének nyomvonalát.

A két hegyszerkezeti vonal metszéspontján, ahol a patak völgye a mészkősávot évtízezredek alatt erózióval átvágta, impozáns sziklakapu alakult ki, amelynek déli pillére, a Nándor falucska nyugati szélén felmagasodó szikla tövében, a patak medrében langyos forrás fakad, melyben nyilván a vető mentén a mészkőtömeg mélyebb zónájából feltörő meleg víz a leszálló karsztvízzel keveredve jelentkezik. PESTY FRIGYES akadémikus kérdőívére 1865-ben így írt róla a község jegyzője: *„Közepén a falunak buzog egy meleg ásványos forrás, melynek környékében 20–30 öl kiterjedésre vize soha meg nem fagy.”* Ez a soha be nem fagyó forrás jelentős vonzerő, településki-alkító tényező lehetett minden kor embere számára.

Időszámításunk kezdetén ez a vidék a dák királyság része volt, és a mai Vajdahunyadtól délre, a Hátszegi-medence peremén állt Dácia fővárosa Sarmizegethusa. Midőn Traianus római császár seregei 106-ban végleg meghódították Dáciát, annak fővárosa helyén épült föl a római tartományi székhely, Colonia Ulpia Traiana. A rómaiak 271-ig, tehát alig több mint másfél évszázadig tartották megszállva Dáciát, azután visszavonták csapataikat az ellenállhatatlan erejű népvándorlás elől, amelynek viharai azután a dákoknak és a rómaiaknak még a nyomát is elsodorták Erdélyből. A gótok, hunok, gepidák, majd az avarok birodalmának összeomlása után, 830 körül a dunai bolgár kánok csapatai szállták meg Dél-Erdélyt, és hoztak létre településeket a Maros völgyében Déva és Marosújvár között. Székhelyüket a mai Gyulafehérvár helyén alakították ki, és azt a maguk nyelvén Belgrádnak, magyarul Fehérvárnak nevezték. Településeik nyomait, temetőiket az elmúlt évtizedekben tárták fel a régészek (BÓNA 1987). Szolgálónépeikkel művelték a Maros-völgyi és szomszédos sóbányákat, ahonnan az Alföldön és a Dunakanyaron át Morvaországba is szállítottak sót (DÉNES 2001).

A honfoglaló magyarok szorították ki a Maros völgyéből és Dél-Erdélyből a bolgárokat, akiket ők akkor *nándor* népnéven neveztek. A magyar megyeszervezések során alakult ki Hunyad megye, melynek székhelye a mai Vajdahunyad helyén épített földvár lehetett. A megye területén kiterjedt királyi birtokok is voltak, és Déván királyi udvarház állhatott (GYÖRFFY 1987). Az 1200-as években nagy királyi birtokadományok révén számos főúri család jutott itt jelentős birtoktestekhez a királyi uradalomból.

Az 1241-42. évi majd az 1285. évi tatárjárások a vidék magyar lakosságát megritkították. Ez is hozzájárult ahhoz, hogy a birtokosok királyi engedéllyel nagyszabású román betelepítéseket szerveztek, amiknek eredményeként a megye nagyobb részén egy évszázad alatt többségbe került a románság, a következő évszázadok során pedig a korábban színmagyar falvak is teljesen elrománosodtak, bennük az 1800-as évekre a lakosság korábbi magyar voltára nem egy helyütt csak magyar családneveik utaltak (TÉGLÁS 1902).

A Peták-patak völgyében kialakult településekről az 1300-as évek elejétől maradtak fenn okleveles adatok, de ezek szövegéből és a települések nevéből következtetni lehet az Árpád-kori előzményekre is. A völgyben valószínűleg Nándor falu a legrégebbi település, amelyet talán éppen a honfoglaló magyarok elől a Maros völgyéből a hegyek közé húzódó nándor (bolgár) családok alapíthattak, akik itt, a hadak útjából félreeső völgyecsékben remélték kivárni a magyarok elvonulását. Az Árpád-korban, valószínűleg még jóval a 13. század előtt, amikor még az egész vidék királyi birtok volt, alakulhatott ki a Peták-patak partján a völgy első magyar települése, Pestes falu, a későbbi Nagy-Pestes, utóbb Felpestes vagy Felsőpestes, amely a 13. század eleji nagy királyi birtokadományozások után a Hermán nembéli birtokoscsalád birtokközpontja lett. Jelentőségét mutatja, hogy neve az első magyar térképen, Lázár deák 1510-es években készült térképén is szerepel (HAJDÚ – MOLNÁR 1970). Pestes településből sarjadt ki még az Árpád-korban a völgybéli birtoktest eladományozása előtt, a Peták-patak torkolatánál, a mai Cserna-, akkori nevén Egregy-folyócska partján Alpestes falucska, amely azonban nem került a Hermán nembéliek birtokába. Még az Árpád-korban kialakult egy újabb település is Nándor és Pestes között, Középtelek (utóbb Zsoszány) néven. A Peták-patak vízgyűjtőjén, a hegyek között számos kis falu is létrejött, közülük most csak a Nándortól nyugatra fekvő és az oklevelekben 1499-ben már szereplő Odvas (utóbb Ogres) és Simaság (utóbb Berlog) falucskákat említem, amelyek ugyancsak a pestesi Hermán nembéli ivadékok birtokai voltak. (DÉNES 1999).

A Pestes helységnév eddigi értelmezése

A Pestes helységnév már rég fölkeltette a földrajzinév-kutatók figyelmét. Abban egyetértettek, hogy a *Pestes* földrajzi név a *pest* köznévnél valamivel való ellátottságot jelző -s képzős származéka, amely olyan helyet jelöl, ahol valamilyen *pest* van vagy volt a névadás idején, de a név jelentését, etimológiáját illetően eltérő vélemények alakultak ki.

A *pest* köznevet a honfoglaló magyarság a Kárpát-medencében talált bolgár-szlávoktól vette át, az általuk beszélt ószláv nyelvben e szónak

kettős jelentése volt: 'kemence', illetve 'barlang, sziklaodú' (MIKLOSICH 1862–1865, 1874, 1886; SADNIK – AITZENMÜLLER 1955), és ilyen értelemben vehette át tőlük a kora Árpád-kori magyarság is azokon a vidékeken, ahol bolgár-szláv népelemekkel érintkezett. A székely népnyelv ma is használja a *pest* köznevet egy kemencefajta megjelölésére, és régi iratok többfelé is említenek *mészpest*-eket 'mészégető kemence' értelemben.

A *Pestes* földrajzi név jelentését vizsgálva HEFTY (1910) természetkutató a *pest* szónak 'szikla' jelentést tulajdonított. A néprajzos BÁTKY (1927) a *pest* köznév 'kemence' jelentéséből kiindulva úgy foglalt állást, hogy a *Pestes*-ek olyan helyek, ahol mészégető kemencék vannak, illetve voltak. MELICH (1938) becsületesen bevallja, hogy: „*a Pestes pontosabb jelentését nem tudjuk megállapítani*”. KNIEZSA (1963) nyelvészprofesszor a *pest* köznévből származó helynevek tárgyalása során említi a *Pestes* földrajzi neveket, de azok etimológiájának kérdését nem érinti. A közelmúltban elhunyt KISS (1988) a Földrajzi nevek etimológiai szótárában úgy foglalt állást, hogy: „*A Pestes helynév a magyar népnyelvi pest '(mészégető) kemence' főnévnek -s képzős származéka.*”

Csakhowy *Pestes* falu környékén nem épült az Árpád-korban sem vár, sem templom, sem egyéb olyan építmény, amelyhez ott meszet kellett volna ott égetni. Hunyad vagy Déva vára számára pedig nyilván nem kellett ilyen távolban égetni meszet, ha szükség volt rá, találhattak jóval közelebb is. A mészégető kemence, mint *Pestes* település névadásának indítéka valószínűtlennek tűnik.

De a *pest* köznévnél — mint említettem — a bolgár-szlávoknál, az ószláv nyelvben nemcsak 'kemence', hanem 'barlang' jelentése is volt, és így vette át tőlük a honfoglalás idején a magyarság is. Jómagam kutatásaim során már évtizedekkel ezelőtt arra a következtetésre jutottam, hogy a *pest* névelemet tartalmazó és hegyet vagy sziklát megjelölő, történeti és élő földrajzi neveinkben (ilyenek pedig a Gerecse-hegységtől a Székelyföldreig szép számban előfordulnak) a *pest* szó általában 'barlang' (és nem 'verem, hegy, kőszikla' vagy éppen 'kemence') jelentésű magyar földrajzi köznév (DÉNES 1975, 1978, 1997, 1999, 2002, 2003).

De vajon a Peták-patak völgyében számításba jöhet-e valamely barlang, sziklaodú a névadás indítékaként? Vizsgáljuk meg ezt a lehetőséget is. Első kérdés, hogy éltek-e a kora Árpád-korban a környéken olyan népelemek, akik a barlangok megjelölésére a *pest* szót használták? A válasz határozott igen! *Pestes* falutól nyugatra, ugyancsak a Peták-patak partján áll a honfoglalás kori bolgárok, akkori nevükön nándorok települése, Nándor falu, amelynek akkori lakosai a barlangok megjelölésére saját nyelvükön nyilvánvalóan a *pest* szót használták. Hogy Nándor falu határában, a telepü-

léstől nyugatra vannak barlangok, amelyekből őskori régészeti leletek kerültek elő, azt tudtam a szakirodalomból (*TORMA* 1878, 1880; *TÉGLÁS* 1880, 1882, 1902; *VÉKONY* 1987). De hogy ezeknek a barlangoknak vagy valamelyiküknek köze lenne Pestes település nevéhez, annak még a gondolata sem merült föl eddig senkiben. Én is kezdetben óvatos kétkedéssel gondoltam erre a lehetőségre, hiszen Pestes falu nem karsztos, szelíd domboldalak által közrefogott völgyben fekszik, sziklás hegyoldal nincs a közelében, Nándor faluval, ahol vannak barlangos sziklák, még csak nem is szomszédos, köztük terül el Középtelek (Zsoszány) tágas határa, tehát Pestes falu a Nándori-barlangokról közvetlenül nem kaphatta nevét, amelynek megfejtése ezek szerint nehéz feladat elé állított.

Pestes kutatása középkori oklevelekben

Megkíséreltem ezek után a középkori oklevelekből nyerni kutatásomhoz további adatokat és nem sikertelenül. *GYÖRFFY* (1987) említ Pestes falu kapcsán egy oklevelet, amely a Hermán nembéli birtokos család három ágának 1330. évi egymásközi birtokfelosztását rögzíti. Ezen oklevél szövegének elemzése során megállapítottam, hogy a völgyön Nándor felől Pestesen át az Egregybe igyekvő vízfolyás, a mai Peták neve akkor még *Pestes pataka* (*rivulus Pestus*) volt. Egy *CSÁNKI* (1913) által Középtelek kapcsán említett 1505. évi oklevélből pedig kitűnik, hogy a Nándor felől Középtelken át Pestes falu felé futó vízfolyás, a mai Peták neve akkor Középtelek településen, tehát a pataknak a Pestes falu fölötti szakaszán is *Pestes pataka* volt.

Pestes tehát a középkorban nemcsak a falunév volt, hanem a Nándor felől érkező és a településen keresztül folyó patak neve is! De kettőjük neve közül vajon melyik az elsődleges? A patakot nevezték-e el a településről vagy a települést a patakról? A névtudomány tapasztalatai azt tanítják, hogy ha egy vízfolyásnak és a mellette álló településnek azonos a neve, akkor bizonyosra vehetjük, hogy víznév az ősi, az elsődleges. Különösen megerősíti, sőt kétségtelenné teszi ezt, ha a vízfolyást a mellette álló azonos nevű település feletti szakaszán is ezen a néven nevezik (*BENKŐ* 1947). Esetünkben mindkét kritérium fennáll. Minthogy egy 1499. évi, középkori oklevél — mint említettem — a Pestes és Nándor falvak között a patak partján fekvő Középtelek határában, tehát a pataknak Pestes falu fölötti szakaszán is Pestes patakának nevezi a vízfolyást, kétség sem férhet ahhoz, hogy a település kapta nevét a patakról és nem fordítva, tehát a pataknév az ősi, az elsődleges, és nevének indítékát a vízfolyás felsőbb szakaszán kell keresnünk. De vajon miről nevezték el a patakot Pestes-nek? Talán mégis egy

ottani barlangról, illetve barlangos, odvas, pestes szikláról kaphatta-e nevét a patak és róla a település? E föltevésem helyességét vagy téves voltát csak terepi kutatással, alapos helyszíni bejárással lehetett megnyugtatóan eldönteni.

Terepi kutatás a Pestes-patak völgyében

Végigjártuk a Pestes-patak szélesen kitáruló völgyét torkolatától fölfelé, Alpestestől Felsőpestesen és Középlakon át Nándor faluig. Ez utóbbinak nyugati szélén a széles völgyet falszerűen felmagasodó mészkősziklák zárják le, amelyek közt kaput vágott magának a patak soktízezer éves eróziója. A sziklakapunak a patak fölé több mint 100 m-re felmagasodó déli pillére völgyre néző falában, mintegy 50 m-rel a patak szintje fölött messziről látható, tágas barlangszáj tátong. Felkapaszkodtunk a sziklákon és bejártuk az üreget. Két bejárata van, az egyik 5-6 m magas, 4 m széles, a másik 1,5 m átmérőjű. Ezek egyetlen, hatalmas, 12 m hosszú, 9 m széles, közelítőleg ellipszis vagy inkább vese alakú, 38 m kerületű, 9 m-ig felmagasodó terem-be vezetnek, amely szükség esetén számos család számára szolgálhatott menedékhelyül, és a régészeti leletek tanúsága szerint évtízezreken keresztül valóban szolgált is (VÉKONY 1987).

Ezt a sziklabástyában kialakult tágas üreget tehát minden e tájon valaha élt nép ismerte, és ha kellett, ezt a természet alkotta, bevehetetlen sziklaerődöt menedékkül használta. Bizonyára ezért húzódott ide, a barlangos, pestes szikla lábához a magyar honfoglaló seregek elől a Maros völgyében állomásozó dunai bolgárok, a nándorok egy csoportja is, hogy itt várja ki a dúló magyarok elvonulását. Aztán itt maradt és idővel beolvadt a magyarságba, de emléküket megőrizte a falu Nándor neve, a magyarság pedig tőlük kapta örökbe a barlang jelentésű *pest* köznevet, amelyből már a magyarok alkották a 'barlangos, odvas' jelentésű *Pestes* földrajzi nevet.

Van tehát barlang a *Pestes pataka* partján tornyosuló szikla falában és ráadásul olyan, a környéken minden korban, mindenki által jól ismert, messziről látszó barlang, amely a régészeti leletek tanúsága szerint az őskor óta a környéken élt minden nép által ismert volt. A kép tehát összeáll.

A vizsgált helynévcsoport kialakulása ezek szerint így vázolható fel: A mai Nándor falu helyén a honfoglalás előtt vagy során letelepült nándorok, dunai bolgárok a falujuk fölött magasodó sziklában nyíló barlangot a maguk nyelvén *pest*-nek nevezték. A völgyben megjelenő magyarok ezt a 'sziklaodú' jelentésű földrajzi köznevet átvették tőlük. Ahogy a Bakony-vidék színmagyar népessége a Bakonybél határában emelkedő barlangos sziklát *Odvas-kő*-nek nevezte Szent István korában és nevezi ma is, itt

azt a sziklát, amelynek oldalában a barlang ürege tátongott *Pestes-kő*-nek vagy röviden **Pestes**-nek nevezték a magyarok, ami pontosan ugyanazt jelentti, mint a bakonybéli *Odvas-kő*. A Pestes szikla tövében csörgedező patakot a **Pestes pataka** névvel jelölte meg a magyar lakosság minden környékbeli számára egyértelműen. A patak alsóbb szakasza mentén utóbb kialakult települést pedig a vízfolyásról nevezték aztán **Pestes**-nek. Ez az etimológia már — úgy érzem — nem támaszthat kétségeket.

Nyilván nem véletlen, hogy a Nándor falu fölött emelkedő barlangos sziklának az odatelepített románok utóbb Deaul Pesteri, magyarul Barlangos-hegy nevet adták, anélkül hogy a magyar Pestes szó értelmét ismerhették volna, hiszen e név eredeti jelentése a lakosság számára a románok betelepítésének idejére már feledésbe merült. A közös szemlélet alapján kialakult párhuzamos helynévadás (KNIEZSA 1944) jellemző esete ez, ami egyben megerősíti azt a megállapításunkat, hogy a Pestes földrajzi nevek névadásának indítéka a kora Árpád-korban a magyaroknak, ahogy utóbb, évszázadok múltán a betelepített románoknak is minden bizonnyal a messziről látszó és az egyértelmű helymegjölésre kiválóan alkalmas barlangos szikla volt.

A Pestes szikla barlangjának genezise egyébként minden bizonnyal úgy zajlott le, hogy a Ruszka-hegység belsejéből kelet felé lefutó csapadék eredetű vizek egy nyugat–keleti irányú tektonikus törésvonal mentén évtízezredek alatt völgyet vágtak be maguknak, előbb a lazább felsőkréta üledékekbe, majd a kialakuló völgyre közel merőleges vetőzóna mentén kibukkanó kréta mészkő sziklalépcsőbe is. A hosszantartó, fokozatos bevágódás során a völgy mindkét oldalának mészkőfalában a beszivárgó és kisebb-nagyobb karsztos üregeket kioldó csapadékvizek, valamint a patak oldalazó eróziója együttesen alakította ki a néhány nagyobb és több kisebb barlangot. A Pestes szikla barlangjának létrejöttében szerepet játszhatott a vető mentén a mélykarsztból felnyomuló meleg víz keveredési korróziója is.

Odvas és Berlog

Nándor falutól és a barlangos Pestes-kőtől nyugatra, a Peták-, a középkori Pestes-patak felső szakaszához déli irányból érkező mély vízmosás mentén, az erdő fái közt déli irányban kapaszkodtunk fölfelé az Erdőhát széles, lapos gerincére, ahol Erdőhát falucska, román nevén Dumbrava házai sorakoznak. Mielőtt e falucskát elérnénk a hátság északi oldalában, a vízmosás feje közelében, egymástól mindössze 100–150 méter távolságban két kicsiny házcsoporthat találhatók, amelyek ma Dumbrava faluhoz tartoznak. Mindkettő már a középkorban kis hegyi falucska volt, egy 1499. évi oklevélből kitűnik, hogy

a délebbinek akkor *Odvas* volt a neve, a tőle északra fekvő pici falu neve pedig akkor *Simaság* lehetett. A tatárjárást követő évszázad nagy román betelepítései nyomán e vidék régi színmagyar népességű falvainak lakossága a következő évszázadokban teljesen elrománosodott, így a régi magyar falvak neve román hangzásúvá változott, vagy egy-egy falu új, román nevet kapott. *Odvas* falu neve az újkorra *Ogres*, *Simaság* román neve *Berlog* lett CSÁNKI (1913) föltevése szerint, és így szerepelnek a 1880-as években fölvetett 1:75 000-es katonai térképen is. Terepbejárásunk alkalmával a két kis házcsoporthoz csak román nyelvet beszélő néhány asszonyt találtunk, mert a férfiak a földeken dolgoztak. Az asszonyok érdeklődésünkre, hogy ismernek-e a közelben barlangot, nem tudtak fölvilágosítást adni, egyikük mutatott csak nyugat felé, hogy ott a dombok közt van valami lyuk. Elindultunk az elég bizonytalan tájékoztatás alapján keresztül a gazos földeken. Már-már elbizonytalanodtunk, amikor találkoztunk egy román földművessel, aki kérdezősködésünkre már határozottabban mutatott északnyugat felé, hogy ott a domb lábánál van a „*tunel*”. A „*tunnel*” szó a német meg a francia nyelvben és nyilván a románban is ’alagút’ jelentésű. Hosszúnak tűnő útszakasz következett, néhol derékig érő gazon, tüskés bokrokon, árkokon keresztül egy nagy vízmosáshoz érkeztünk, benne mészkősziklákon patak csordogált alá. A vízmosás túloldalán emelkedő domb oldalában mohos mészkősziklák villantak meg.

A vízmosás felső, déli végében hatalmas sziklakuput pillantottunk meg. Ez tehát a „*tunel*” bejárata. Fölfelé kapaszkodva a patakocska mentén, a vízmosás szikláin, impozáns, 10-12 m magas sziklakupuhoz érkeztünk, amelynek alján erecske folydogált kifelé. A kapun át tágas átmenő barlangba jutottunk, ahol rövidesen a felső, déli bejárat fénye is fölcsillant, amelynek közelében még a mennyezeten is világított egy ablak, egy fölszakadás nyílása. A tágas átjáró barlangba a közepe táján, nyugatról alacsony, szűk oldalág torkollik be, ebből csordogál ki a patakocska vízere, amelyben apró állatok mozgását figyeltük meg, ezeknek azonosítása további vizsgálatot igényel.

Rátaláltunk hát arra a messziről ugyan nem látható, de a környék lakossága által nyilván mindenkor ismert, föltűnő sziklaüregre, amelyről az Árpád-kori magyarság a sziklát *Odvas-kő*-nek, vagy röviden *Odvas*-nak nevezhette. Az *Odvas* név utóbb a jellegzetes és a környéken egyedülálló sziklaüreg tágabb környékének megjelölésére is alkalmas volt, így a szomszédságában kialakuló kis települést is így jelölték meg, annak a földrajzi neve is ***Odvas*** lett. Az elrománosodó lakosság utóbb, az újkor elejére az *Odvas*-szomszédos, korábbi *Simaság* falucskát is a maga nyelvén ***Berlog***-ra keresztelte át. A *bârlog* szó a magyar *barlang* román megfelelője, amit a

románság a szlávoktól vehetett át, mint ahogy a magyarok is (KNIEZSA 1955). Tehát itt, az Odvas és a Berlog esetében is párhuzamos helynévadással állunk szemben.

Nem kétséges tehát, hogy bár az erdők mélyén rejtőzködő, de a környék lakossága által jól ismert és számon tartott impozáns sziklaüreg lehetett mind a középkori magyar *Odvas*, mind a románra átkeresztelt *Berlog* települések névadásának indítéka.

A tágas, karsztos átmenőbarlang genezisééről itt csak annyit, hogy azt a mészkő hegylábnak a vízmosás útját keresztező sziklanyúlványában a lefutó víz eróziója alakította ki egy litoklázis mentén, de preformálásában szerepet játszhatott a hegylábnál, a helyi erózió szintjében fakadó kis karsztforrás által kialakított primér vízjárat ürege is.

Összegzés

Terepi kutatásaim eredményeit a történelmi, okleveles adatokkal összevetve megállapíthatom, hogy a Hunyad megyei Pestes-patak meg Pestes települések Árpád-kori névadója nem valamilyen mészégető kemence, hanem a patak partján tornyosuló Pestes vagyis odvas-kő, barlangos szikla volt. És egy másik barlangos szikla, azaz odvas kő volt a névadója a Pestes-patak vízgyűjtő területén kialakult középkori Odvas és Berlog településeknek is.

IRODALOM

- BÁTKY ZS. (1927): Örmény, Örményes. — Magyar Nyelv. 23. p. 215–219.
- BENKŐ L. (1947): Víz- és helységneveink viszonyához. — Magyar Nyelv. 43. p. 259–263.
- BÓNA I. (1987): Daciától Erdőelvéig. A népvándorlás kora Erdélyben. — In: Erdély története. I. Akadémiai Kiadó. Budapest. p. 107–234.
- CSÁNKI D. (1913): Magyarország történelmi földrajza a Hunyadiak korában. V. Budapest.
- DÉNES GY. (1975): A Peskő hegynév és a tarnaleleszi Peskő barlangjai. — Karszt és Barlang I-II. p. 25–28.
- DÉNES GY. (1997): A *Munuhpest* sziklája és a *pest* köznév jelentése hegyek, sziklák nevében. — In: A magyar névtani kutatások legújabb eredményei (egyetemi oktatási segédlet). Az V. Magyar Névtudományi Konferencia előadásai. (Miskolc, 1995. augusztus 28–30.) I-II. Szerk.: B. GERGELY P. és HAJDÚ M. A Magyar Nyelvtudományi Társaság és a Miskolci Egyetem Bölcsészettudományi Intézetének kiadása. Miskolc–Budapest. p. 284–288.

- DÉNES GY. (1999): A Hunyad megyei Pestes-patak völgye középkori történeti földrajza. — Erdély természeti és történeti földrajza. Nyírségi Földrajzi Napok. 1999. okt. 20–22. Nyíregyháza.
- DÉNES GY. (2002): Magyar karsztföldrajzi szókincsünk középkori elemei. —Karsztfejlődés VII. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. p. 43–51.
- DÉNES GY. (2003): A bolgárok sószállítmányainak útvonala a Dunakanyaron és a Kisalföldön át Morávia felé a magyar honfoglalás előtti években. A Nándor és Pest történeti földrajzi nevek tanúságtétele. — In: A Dunántúl és a Kisalföld történeti földrajza. Szerk.: FRISNYÁK S. – TÓTH J. Nyíregyháza–Pécs. p. 43–52.
- GYÖRFFY GY. (1987): Az Árpád-kori Magyarország történeti földrajza. III. Akadémiai Kiadó. Budapest.
- HAJDÚ M. – MOLNÁR J. (1978): Az első magyar térkép helynevei. Magyar Névtani Dolgozatok. 7. sz. ELTE kiadás. Budapest.
- HEFTY GY. A. (1911): A térszínformák nevei a magyar népnyelvben. — Magyar Nyelvőr. 40. p. 304.
- KISS L. (1988): Földrajzi nevek etimológiai szótára. Negyedik, bővített és javított kiadás. Akadémiai Kiadó. Budapest.
- KNIEZSA I. (1944): A párhuzamos helynévadás. Egy fejezet a településtörténet módszertanából. Budapest.
- KNIEZSA I. (1955): A magyar nyelv szláv jövevényszavai. Akadémiai Kiadó. Budapest.
- KNIEZSA I. (1963): Charakteristik der slawischen Ortsnamen in Ungarn. — Studia Slavica. 9. p. 27–44.
- MELICH J. (1938): Melyik nép nevezte el Pestet *Pest*-nek? — Magyar Nyelv. 34/5-6. p. 129–140.
- MIKLOSICH, F. (1862–1865): Lexicon paleoslovenico–greco–latinum. Wien.
- MIKLOSICH, F. (1874): Die slavischen Ortsnamen aus Appellativen. II. — Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Philosophisch–Historische Classe. 23. Wien.
- MIKLOSICH, F. (1886): Etymologisches Wörterbuch der slavischen Sprachen. Wien.
- PESTY F. (1864–1865): Magyarország helynévtára. Hunyad megyei kötet. Kézirat. Országos Széchényi Könyvtár Kézirattára. Budapest.
- SADNIK, L. – AITZENMÜLLER, R. (1955): Handwörterbuch zu den altkirchen-slavischen Texten. 'SGravenhage – Heidelberg.
- TÉGLÁS G. (1880): A nándori barlangcsoport Hunyadmegyében. — Természettudományi Közlöny. 12. p. 303–315.

- TÉGLÁS G.* (1882/1883): A Peták-völgyi őstelepek s a nándori barlangcsoport Hunyadmegyében. — *Archaeologiai Értesítő*. Új folyam. 2. p. 101–112.
- TÉGLÁS G.* (1902): Hunyadvármegyei kalauz. Az Erdélyi Kárpát-egyesület kiadása. Kolozsvár.
- TORMA ZS.* (1879): Neolit kőkorszakbeli telepek Hunyadmegyében. — *Erdélyi Múzeum*. VI. pp. 129–155, 190–192, 193–211.
- TORMA ZS.* (1880): A nándori barlangcsoportozat. — *Erdélyi Múzeum*. VII. pp. 153–171, 185–211.
- VÉKONY G.* (1987): Erdély őskora. — In: *Erdély története*. I. Akadémiai Kiadó. Budapest. p. 13–32.

BARLANGFELFEDEZÉSEK ALAKULÁSA A MŰSZAKI FEJLŐ- DÉS TÜKRÉBEN

HAZSLINSZKY TAMÁS

1145 Budapest, Bácskai u. 3.

Abstract: The number of the longest and deepest caves of the world have been increasing for the past 35 years. The number of the longest caves 22 times, the deepest 36 times more than before. According to the last statistics, 45 caves of the world are longer than 50 km and 73 caves are deeper than 1000 metres. 56% of the caves longer than 50 km and 71% of the caves deeper than 1000 m are located in Europe. Considering a narrower group of longest and deepest caves (length over 100 km and depth over 1500 m), the trend of increase is just like the above mentioned tendency although the continental distribution is more equal. Namely, 43% of the caves longer than 100 km and 63% of the caves deeper than 1500 m are located in Europe. A parallel can be drawn between this development and the lightweight but adequately strong plastic ropes, the expansion of descenders and ascender and the spread of the single rope technology.

Bevezetés

A barlangok tudományos feltárása, feldolgozása, kutatása, megismerése nem nélkülözheti azok technikai eszközöket igénylő feltáró kutatását, bejárását, amit szokás – néha tudományos oldalról kissé pejoratív felhanggal – sportbarlangászatnak nevezni. Be kell azonban látnunk, hogy az ő munkájuk, eredményeik nélkül a tudományos barlangkutató „munka nélkül”, azaz kutatható objektum nélkül maradna, ugyanakkor pedig a feltáró kutató is hasznosítani tudja a tudományos eredményeket munkája során. Célszerűnek látszik ezért a barlangfeltárási eredményeket – elsősorban a statisztika tükrében – áttekinteni.

A barlangok – ezen belül a hosszú és mély barlangok – behatóbb megismerése az utóbbi százötven évre tehető, és pedig egyre gyorsuló mértékben. (A Baradla-barlang pl. Vass Imre felmérése és leírása alapján – 1831-ben 4194 öl, azaz mintegy 8 km – annak idején a világ leghosszabb ismert barlangja volt, de még 1965-ben is a világranglista 8., és 1977-ben pedig még a 26. helyén állt. Ma már – 25 km-es hosszával – az első százba sem fér bele.)

A technikai fejlődés rövid áttekintése

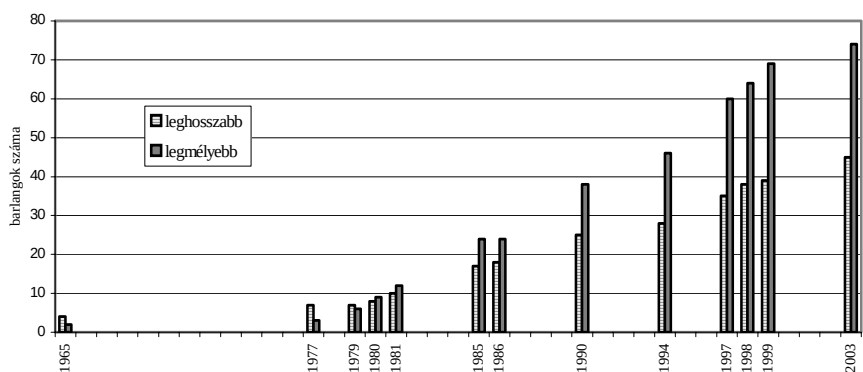
Egészen az 1970-es évekig Európa-szerte a függőleges barlangok, barlangszakaszok leküzdésére a kötélhágcsókat használták. Ezek szállítási, összerakási nehézségei, időigénye meghatározták ill. korlátok közé szorították

a velük elérhető mélységet. Különösen a korábban használatos vastag kenderkötelek, majd az ezekből készített kötélhágcsók voltak súlyosak, amit a barlangok nedves, sokszor vizes környezete tovább súlyosbított. Az ezekkel történő barlangkutatás jelentős mélységek elérését nem, vagy csak igen nehezen tette lehetővé. Előrelépést jelentett a drótköteles (vékony acélhuzalos), majd duralumínium fokos hágcsók kifejlesztése, melyek lényegesen kisebb súlya és terjedelme, összekapcsolásának egyszerűsítése nagymértékben megkönnyítette a nagyobb mélységekbe való leereszkedést.

Forradalmi fejlődést azonban csak az egyköteles technika bevezetése hozott, aminek feltétele az egyrészt a könnyű és megfelelő szilárdságú, tartósságú műanyag kötelek, valamint az ereszkedő és mászógépek (máig is tartó) kifejlesztése volt. Franciaországban és az Egyesült Államokban már a 60-as évek közepén kezdtek ezek az eszközök és módszerek elterjedni, Közép-Európában azonban nehezen, csak a hetvenes évek elején-közepén tért hódítani. Ezt a lassúságot magyarázza, hogy – mint a korabeli szakfolyóiratokban megjelent írások bizonyítják – eleinte meglehetősen sokan kételkedtek az eszközök előnyeiben és főleg biztonságosságában. Még a 80-as években is voltak kutatók, akik a kötélhágcsót részesítették előnyben. (Az osztrák barlangkutatók pl. csak egy 1970. évi expedíción ismerkedtek meg először a Jumar-technikával. Az 1973-ban Gombaszögön rendezett barlangásztáborban már több mint egy tucat különböző mászóeszközt mutattak be, vitattak meg és próbáltak ki.) Az eszközök és a módszer korszerűsödése, valamint egyértelmű előnyei végül is győzedelmeskedtek, s ma már az egész világon általánosan használatosak. (KLAPPACHER 1974). Az egyköteles technika esetében a felszerelés terjedelme, súlya, s ezzel szállítási igénye, valamint be- és kiszerezési időigénye lényegesen kedvezőbb a régi módszerekénél. Ezekből adódik az is, hogy a korábbiaknál jelentősen kevesebb létszámmal is lehet hatékony kutatást végezni.

A leghosszabb és legmélyebb barlangok számának alakulása

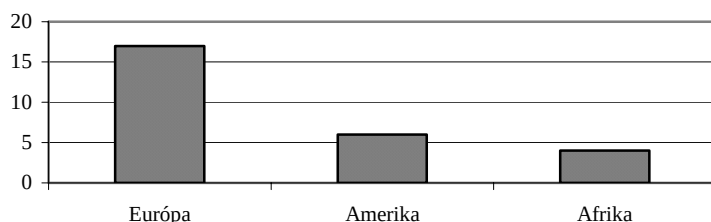
Az 1. ábra a világ leghosszabb és legmélyebb barlangjai számának alakulását szemlélteti az utóbbi mintegy 40 évben (EGRI 1979, JAKÁL *et al.* 1982, MARCHAND szerk. 1966, SCHMITT 1986, *ATLAS DES GRANDES CAVITÉS MONDIALES* 1986, BOL. SOC. VENEZOLANA ESPEL. 1990, *SPELEOLOGIA* 1987, 1988, 1997, *SPELUNCA* 1999, 2000, 2003, *STALACTITE* 1990, *SUBTERRÁNEA* 2001, *THE INTERNATIONAL CAVER* 1993, 1997; a többi ábrára vonatkozóan is).



1. ábra. A világ 50 km-nél hosszabb és 1000 m-nél mélyebb barlangjai számának alakulása

2. Fig. 1. Numbers of caves over 50 km length and 1000 m depth

Érdeemes megfigyelni, hogy eleinte a leghosszabb barlangok száma dominál, majd a 80-as évektől, a technikai fejlődés következtében meggyorsul a legmélyebb barlangok számának növekedése, mely a mai napig is meredekebben nő, mint a leghosszabbaké. (Az elmúlt 35 év alatt a leghosszabb barlangok száma több mint 22-szeresére, a legmélyebbeké több mint 36-szorosára növekedett.) A legújabb statisztika szerint a világon 45 barlang haladja meg az 50 km-es hosszúságot, és 73 pedig az 1000 m-es mélységet.

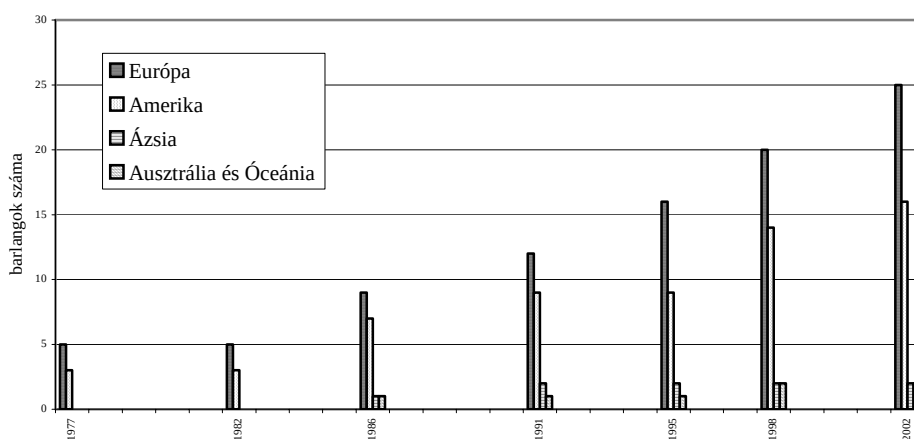


2. ábra. 100 m-nél hosszabb barlangi szifonok ill. víz alatti barlangszakaszok száma (1991)

Fig. 2. Siphons and underwater parts longer than 100 m (1991)

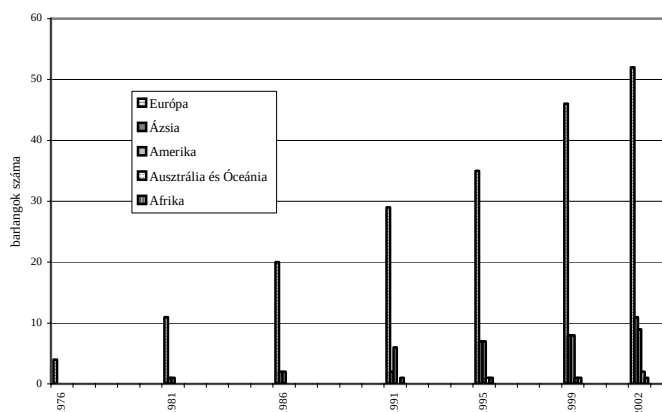
Míg a legmélyebb barlangok számának növekedése túlnyomó részben a technikai fejlődésnek köszönhető, a leghosszabb barlangok számának valamivel lassúbb, de szintén dinamikus növekedése a technikai fejlődés (pl. a nittelési technika számos korábban el nem érhető felső járat, s ezen keresztül újabb vízszintes hosszak bejárását tette lehetővé) mellett a korábban szinte ismeretlen, nehezen járható tengerentúli egzotikus területekre vezetett

expedíciók eredményes kutatására vezethetők vissza, de nem elhanyagolható a bűvártechnika fejlődésének szerepe sem (2. ábra).



3. ábra. Az 50 km-nél hosszabb barlangok számának alakulása földrészenként
Fig. 3. Numbers of caves longer than 50 km in continental distribution

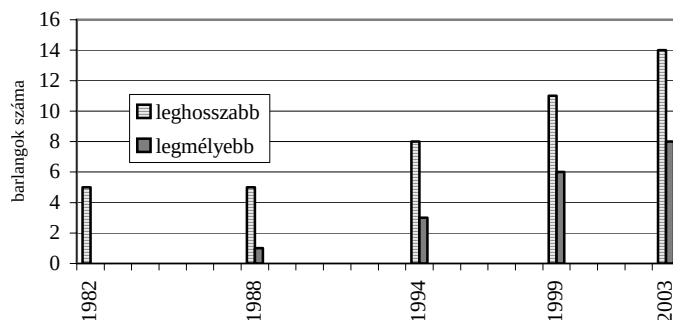
A nagy barlangok földrészenkénti megoszlása



4. ábra. Az 1000 m-nél mélyebb barlangok számának alakulása földrészenként
Fig.. 4. Numbers of caves deeper than 1000 m in continental distribution

Érdekes áttekinteni a leghosszabb és legmélyebb barlangok eloszlását földrészenként (3, 4. ábra). Első pillantásra is feltűnő az európai földrész kiemelkedő részesedése a leghosszabb barlangok, de különösen a legmélyebb barlangok között. Az 50 km-nél hosszabb barlangok 56 %-a, az 1000 m-nél mélyebbeknek pedig 71 %-a található Európában. Ha szűkítjük a leghosz-

szabb és legmélyebb barlangok körét (5. ábra), a növekedés trendje meg-
egyezik az előbbiekkal. A földrészenkénti megoszlás azonban kiegyen-
lítettebb, azaz, a 100 km-nél hosszabb barlangoknak 43 %-a, az 1500 m-nél
mélyebbeknek pedig 63 %-a van Európában

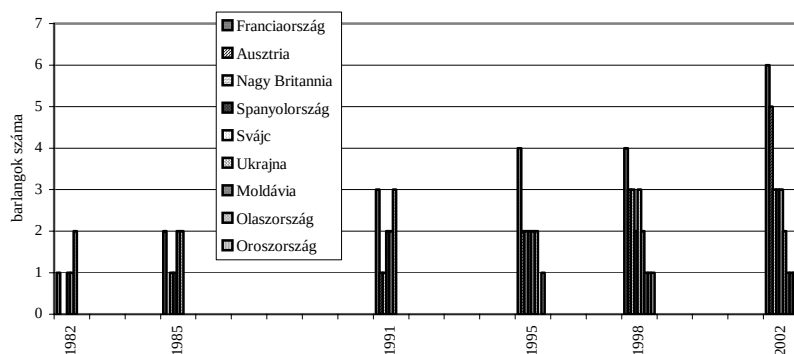


5. ábra. A 100 km-nél hosszabb és 1500 m-nél mélyebb barlangok számának alakulása
Fig. 5. Numbers of the caves longer than 100 km and deeper than 1500 m

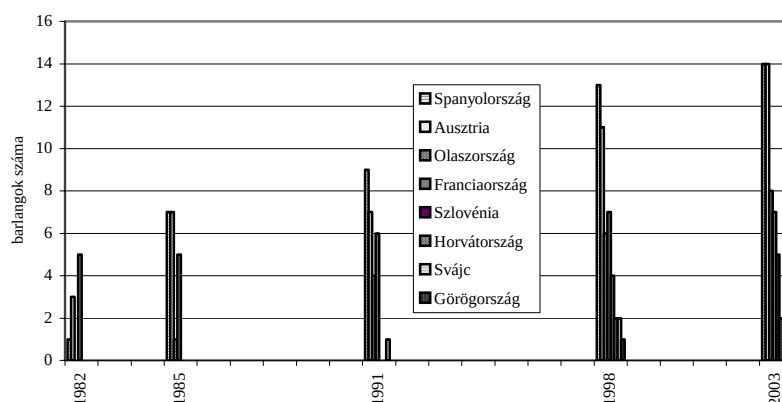
Mire vezethetők vissza a földrészek közötti különbségek?

1. Elsődleges és meghatározóak az adott terület földrajzi-földtani viszonyai. *Európa* kiterjedt karsztterületei, nagy magasságú karszfennsíkjai, karsztvo-
nulatai (KORDOS 1983. szerint Európa területének 13,5 %-án vannak *karsz-
tosodott kőzetek*, szemben a 4 %-os világtalaggal) – ötvöződve a 2. pontban
részletezett feltételekkel – indokolják a leghosszabb és legmélyebb barlan-
gok listáján elfoglalt első helyet. *Észak- és Közép-Amerika* is bővelkedik
karsztterületekben, még ha a területéhez viszonyított arány alacsony is.
Ázsia – elsősorban DNy-Ázsia és Indonézia területén – rendelkezik olyan
természeti adottságokkal, ahol még további feltárások várhatók. *Ausztrália
és Óceánia* területén nem jellemzőek a hosszú és mély barlangok. *Afrikában*
az észak-afrikai Rif-hegység volt alkalmas mély barlangok kialakulására.
2. Jelentős tényező az illető ország gazdasági-kulturális fejlettsége. Nem
véletlen, hogy legelőször ott emelkedett jelentősen a nagy és mély barlan-
gok száma, ahol a megfelelő gazdasági, műszaki és tudományos háttér ren-
delkezésre állt, mint pl. Nyugat- és Közép-Európában (6, 7. ábra), valamint
Észak-Amerikában. Ehhez járul az is, hogy a barlangkutatás még ma is
nagyraoszt intézményi támogatás nélküli hobbi, s így szintén a gazdaságilag
fejlettebb, ún. jóléti államok amatőr kutatóinak adatik meg, hogy az egyre
költségesebb felszereléseket igénylő tevékenységnek hódolhassanak.

3. Hogy az utóbbi években, évtizedben a fent említett földrészeken kívül (főként Ázsia) is növekszik a nagy és mély barlangok száma, elsősorban a fent említett fejlett földrészek országainak kutatói által szervezett nemzeti-nemzetközi expedícióknak köszönhető.



6. ábra. Európa 50 km-nél hosszabb barlangjai számának alakulása
Fig. 6. Numbers of the European caves longer than 50 km



7. ábra. Európa 1000 m-nél mélyebb barlangjainak alakulása
Fig. 7. Numbers of the European caves deeper than 1000 m

Kitekintés

Hat évvel ezelőtt e témakörben már közzétettem egy rövidebb közleményt (HAZSLINSZKY 1998), melyben jeleztem, hogy ez a töretlen fejlődés előbb-utóbb le fog lassulni. Mint ahogy azonban az 1. ábrán látható, a mai napig ez az idő még nem következett be. És ha figyelembe vesszük, hogy olyan

területeken, ahol már régóta nem vártak a szakemberek jelentős újabb feltárásokat, mégis bekövetkezett (pl. a rózsadombi barlang-vidék – József-hegyi-barlang, Pál-völgyi-barlang), akkor a példában említett területnél jóval kevésbé feltárt, ismert és lényegesen nagyobb kiterjedésű karszterületek esetében fokozottan várható újabb nagy és mély barlangok feltárása.

IRODALOM

- EGRI L.* (1979): Barlangászok könyve – Kriterion, Bukarest
HAZSLINSZKY T. (1998): Néhány szó a leghosszabb és legmélyebb barlangokról – MKBT Tájékoztató 1998. júli–aug. p. 15–16.
JAKÁL J. et al. (1982): Praktická speleológia – Vydavateľstvo Osveta
KLAPPACHER, W. (1974): Neue Methoden der Schachtbefahrung – Die Höhle 25. évf. 2. füzet, p 49–62.
KORDOS L. (1983): Európa karszterületei – Egyetemi jegyzet, Debrecen
MARCHAND, G. szerk. (1966): Spéléologie – Western Publishing International, Paris
SCHMITT, G. E. (1986): Ich war in der Unterwelt – Verlag Herder, Freiburg
ATLAS DES GRANDES CAVITÉS MONDIALES – UIS–FES (1986)
BOL. SOC. VENEZOLANA ESPEL. (1990. 24.)
SPELEOLOGIA (1987. 17.; 1988. 19.; 1997. 36.)
SPELUNCA (1994. 4; 2000. 4; 2003. 2.)
STALACTITE (1990. 1.)
SUBTERRÁNEA (2001. 16.)
THE INTERNATIONAL CAVER (1993. 8; 1997. 19.)

MAGYARORSZÁG NEMKARSZTOS BARLANGKATASZTERÉ- NEK DIGITÁLIS FELDOLGOZÁSA

ESZTERHÁS ISTVÁN¹, SZENTES GYÖRGY²

¹8045 Isztimér, Köztársaság - út 157.

²Alte Frankfurter Str.22 B D - 61118 Bad Vilbel szentesg@aol.com

Abstract. The Volcanspeleological Collective has carried out the study and cataloguing of non-karstic caves in Hungary since 1983. They have compiled descriptions, surveys and photographs from each recorded cave. The cave documentation fills more than twenty volumes, mainly as manuscript notes. However, access to this documentation is restricted. We decided to compile an easily accessible, standard list, of non-karstic caves in Hungary, where changes and updates can be easily made. We decided that a digital list would be the most suitable format. We began to compile the register in 2002. We have listed each known non-karstic cave and located their positions on a map. Cave surveys and photographs, accompanied by short descriptions were also included in the list. Eighteen regions are represented where non-karstic caves occur. Index Maps were prepared for most of the regions. These are linked to the detailed maps with tabular summaries. The language of the list is Hungarian with an English translation, mainly to facilitate the use of the homepage. The digital presentation of non-karstic caves was carried out using Arcview GIS as well as available digital map material. Detailed Maps and Index Maps with different scales were developed for specific regions as project files (apr). Layout Maps were then prepared. The layout maps were exported in jpg file format. This enables further utilization and handling. The dbf database was filled with cave data and other data to generate regional data sheets. The digital data from the non-karstic cave list facilitates its use by various presentation software programs and allows transfer of the cave registry to other formats. The final summary of the non-karstic caves in Hungary is to be found on the Home Page of the cave list. All relevant data has been compiled in htm and html file format.

Bevezetés

A nemkarsztos barlangok közé tartozik valamennyi szingenetikus barlang és a posztgenetikusok közül azok, amelyekben döntően az aprózódás (alteratio), a mállás (decompositio) és a koptatás (korrázio) lepusztító folyamatai alkotják az üregeket, kivéve a savas oldódást (korrózió), amelynek ez esetben csak kiegészítő, alárendelt szerep jut. E rövidített (ezért nem is teljes) definícióhoz kiegészítésként még hozzátehetjük, hogy ezen előbb felsorolt barlangképző hatások főleg magmás, nagy szilikáttartalmú üledékes és metamorf kőzetekben fejtik ki a hatásukat.

A kataszterbe felvett objektumok

A kataszter 1055 barlangmegjelölést (valójában a két esetben előforduló többszámú megjelölés miatt) 1072 nemkarsztos barlangot tartalmaz. A kataszterbe felvettük az összes jelenleg is létező természetes nemkarsztos

barlangot, amelyek 2003 -ig ismertté váltak. Tovább szerepelnek még az összesítésben (külön megjegyzéssel ellátva) az egykor bizonyítottan létezett, de mára már megsemmisült barlangok, az egyes természeti tájak országhatáron átnyúló részén található barlangok, valamint azok a mesterséges üregek, melyeket az adott helyen lakó emberek barlangnak tartanak, úgymint a felhagyott és barlangként viselkedő bányatárók, menedékhelyek, egykori remetelakások, sok száz éves gazdasági objektumok, sziklakápolnák és egyéb kultikus üregek, de nincsenek számba véve a pincék, az egykori belterületi barlanglakások, kazamaták, katonai bunkerek, légvédelmi óvóhelyek, ipari létesítmények.

Magyarország nemkarsztos barlangtípusai

A magyarországi nemkarsztos barlangok többsége, 766 db magmás kőzetekben, főként andezitben, bazaltban, riolitban, valamint ezek tufáiban alakult. Üledékes kőzetekben, zömmel homokkőben és konglomerátumban 216 barlang ismert. A metamorf kőzetekben ismert 70 barlang főleg mészfilitben és zöldpalában van.

Ezek a barlangok igen változatos eredetűek. A magmás kőzetekben alakult szingenetikus barlangok közül előfordulnak a gázhólyagok, a bányák által feltárt kristálykamrák. Szintén magmás kőzetekben található a lúgos oldódású üregek, a fumarolabarlangok, a gőzrobbanásos üregek, a kimállásos orgonaközők, gyapjúsákközők és köhidak. A magmás, üledékes vagy átalakult kőzetekben egyaránt gyakoriak a tektonikus hasadékbarmangok, a felszakadásos labirintusok, az atektonikus barlangok, vagy a konzekvencia-barmangok. Az eróziós fülkék, ereszek, alagutak a tufákban, homokkőekben és löszben alakultak.

A mésztufák lerakódása közben sajátos szingenetikus barlangok keletkeztek. A mesterséges üregek folyosóit, tároít, egy vagy több helyiséges fülkéit, termeit leggyakrabban tufába és homokkőbe (ritkán másféle kőzetbe is) készítették.

Rövid kutatástörténet

A nemkarsztos barlangok némelyikében neolit-,bronz- és vaskori leletek is előfordulnak (legyesbényei Nagy-barlang, kapolcsi Pokol-lik stb.). Az első írásos említés 1295-ből származik (lovasberényi Likas-kő). Az első tudományos expedíciót Szabó József geológus vezette 1869-ben a Mátrában lévő Csörgő-lyuk alaposabb megismerésére. Ezután hosszú szünet után néhány

kutató az 1930-as években foglalkozott nemkarsztos barlangokkal, majd az 1950-60-as években volt egy ismételt fellendülés e barlangok kutatásában.

A nemkarsztos barlangok szervezett kutatása 1983-ban kezdődött, melynek során egyéb kutatási témák mellett tervszerű terepbejárásokkal igyekeztek a programban résztvevők számbavenni Magyarország nemkarsztos barlangjait. A korábban is említett 119 barlanghoz 724 azelőtt még ismeretlen barlangot találtak. Tehát a kataszter összeállítását mintegy 20 éves előkészítő munka vezette be.

Az 1. ábra bemutatja a nemkarsztos barlangok magyarországi előfordulásait. Az I. táblázat statisztikusan foglalja össze a feldolgozott barlangokat.

A következőkben felsoroljuk Magyarország leghosszabb természetes nemkarsztos barlangjait:

1. Csörgő-lyuk (riodácittufa) Mátraszentimre 428/-30 m
2. Papp Ferenc-barlang (homokkő-konglomerátum-mészkő) Pilisborosjenő 400/-62 m
3. Várhegyi-mésztufabarlang (mésztufa) Budapest kb 400/+5 m (tárók nélkül)
4. Anna-mésztufabarlang (mésztufa) Miskolc kb. 380/±18 m (tárók nélkül)
5. Tettyei-mésztufabarlang (mésztufa) Pécs 218/+3 m
6. Pulai-bazaltbarlang (bazalt) Pula 151/-22 m
7. Csák-kői Nagy-barlang (riolit) Gyöngyössolymos 133/+14 m
8. Soltészkereszt-mésztufabarlang (mésztufa) Miskolc 115/+2 m
9. Halász Árpád-barlang (bazalt) Nagyvázsony 72/-6 m
10. Szilvás-kői-barlang (bazalt) Salgótarján 65/-13m
11. Betyár-barlang (meszes homokkő) Mátraverebély 62/±6 m
12. Táncterem - Lepkés-ág (andezitagglomerátum) Bánhorváti 58/-6 m
13. Szabó József-barlang (homokkő, márga) Pilisborosjenő 55/-14 m
14. Sas-kövi-barlang (andezittufa) Szentendre 53/-10 m
15. Sárkánytorok-barlang (bazalt) Salgótarján 51&-16 m
16. Pokol-lik (bazalt) Kapolcs 51/+4 m
17. Vasas-szakadék I. sz. barlangja (andezitagglomerátum) Szentendre 50/-19 m
18. Arany-barlang (riolittufa) Tállya kb. 50/+3 m

A digitális pont-objektumok elhelyezése a digitális térképeken

A barlangok digitális feldolgozása az Arcview GIS felhasználásával történt, a rendelkezésre álló digitális térképanyag (Otab, dta50, Geometria, Corine) igénybevételével. Egy adott területről különböző méretarányú térképek ké-

Először a térképek formálása történt meg szín, vonalvastagság, feliratok stb. tekintetében a barlangok és felirataik kihangsúlyozott ábrázolása mellett. Ezután elkészítettük az egyes térképek Arcview layoutjait. A layout egy feliratokkal, méretaránnal és szükség szerint jelmagyarázattal ellátott térkép. A továbbiakban a layout térképeket jpg fájlok formájában exportáltuk, ami lehetőséget nyújt a térképek további felhasználásához és kezeléséhez.

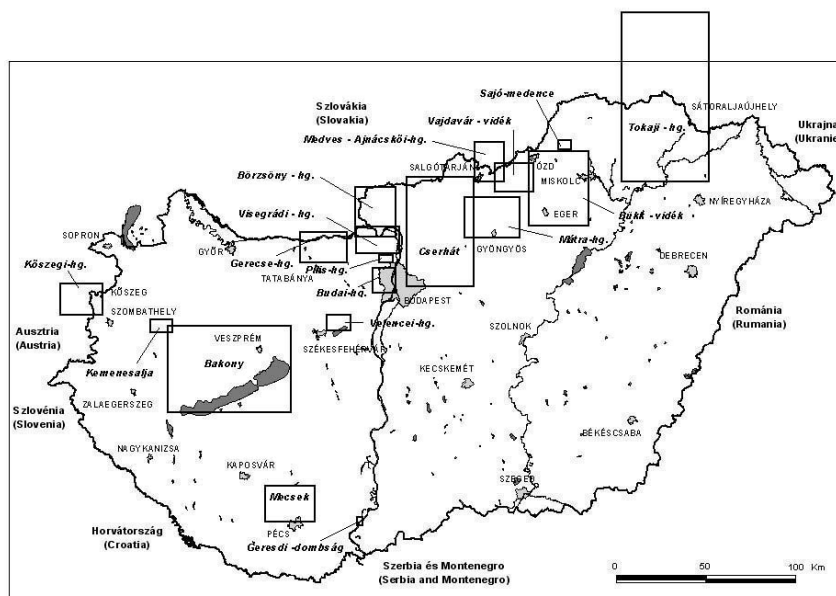


Fig. 1.: Regions where non-karstic caves occur in Hungary
(Shown on the Homepage as Index Map of Hungary. The Regions are related to the respective Regional Index Map)

A kataszterben szereplő barlangok statisztikus összefoglalása
Statistical Summary of the Cave Registry

terület	barlangok száma	ebből megjegyzésként													
		mesterséges	részben mesterségesen bővített	azonosítatlan	irodalom után	monda szerint	régészeti leletek	bányában	lebányászva, lefejtve	betömve, feltöltve	beomlott	csak barlangtorzó	vízzel elárasztva	jeges	nem Magyaro. területén
Bakony	166	20			3				17	3	3	8	1	2	
Börzsöny	109	4	5	6	5			1	1						7 (Szlovákia)
Budai - hg.	16	11	1						2						
Bükk - vidék	51	15			1				1		2			1	
Cserhát	23	10	3		2			1	1	1	2				
Gerecse	4						1			1					
Geresdi - dombság	1	1					1								
Kemenesalja	3	1							1						
Kőszegi - hg.	68	8				1			6						20 (Ausztria)
Mátra	73	11			6			4		1			4		
Mecsek	33	6	4							4	1				
Medves - Ajnácskői - hg.	91	4					4		2	1	1			2	59 (Szlovákia)
Pilis	6										2				
Sajó - medence	1														
Tokaji - hg.	294	8	2								4			1	17 (Szlovákia)
Vajdavár - vidék	19	6									3	1			
Velencei - hg.	16	1													
Visegrádi - hg.	81	7			7						4				
Összesen:	1055	113	15	6	24	1	6	6	31	11	22	9	5	6	103

Néhány kivételtől eltekintve a területek barlangjait csak több térképlapon lehetett feltüntetni. Ezért szükségessé vált területi áttekintő térképek szerkesztése, amelyek bemutatják az egyes, barlangokat feltüntető térképlapok pontos helyzetét.

A területek elhelyezkedését egy országos áttekintő térképen ábrázoltuk és emellett táblázatos formában is összefoglaltuk.

Hasonlóan a részletes térképekhez, az áttekintő térképekről is készült layout jpg képfájl exportálással és a már említett további felhasználás lehetőségével.

A barlangjelekhez kapcsolt adatok

A barlangok bejáratainak digitális pont-objektumai mellett automatikusan keletkező adatbázis fájlokat (dbf) a következő adatokkal töltöttük fel: a terület barlangjainak sorszáma, a barlang neve, megjegyzés (mesterséges, beomlott stb.). Az adatokhoz numerikus mezőként hozzáadtuk az Arcview által szolgáltatott országos koordináta adatokat (eov_x és eov_y). Ezen adatok változtatása esetén (pl. pontosabb mérések eredménye) a barlang bejáratának pontja is automatikusan megváltoztatja a helyét.

A területi adatbázis lapok elkészítése céljából a dbf adatbázis adatait wks (MsWorks) és xls (MsExcel) fájlként táblázati formába másoltuk. Ez, ahol áttekintő térkép szükséges, lehetővé tette egy további adatbázis lap szerkesztését is, mégpedig a nemkarsztos barlangok listáját a területi áttekintő térképen feltüntetett részletes térképlapok szerint elosztva.

Barlangtérképek és fényképek

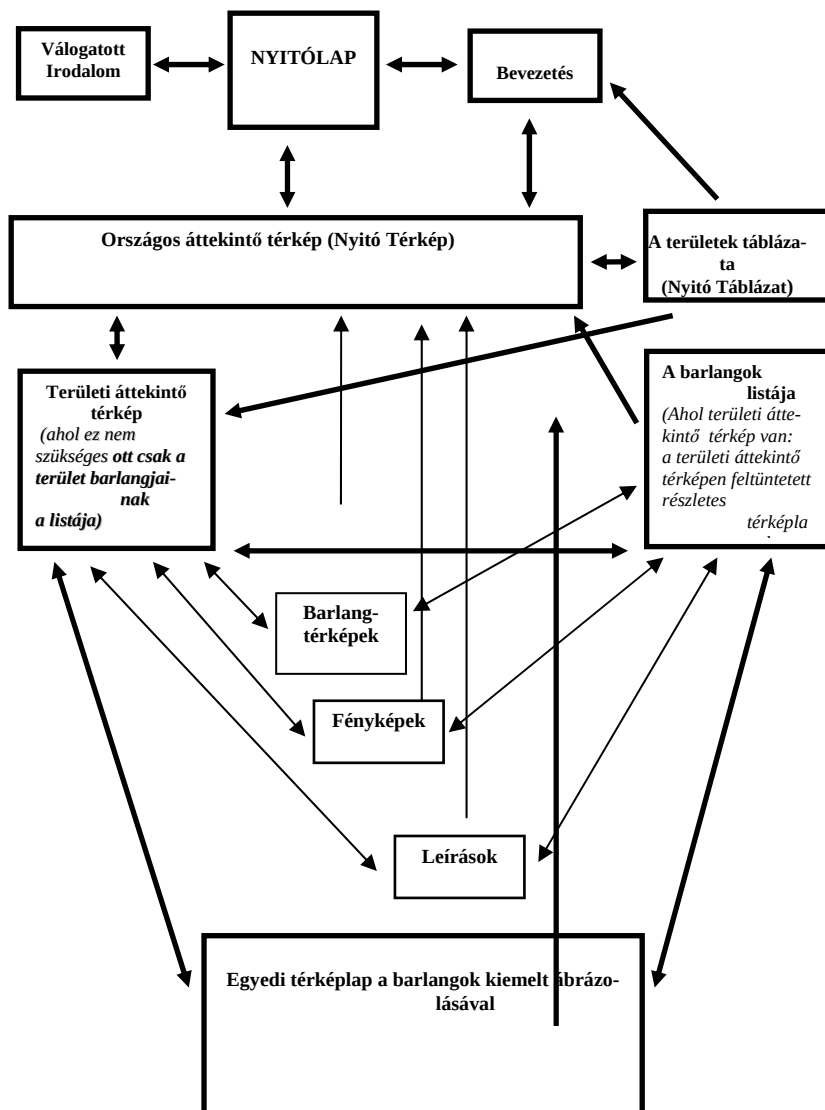
A barlangtérképeket és fényképeket scanneléssel digitalizáltuk és jpg képfájl formátumban rögzítettük. A leírásokat egyszerű txt fájlként írtuk be.

Összefoglalás

Az összegyűlt digitális kataszter adatok, úgymint a jpg formátumú részletes és áttekintő térképek, barlangtérképek és fényképek, a wks és xls formátumú területi adatbázis lapok, valamint a leírások lehetővé teszik a kataszter változatos bemutatását és továbbítását.

A képfájlok (térképek, fényképek), a területi adatbázis lapok ki-nyomtathatók. Ezen fájlok (ha szükséges a wks, xls és txt fájlok kíséretében) egyedileg vagy sorozatban (dia vetítés) megtekinthetők a képernyőn vagy

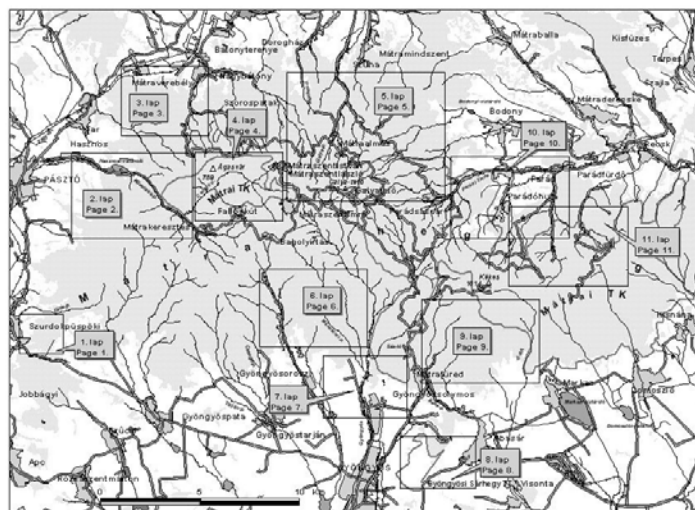
digitális projekcióval. Az adatok digitálisan másolhatók és továbbíthatók (floppy, CD, e-mail).



2. ábra: A kataszter honlapjának felépítése
Fig. 2.: Structure of the Homepage of the Registry

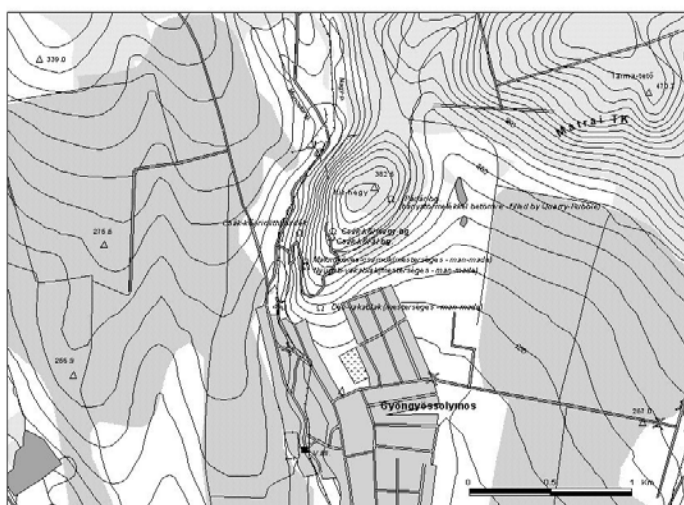
A magyarországi nemkarsztos barlangok digitális kataszterének teljes összefoglalásaként elkészítettük a kataszter honlapját. A fent említett adatokat htm ill. html fájlalba bedolgozva és ezen fájlokat logikus összekötésbe hozva mutatjuk be a katasztert leírások, fényképek és barlang térképek

kíséretében. Ennek szerkezetét a 2. ábra mutatja be, és a konferenciák során pedig CD-ről kerül bemutatásra.



3. Ábra: Egy példa a területi áttekinthető térképre (Mátra - hegység)
(A Honlapon mint Mátra - hegység Áttekinthető Térkép szerepel és az oldalak a megfelelő részletes térképekhez kötődnek)

Fig. 3.: An example of a Regional Index Map (Mátra Mountains)
(On the Homepage shown as regional index Map of the Mátra Mountains, the pages are related to the respective Detailed Map)



4. Ábra: Egy példa a részletes térképekre (Mátra - hegység, 7. lap)

Fig. 4.: An Example of a Detailed Map (Mátra Mountains, Page 7.)

Végezetül a 3, 4. ábra és a II. táblázat példaként ábrázol egy áttekinthető térképet, egy regionális térképet és egy barlang listát az áttekinthető térkép lapjai szerint. A kataszter honlapja a következő cím alatt tekinthető meg: geogr.elte.hu/nonkarstic

II. Táblázat

Table II.

Egy példa a barlangok listájára az Áttekintő Térkép lapjai szerint (Cserhát - hg.) (A honlapon az oldalszámok a megfelelő részletes térképekhez kötődnek)

An example of a Cave List sorted according to the pages of the Index Map (Cserhát Mountains) (On the Homepage shown as a List of the non-karstic Caves of the Cserhát Mountains. The pages are related to the respective Detailed Map.)

1. lap

Sorsz. Id. Nr.	Barlang	Hossz	Megjegyzés	EOV_ x	EOV_ y
1	Felsőpetényi-bg.	30 x 28 m	bányában,	662692	283754

2. lap

Sorsz. Id. Nr.	Barlang	Hossz	Megjegyzés	EOV_ x	EOV_ y
2	Márton-lyuk	? m	irodalom után, mesterséges	668715	300373

3. lap

Sorsz. Id. Nr.	Barlang	Hossz	Megjegyzés	EOV_ x	EOV_ y
3	Berceli-hegyi-üreg	3 m	feltöltődött	677841	283241

4. lap

Sorsz. Id. Nr.	Barlang	Hossz	Megjegyzés	EOV_ x	EOV_ y
7	Nagyboldogasszony-forrásbg.	6,6 m	"újjaépített"	691510	283046
4	Pappenheim-bg.	11,5 m		686986	282746
5	Sárkányfürdő-bg.	2,0 m		689407	286498
6	Takács-pince (v. Remete-bg.)	6,0 m	mesterséges	690375	286337

5. lap

Sorsz. Id. Nr.	Barlang	Hossz	Megjegyzés	EOV_ x	EOV_ y
11	Betyár-bg.	61,7 m		703394	296222
13	Csapás-tetői-bg.	? m	irodalom után	703638	294567
15	Dupla-üreg	3,5 m		699967	294284
8	Függő-kői-bg.	3,5 m		696316	291513
12	Remete-barlangok (7 db.)	32,7 m	átalakítva	703619	295674
14	Sámsónházi-hólyagbg.	kb. 3 m	lefejtve	700075	294519

6. lap

Sorsz. Id. Nr.	Barlang	Hossz	Megjegyzés	EOV_ x	EOV_ y
10	Kőlyuk	22,0 m	átalakítva	699287	303999
9	Szőlő-hegyi-eresz	3 x 12 m			304852

7. lap

Sorsz. Id. Nr.	Barlang	Hossz	Megjegyzés	EOV_x	EOV_y
20	Gödöllői 1. üreg	? m	mesterséges, pusztuló	673238	251900
21	Gödöllői 2. üreg	? m	mesterséges	672815	250405
16	Klastrom-dombi 1. cella	? m	mesterséges	664454	251067
17	Klastrom-dombi 2. cella	? m	mesterséges	664414	250961
18	Klastrom-dombi 3. cella	? m	mesterséges	664414	250815
19	Klastrom-dombi 4. cella	? m	mesterséges	664361	250696

8. lap

Sorsz. Id. Nr.	Barlang	Hossz	Megjegyzés	EOV_x	EOV_y
22	Péceli 1. bg.	? m	mesterséges, beomlott	672844	239065
23	Péceli 2. bg	? m	mesterséges, beomlott	673102	239223

IRODALOM

BELLA, P. (1995): Prehľad registrovaných jaskýn nekrasových horniách Slovensko, - Proceedings of International Working Meeting "Preserving of Pseudokarst Caves", Rimavská Sobota - Salgótarján p. 17 - 32.

ESZTERHÁS, I.: (1987): A Tihanyi -félsziget barlangkatasztere, - A Bakyony természettudományi kutatásának eredményei 18. köt, Zirc p. 1 - 86.

ESZTERHÁS, I.: (2000): Magyarország nemkarsztos barlangjainak listája, - kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI Adattárában

GAO, Y. - ALEXANDER E.C. - TIPPING R. G. (2002): The Development of a Karst FeatureDatabase for Southern Minnesota, - Journal of Cave and Karst Studies, Vol 64, Nr. 1., April 2002, p 51 -57.

GRUPPO GROTTA CATANIA (1999): Le grotte vulcaniche della Sicilia, - www.dipbot.uncit.it/speleo.etna/grotte.html

KECK, E. red. (1998): Höhlen und Karst im Burgenland, Burgenländisches - Landesmuseum, Eisenstadt p. 38 - 51.

KTJ SPELEOCLUB (2001): Lista jaskin polskich Karpat fliszowych, - www.nikta.pl/sbb/jpkt/tabela.htm

McNEIL, B.E.- JASPER, J.D.-LUCHSINGER, D.A-RAINSMIER, M.V. (2002): Implimentation and Application of GIS at Timpanogos Cave National Monument, - Utah, Journal of Cave and Karst Studies, Vol 64., Nr. 1., April 2002, p 34 -37.

- OZORAY Gy.:* (1962): The genesis of non-karstic natural cavities as elucidated in by Hungarian examples, - *Karszt és Barlangkutatás* II. köt, Budapest p. 127 - 136.
- OHMS, R. - REECE, M.* (2002): Using GIS to manage two large Cave Systems, Wind and Jewel Caves, South Dakota, - *Journal of Cave and Karst Studies*, Vol 64, Nr. 1., April 2002, p 4 - 8.
- SZENTES Gy.:* (1971): Caves formed in volcanic rocks of Hungary, - *Karszt és Barlangkutatás* VI. köt., p 117 - 129.
- SZENTI - ESZTERHÁS* (in press): Magyarország nemkarsztos barlangjainak irodalomjegyzéke, - *Karszt és Barlangkutatás* XI. köt. Budapest, p. 102.
- SZUKALSKI, B.:* (2003): Using a GIS for Cave and Karst Conservation in Bermuda, - *NSS News*, August 2003, p 222 - 223.

VIZSGÁLATOK A BARADLA- ÉS BÉKE-BARLANG KITÖLTÉSEIBEN

BERÉNYI ÜVEGES JUDIT¹-BERÉNYI ÜVEGES ISTVÁN²-LOVAS
GYÖRGY³-VID GÁBOR⁴

¹Növény- és Talajvédelmi Központi Szolgálat, Budapest, Budaörsi út
141. buj@spike.fa.gau.hu

²Dél-Dunántúli Vízügyi Igazgatóság, Pécs, Köztársaság tér 4.

³Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtan Tanszék, Budapest,
Pázmány P. sétány 1/c. lovas@ludens.elte.hu

⁴Budapest, Külső-Szilágyi út 110. vidg@interware.hu

Abstract: The detailed analysis of samples from drillings in the Baradla and Béke caves in 2002-2003 in the framework of the research aiming the identification of the potential source minerals of the radon were started. To characterize the sediments the grain size distribution, the plasticity index, sedimentation characteristics and the mineral composition are under analysis. The clay content (<0,002 mm) is less than 7-8% in most of the samples called „cave-clay”. It is lean and medium clay according to the technical termes used in soil mechanics and loam in soil science. The predominating mineral is quartz besides feldspars. They contain clay minerals only in small amount, predominating claymineral is kaolinite besides smectite and illite. At the time of sampling we observed groundwater in the borehole.

Bevezetés

2002-ben eredetileg a barlangi radon forrásának azonosítását célzó kutató-sokat kezdtünk az ELTE Közöttani és Geokémiai Tanszékével közösen (BURJÁN-VID, 2003). A minták elemzése közben olyan eredményeket kaptunk amelyeket a jelenlegi ismereteink alapján nem tudtunk magyarázni. Ezért kezdtük el 2003-ban a barlangi kitöltés üledékföldtani vizsgálatát. A legjobban értékelhető, a Münnich-átjárónál mélyített fúrást választottuk abból a szempontból is, hogy a radon-mérő berendezés is ebben a fúrásban helyezkedik el. Ebben az évben a Béke-barlangra is kiterjesztettük vizsgálatainkat, ahol 4 fúrás mélyítettünk. Gruber Pétertől kaptunk a Baradla-barlang Dancza-nyeléből kitermelt anyagból is mintát, melynek anyaga részben eltér az általunk mintázott üledékektől. Cikkünkben a Baradla- és a Béke-barlang üledékföldtani vizsgálatainak eddig elkészült eredményeit mutatjuk be.

Helyszíni megfigyelések, mintavétel

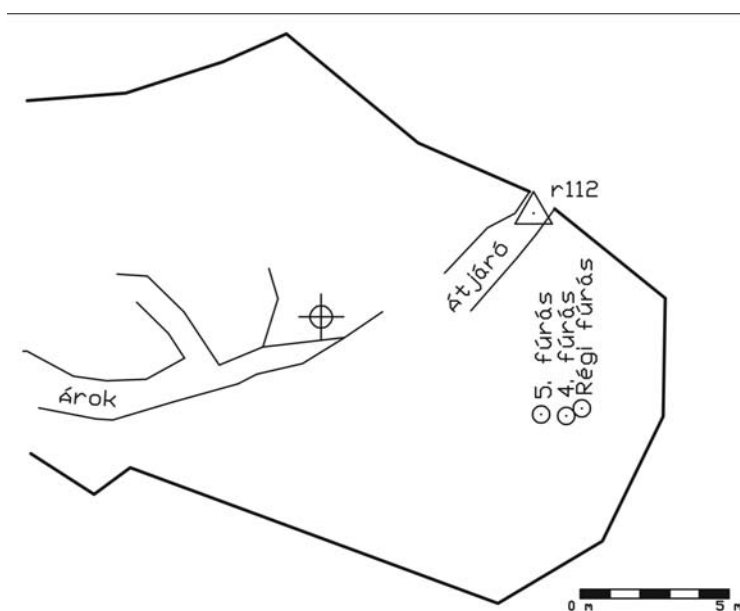
A minták leírásánál megadjuk a minták színét, Munsell-skála szerinti színkódokat, és a helyszínen meghatározott anyagféleséget, mely eltérhet a később, laboratóriumban megállapított eredménytől.

Baradla-barlang, Münnich-átjáró

2002-ben Vid Gábor és az ELTE Közettan-Geokémiai Tanszék közös kutatása keretében a Münnich-átjáró előtt, a terem sarkában egy régi fúrás mellett mélyült csigafúrással egy 4 m mély, bolygatatlan mintavevővel egy 3 m mély furat (1. ábra). Az üledékföldtani vizsgálatok a csigafúrásból, az elektronmikroszkópos felvételek a bolygatatlan mintából készültek. A fúrás leírása:

0-140 cm	sötétbarna „agyag”	7,5YR 4/6,
140-400	sárgásbarna „agyag”	10YR 5/6,

160 cm	cseppkőtöredék,
165 cm	kb. 1mm vastag cseppkőkéreg,
170 cm	faszénzemcsék.



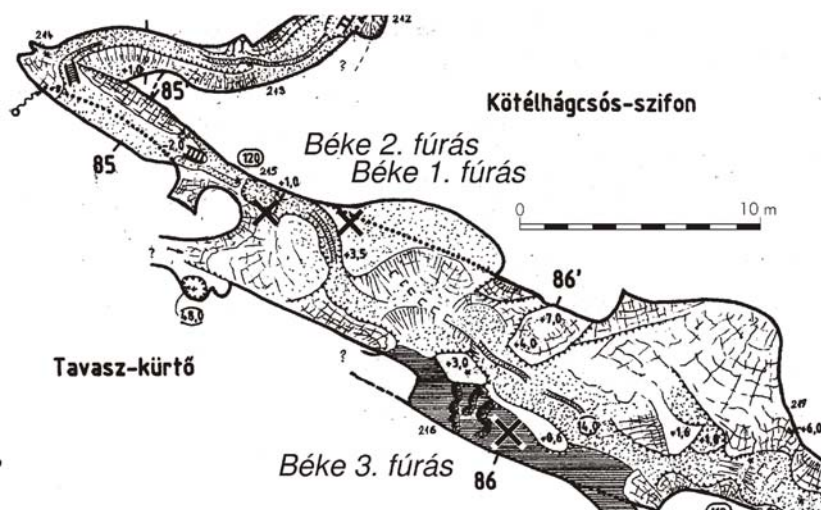
1. ábra: A fúrás helye a Baradla-barlang, Münnich-átjárónál, VID et al 2002
Fig 1. The plot of the drillings in Baradla cave, Münnich-passage Vid et. al. 2002

Béke-barlang

2003-ban a rendhagyóan száraz időjárás következtében a Béke-barlang patakja a Kötélhágcsós-szifon és a mesterséges főbejárat között nagy részben kiszáradt, csak néhány tócsát találtunk. Ezek a körülmények kedveztek a fúrással történő mintavételnek.

Fúrással a következő helyekről vettünk mintát (2, 3. ábra).

- Kötélhágcsós szifon, domb teteje
- Kötélhágcsós szifon patakmeder
- 86. geodéziai alappont, patak jobb partja

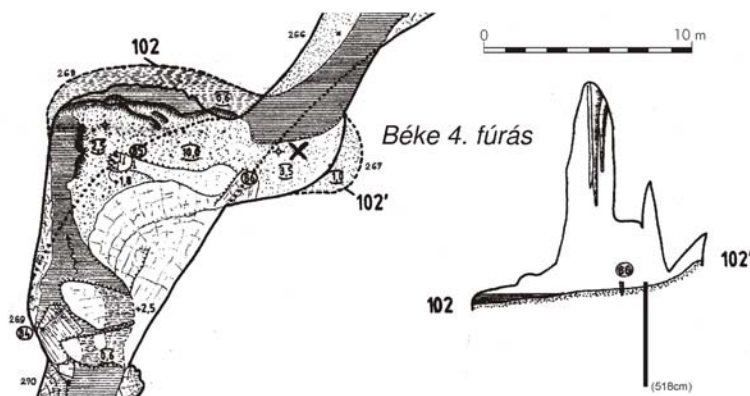


2. ábra: Fúrásaink elhelyezkedése a Béke-barlang, Kötélhágcsós-szifon helyszínrajzán (SZUNYOGH térképén ábrázolva a szerző engedélyével)

Fig 2. The plot of the drillings in the Béke cave at Kötélhágcsós siphon, (with the permission of the author SZUNYOGH)

Meglepőnek találtuk, hogy a 86. sz. alappontnál telepített fúrással, kb. 75 cm-rel a jelenlegi patakmeder szintje fölött (SZUNYOGH 2004 térképének 102. keresztmetszete alapján) nem értük el a barlangjárat szikla aljzatát, a rendelkezésünkre álló 5 m fúrórudazat kevésnek bizonyult. Saját helyszíni vizsgálataink szerint a fúrás mellett a patak bal partján durva kavics, a patakmederben apró-szemű kavics, a jobb parton a SZUNYOGH (2004) térképe szerinti agyagkitöltés helyén pedig homokos homokliszt található. A kavics és a homokos homokliszt közti határt nem tudtuk lehatá-

rolni. Érdekes azonban, hogy a fúrással a patakmeder mélységében az apró kavicsos réteget nem harántoltuk.



3. ábra: A fúrás helye a Béke-barlang, 86. alappontnál (SZUNYOGH térképén ábrázolva a szerző engedélyével)

Fig 3. The location of the borehole in Béke cave 86 point , (with the permission of the author SZUNYOGH)

Nem tudunk olyan adatról sem, hogy az Aggteleki karszton barlangban végzett fúrás során észleltek-e talajvizet. A Kötélhágcsós-szifon előterében a patakmederben telepített fúrásban 83 cm-nél megütött vizet, ill. a 86. sz. alappontnál mélyített fúrásban 458 cm-nél megütött vízszint fölött 262 cm-nél beálló nyugalmi vízszintet mértünk a fúrás befejezése után másnap, mely egyértelműen „talajvízként” értelmezhető.

A fúrások leírása

Kötélhágcsós szifon, domb teteje

Ásott minta (a fúrás előkészítéséhez): vörösesbarna iszap-sovány agyag, mely kétféle csak színükben eltérő anyagok keveréke, melyek vékony, <1 mm vastagságú rétegekben váltják egymást 5YR 4/4, 5YR 4/6, 0-100 cm vörösesbarna iszap-sovány agyag 5YR 3/6, 100-140 cm vörösesbarna iszap-sovány agyag mely kétféle csak színükben eltérő anyagok keveréke, melyek vékony, <1 mm vastagságú rétegekben váltják egymást 7,5YR 4/6 5YR 3/6, 140 cm kőben elakadt.

Kötélhágcsós szifon, patakmeder

0-16 cm színes barna durva homok 7,5 YR 4/6,
16-50 cm barna agyagos homok 5YR 3/4,

50-94 cm barna agyagos homok 7,5YR 3/4,
94-144 cm barna durvaszemcsés homok 7,5 YR 3/4.

86-os alappont jobb parton

0-46 cm szürkéssárga homokos homokliszt 5YR 3/4,
46-75 cm vörösbarna tarka homokos agyag 7,5YR 4/6,
75-140 cm vörösesbarna homokos agyag 2,5 YR 4/4 126 cm kötörmelék,
140-195 cm barnássárga sovány agyag 5YR 4/6,
195-340 cm sárga sovány agyag 7,5 YR 4/6,
340-385 cm sárga sovány agyag 7,5YR 4/6,
385-410 cm vörösesbarna homoklencsés agyag, apró kavicsok 5YR 3/6,
410-432 cm színes, szürkés homok „átlagszín”: 5YR 3/4,
432-483 cm vöröses tarka agyag tetején néhány kötörmelék 5YR 3/6,
483-518 cm vörös tarka agyag néhány fehér folt 2,5YR 3/6.

Dancza-nyelő: kb. 30 m mélységből, vörös közepes agyag 2,5YR 3/6.

Laboratóriumi vizsgálatok eredményei

Talajfizikai vizsgálatok

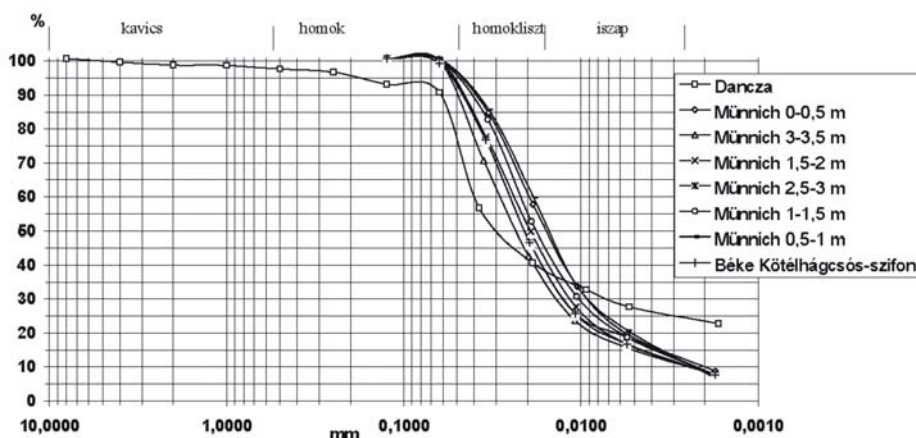
A laboratóriumi vizsgálatok egy részét az ELTE Alkalmazott- és Környezet-földtani Tanszékének (szemeloszlás, hidrometrálás), másik részét a pécsi SOLIFORM Kft. laboratóriumában (plasztikus vizsgálat, települési jellemzők) vizsgáltuk.

A talajmechanikai laboratóriumi vizsgálatok eredményeit az *I. táblázat* mutatja be. A minták agyagtartalma mind a Münnich-átjáró melletti fúrásból, mind a Béke-barlangi fúrásokból származók esetében nem haladta meg a 7 – 8 % mértéket. Az agyagfrakció mennyisége csak a Dancza-nyelőből származó minta esetében érte el a 22 %-ot. Az anyag plaszticitásához az iszapfrakció is hozzájárul, az együttes iszap-agyagfrakció mennyisége 40 – 60 % között változott. A mintákban jellegzetesen magas a homokliszt (kőzetliszt) frakció aránya, ami egyértelműen az áthalmozott, lösz jellegű üledékekre jellemző (4. ábra).

I. táblázat
Table I.

A talajmechanikai vizsgálatok eredményei
Laboratory data of soil mechanical analyses

Mintavétel helye, mélysége location and depth of sample	Iszap+agyag- tartalom Silt+clay content	Agyag- tartalom Clay content	Sodrési határ plastic limit	Folyási határ liquid limit	Plasztikus index plasticity index
m	%	%	WP %	WL %	IP
Béke bg. Kötélhágcsós szifon domb teteje, felszín	46	8	23,8	33,6	9,8
Béke bg. -1,0 m Kötélhágcsós szifon domb teteje	N.A.	N.A.	18,5	40,1	21,6
Béke bg. -1,7 m 86.sz. pont	N.A.	N.A.	17,7	45,0	27,3
Béke bg. -3,1 m 86.sz. pont	N.A.	N.A.	21,4	49,0	27,6
Baradla bg. Dancza nyelő -30 m	40	22	26,7	55,3	28,6
Münnich átjáró. 0,0-0,5 m	60	8	28,0	39,3	11,3
" " 0,5-1,0 m	60	7	25,2	39,9	14,7
" " 1,0-1,5 m	55	8	24,4	43,5	19,1
" " 1,5-2,0 m	50	7	24,9	39,8	14,9
" " 2,0-2,5 m	N.A.	N.A.	28,1	36,0	7,9
" " 2,5-3,0	47	7	24,8	35,0	10,2
" " 3,0-3,5 m	40	8	24,4	34,3	9,9



4. ábra: A vizsgált minták szemcseeloszlási görbéje
Fig 4. The grain sizecharacteristics curve of the studied samples

Ezt támasztják alá az elvégzett plasztikus vizsgálatok eredményei is: a 17,7 21,4 % között változó sodrési határ a kőzetliszt frakció jelenlétére utal. A folyási határ értékei sem túl magasak (40,1 - 49,0 %), a plasztikus

index értéke pedig 21,6 - 27,6 között változó volt, ami sovány és közepes agyag talajminőségnek felel meg a talajmechanikai nevezéktan szerint (KÉZDI 1972).

A barlangi üledék települési viszonyait a fúrásokból vett, zavartalan minták vizsgálatával határoztuk meg. Mindegyik minta esetében laza települést jelez a 0,88 - 1,02 között változó hézagtenyező-érték és az alacsony testsűrűség (1,6 - 1,89 t/m³).

A mintavétel idején a Béke-barlang gyakorlatilag száraz volt, csak néhány pocsolya volt látható a vizsgált szakaszon. Ennek megfelelően a zavartalan minták víztelítettsége nem haladta meg a 90 %-ot.

Ásványtani vizsgálatok

A Baradla-barlang Münnich-átjáró fúrásának 0-50 cm-es rétegéből, a Dancza-víznyelő bontásakor kitermelt anyagból, a Béke-barlang Kötélhágcsós-szifon előtti ásott és a 4. fúrás 410-432 cm mélységből származó mintákban az ásványfázisokat röntgen pordiffrakcióval határoztuk meg.

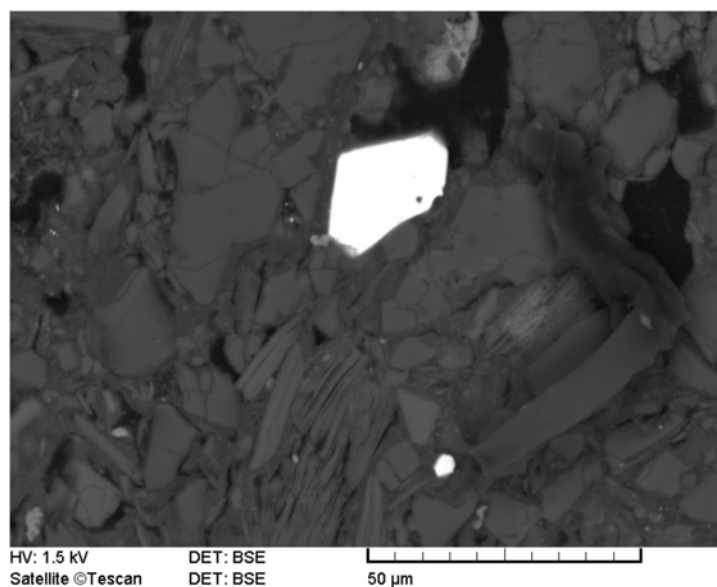
Az alkalmazott berendezés: az ELTE Ásványtani Tanszék Röntgen Laboratóriumában működő Siemens D5000 típusú, Bragg-Brentano geometriájú diffraktométer; theta-theta üzemmódban, CuK_α (λ=0.154178 nm) sugárzás, másodlagos grafit kristálymonokromátor, és szcintillációs detektor alkalmazásával.

A törmelékes részeket random pormintákról, az agyagásványok esetleges jelenlétét és azonosítását a 10μm szemcseméret-határ alatti frakciók üveglemezre ülepített orientált mintái alapján határoztuk meg.

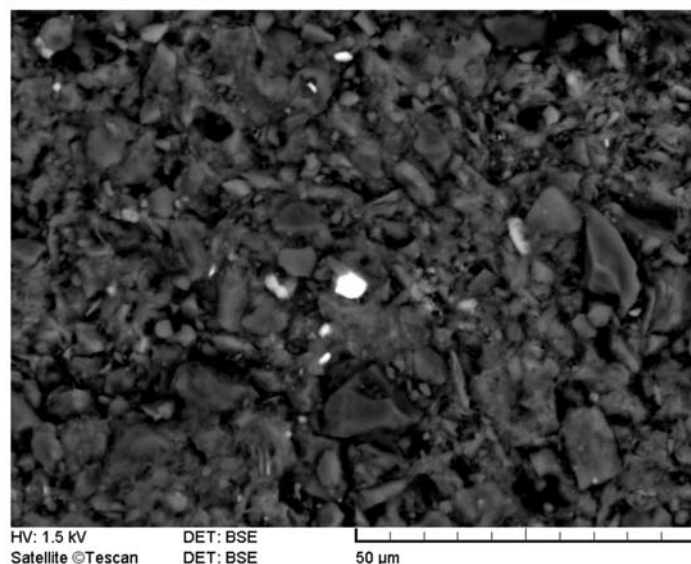
A mintákban az alábbi ásványfázisokat azonosítottuk: A Münnich-átjáró melletti fúrásban a törmelékes elegyrészek kvarc, káliföldpát, plagioklász, szericit, agyagásványok pedig kaolinit, szmektit voltak. A Dancza-nyelőlől származó anyagban a törmelékes elegyrészekben kvarcot és káliföldpátot, agyagásványok közül kaolinitet és szmektitet azonosítottunk. A Béke-barlangban a Kötélhágcsós szifonnál mélyített fúrásban a törmelékes elegyrészeket kvarc, káliföldpát, plagioklász, szericit, az agyagásványokat kaolinit és szmektit alkotják. A Béke-barlangban a 86-os alaponnál telepített fúrásban törmelékes elegyrészként kvarcot és hematitot, agyagásványok közül pedig illitet és kaolinitet azonosítottunk.

Az összes mintában az uralkodó ásványfázis a kvarc. A Béke 4. fúrás kivételével valamennyi vizsgált minta uralkodó agyagásványa a kaolinit. A duzzadó agyagásványok (szmektit) nagyon kis mennyiségben, vagy rosszul kristályos, rendezetlen szerkezetű formában vannak jelen. A Béke 4. fúrás mintájában agyagásványok csak nyomnyi mennyiségben fordulnak elő.

A „Radon potenciális forrásásványainak vizsgálata....” című kutatás keretében, a Münnich-átjárónál vett bolygatatlan mintákból készült scanning elektronmikroszkóp felvételek is alátámasztják a röntgendiffrakciós és a talajmechanikai vizsgálatok eredményeit. A 0-140 cm rétegben található sötétbarna „agyag” visszaszórt elektronképén (1. kép) túlnyomó részt kvarc szemcséket láthatunk. Található a mintában néhány monacit és cirkon szemcse, melyek mennyisége a röntgendiffrakciós vizsgálat kimutatási határa alá esik. A képen a szemcsék túlnyomó részének átmérője 0,001 és 0,03 mm közé esik. A 140-400 cm rétegből származó mintában (2. kép) szintén a kvarc az uralkodó ásványfázis, néhány monacit- és cirkon-szemcsével. A képen látható néhány rétegszilikát, valószínű agyagásvány szemcse is. A szemcsék mérete túlnyomó részt 0,005 és 0,05 mm között változik, beleértve az agyagásvány szemcséket is.



1.kép: A Baradla-barlang, Münnich-átjáró 0-140 cm rétegéből származó minta visszaszórt elektron képe
Picture1. The Back Scattering Electronmicroscopy image of the sample from the Baradla cave, Münnich-passage 0-140 cm layer



2. kép: A Baradla-barlang, Münich-átjáró 140-400 cm rétegéből származó minta visszaszórt elektron képe
Picture 2. The Back Scattering Electronmicroscopy image of the sample from the Baradla cave, Münich-passage 140-400 cm layer

Az eredmények összefoglaló értékelése

Az eredmények összefoglaló értékelése előtt néhány mondatban kitérnék az „agyag” szó többértelműségéből adódó problémára. Az agyag szó jelöl egy szemcseméret tartományt, mely a legtöbb nevezéktan (Atterberg-féle, Magyar Szabvány, USDA) szerint a 0,002 mm-nél kisebb szemcséket jelenti. Az agyag megnevezést használják azokra az üledékekre/talajokra is, amelyekben a szemcsék bizonyos hányada az agyag mérettartományba esik. A különböző irodalmak és szabványok más és más határértékeket adnak meg. Agyagásványnak pedig a rétegszilikátok egy meghatározott tulajdonságokkal rendelkező csoportját nevezzük, melyek nem kizárólag agyag szemcseméretű formában fordulnak elő a természetben, mint ahogy a Münich-átjáróban található kitöltés mélyebb részéből származó scanning elektronmikroszkópos képen is láthatjuk.

Az egyes szakterületek és országok által használt nevezéktan sem egyezik meg. Magyarországon a talajmechanikai beosztás szerinti sovány agyag a talajtani beosztás szerint az agyagos vályog és részben a vályog kategóriába esik. Ugyanez a földtani beosztás szerint agyagos homok, vagy finom szemű homok besorolásba tartozik.

Az üledékföldtani vizsgálatok eredményei szemléleti változást okoztak a „*barlangi agyag*”-ra vonatkozó eddigi ismereteinkben. Több vizsgálati módszerrel nyert eredmények is rámutatnak, hogy a Baradla- és a Béke-barlangban található, általunk vizsgált „*barlangi agyag*”-ban az agyag méret-tartományba eső szemcsék általában alárendelt mennyiségben fordulnak elő. A Baradla- és Béke-barlangok üledékkitöltéseiből származó, általunk vizsgált minták a talajmechanikai nevezéktan (plastikus index alapján) szerint az iszap, sovány agyag és közepes agyag kategóriába, a talajtani beosztás szerint agyagos vályog és vályog kategóriába tartoznak.

Köszönetnyilvánítás

Ez úton köszönjük az Aggteleki Nemzeti Parknak kutatásunk támogatását, az ELTE Alkalmazott Földtan Tanszéknek, különösen Varga Andrásnak a laboratóriumi vizsgálatokat, a Soliform Kft-nek, különösen Rihmer Kálmánnak a talajmechanikai vizsgálatokat, valamint Staub Klára, Hertelendy Zoltán, Berényi Üveges Katalin, Kovács Dániel, Tóth István Zoltán, Moravszky József, Hirling Endre, Horváth András, Burján Zsuzsanna, Dezső Zoltán, Jakab Andrea, Székely László, és Nagy Eszter mintavételekben nyújtott segítségét.

IRODALOM

BURJÁN ZS.-VID G. (2003): Radon potenciális forrásásványainak vizsgálata a Baradla-barlang kitöltéseiben - Kutatási jelentés (kézirat)
KÉZDI Á. (1972): Talajmechanika – Tankönyvkiadó, Budapest
SZUNYOGH G.-KISBÁN J. (2004): Béke-barlang - A Komlós-patak földalatti útja - Aggteleki Nemzeti Park

**A BARLANGI AGYAGOS KITÖLTÉS RADON VISZONYAINAK
VIZSGÁLATA A BARADLA-BARLANG EGY PONTJÁN**

PAPP BOTOND¹ -DEÁK FERENC¹ -HORVÁTH ÁKOS¹ -KISS ÁDÁM,¹ -
VID GÁBOR²

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem Atomfizikai Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A pappboti@ludens.elte.hu
² egyéni kutató, vidg@interware.hu

Abstract: In this work, we propose a new method that concludes some properties of different geological formations. In our study, the equilibrium radon-level has been determined under special circumstances in a closed borehole some meters under the surface. The hole was be free of radon at the start of measurement and, hereafter closed to environmental air exchange. The time dependence of the radon concentration was determined by RAD7 radon monitor. The measured time dependence provides information on the average uranium content of the surrounding geological environment, as well as for its diffusion properties – according to our preliminary results – on a reproducible way. On the other hand, since, the diffusion phenomena depend to permeability of rocks, we hope to get an effective tool to provide the corresponding geophysical data. Our preliminary measurements were performed in the Baradla cave at Aggtelek, in 2002 summer. The results of measurements show that the diffusion phenomena of radon gas can be well understood by a simple diffusion model using Monte Carlo calculations. According to the present results we propose further development.

Bevezetés

A radon és a toron a földkéregben folyamatosan keletkezik az urán és tórium radioaktív bomlási sorából, mely utóbbiak kis mennyiségben ugyan, de mindenütt jelen vannak a talajban és kőzetekben. Keletkezésükkor, a kőzet vagy talaj szemcséiben a radon atomok egy része a pórusok közti légterbe vándorol, és innen diffúzióval vagy nyomáskülönbség okozta transzporttal, az atmoszférába kerül.

A radon és a toron migrációja vagy transzportja keletkezésének helyétől, az atmoszférikus levegő vagy a beltéri lakások felé a következő elsődleges faktoroktól függ: a környezet porozitása, a talaj vagy kőzet nedvességtartalma, a talajlevegő és a szabad levegő nyomáskülönbsége, valamint a hőmérséklet. Mint másodlagos faktorokat, amelyek egyes esetekben fontos szerepet játszanak, megemlíthetjük: szélsébség, hőmérséklet inverzió okozta áramlások, és a légnyomás gyors változása. Ezen folyamatok megértése lényeges a lakások, illetve földalatti üregek radon szintjeinek meghatározásában (COSMA 1996).

A szilárd anyagban (mátrixban) található rádiumból, annak elbomlása pillanatában keletkező radonnak diffúzió vagy áramlás révén kell kijutnia

a kőzetből a légterbe. A diffúziós állandó szilárd anyagban (tömör szemcsében) $< 10^{-32} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, azaz a radon onnan nem tud kijutni. Ha a kőzet porózus, akkor az ilyen anyagra érvényes $10^{-6} - 10^{-8} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ effektív diffúziós állandó mellett, már $\sim 20 \text{ cm}$ megtételére is van lehetőség. Ha a megfelelő nyomás-gradiens is fellép az adott helyen, akkor áramlás révén még mélyebb rétegek is hozzájárulhatnak a radon koncentráció kialakulásához (DEZSŐ et al. 2001).

In situ radon koncentráció méréseink 2002-ben végeztük a Baradla barlang egy pontjában, az ún. „Münich átjáró” előtt, az „ELTE-TTK - 5” nevű mélyfuratban (BURJÁN-VID 2003).

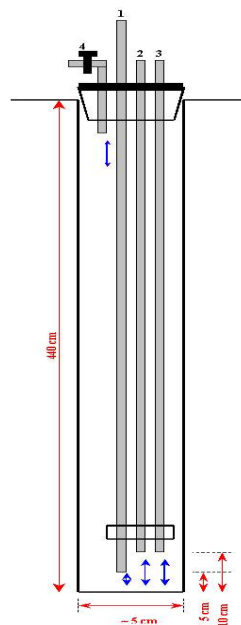
Célunk, hogy meghatározzuk egy zárt barlangi furatban (ahol a meteorológiai viszonyok már nem hatásosak), a radon koncentrációjának telítési szintjét, valamint beálltának idejét, diffúzió útján. Következésképpen, e mérések alapján, egy geológiai képződményen létrehozott zárt üregben felvilágosítást adjunk földtanilag értékes adatokra, mint például a környezet átlagos ^{238}U illetve ^{226}Ra tartalmára, valamint a radon átlagos szabad úthosszára, ami a kőzetek permeabilitásával hozható kapcsolatba.

A mérésekhez szükséges, hogy olyan zárt üreget hozzunk létre, ahol a meteorológiai viszonyok nem befolyásolják a radonkoncentráció értékeit.

Kísérleti berendezés és mérési módszer

A mélyfurat, amelyet az ELTE-TTK Kőzetan és Geokémia Tanszék dolgozói hoztak létre, hengeres geometriájú, mélysége 440 cm , átmérője 5 cm , térfogata $8,64 \text{ dm}^3$.

A furatbeli radon-gáz mintavételére egy csőrendszert használtunk (Furat Levegő Mintavevő = F.L.M.), melyet egy RAD7 (DurrIDGE, USA) típusú félvezető detektoros radon monitorral kapcsolunk össze, a radon időbeli aktivitáskoncentráció változásának mérésére. A mintavevő csőrendszer az 1. ábrán látható. Ez a csőrendszer négy csőből áll, melyek közül az (1)-es számú a szellőztető cső, melyen keresztül radon-mentes sűrített levegőt áramoltatunk be nagynyomáson a furat öblítésére. Ennek



1. ábra. Mintavevő csőrendszer
Figure 1. Sampler collector pipe system

hossza 435 cm. A (2)-es és a (3)-as számú csövek (hosszuk 430 cm) a mintavevő csövek, melyek a RAD7 detektor ki- és bemenetére vannak kapcsolva. Ezeken keresztül történik a mintavétel. Ugyanazt a levegőt cirkuláltatjuk át a detektoron mérés közben, csak újabb radon gáz adódik hozzá, ami a furatban felhalmozódik. A (4)-es számú cső egy csappal lezárható. Ez a túlnyomás levezetésére szolgál, és amelyen keresztül, az öblítés alatt a radon-gázzal telt levegő elhagyja a furatot. A csőrendszer egyik vége egy fordított csonka kúp alakú gumidugón van átengedve, és ez a gumidugó fedi a furatot az ábra szerint. A csőrendszer másik vége össze van fogva egy fémből készült háromszög alakú gyűrűs csatolóval. Félméterenként a csőrendszer celluxal van összefogva, hogy jobban lehessen lemeríteni a furatba.

A fent leírt rendszerrel vizsgáltuk a radon-koncentráció időbeli alakulását.

Méréseink célja vizsgálni egy ilyen fúrásban a radon gáz diffúzióját, és kimérni telítődési szintjének valamint a telítődés beálltának idejét. Jelen tanulmányban leírt mérésünk előtt a fent említett módon ledugóztuk a mélyfúrást. Mérésünk előtt egy öblítést végeztünk a már gumidugóval zárt furatban. A fent leírt csőrendszer (1)-es számú szellőztető csövére egy sűrített levegővel telt palackot illesztettünk. A palackból nagynyomású radontól mentes levegőt eresztünk be a lyukba, 2 bar munkanyomáson (összesen 15 bar). Öblítéskor megnyitottuk a (4)-es számú csapot is, hogy a radon-gázzal telt levegő a csapon keresztül elhagyja a lyukat. Ezen öblítés célja az volt, hogy lecsökkentsük a radon koncentrációt közel 0 Bq/m^3 értékre. Tisztítás után a mért radon koncentráció $371 \pm 217 \text{ Bq/m}^3$ átlag értékre csökkent. Ez már viszonylag elegendően alacsony érték ahhoz, hogy a detektorral figyeljük a radon gáz diffúzióját a furatban. Ugyancsak mérés előtt, szükségünk volt egy kb. 30 perces radon mentesítő detektor-tisztítást végezni, a radon és alfa bomló leányelemeinek (^{218}Po és ^{214}Po) kiürítésére a detektor légteréből melyek, mint fémek felhalmozódnak ebben, a radon gáz bomlása során.

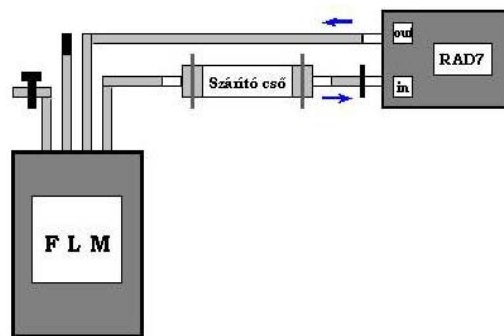
Ezek után az (1)-es számú szellőztető csövet és a (4)-es számú csapot lezártuk, ahhoz hogy a rendszerünk hermetikusan zárt legyen, és kizárólag a furat levegő csak a RAD7 radon monitorral legyen kapcsolatban.

A következőkben így meg tudtuk mérni a radon gáz barlangi üledékből történő diffúzióját a fúrásban. Mivel a fúrásban a levegő relatív nedvességtartalma viszonylag nagy volt, ($\sim 50\%$) ezért méréskor használnunk kellett egy kis szárító csövet, melyben szárítóként 30 gramm CaSO_4 szemcsék voltak. Ez megköti a levegő páráját, amely így nem jut be a detektorba. A páratartalom csökkentésével a detektor érzékenysége növekszik. Ily módon a páratartalmat korlátozni tudtuk minimális értékre ($\sim 2\%$). Ezt, a RAD7

egy beépített páratartalom mérővel méri, amely mint mérési adat, minden mérés után a készülék memóriájában mentődik, és innen olvasható vissza.

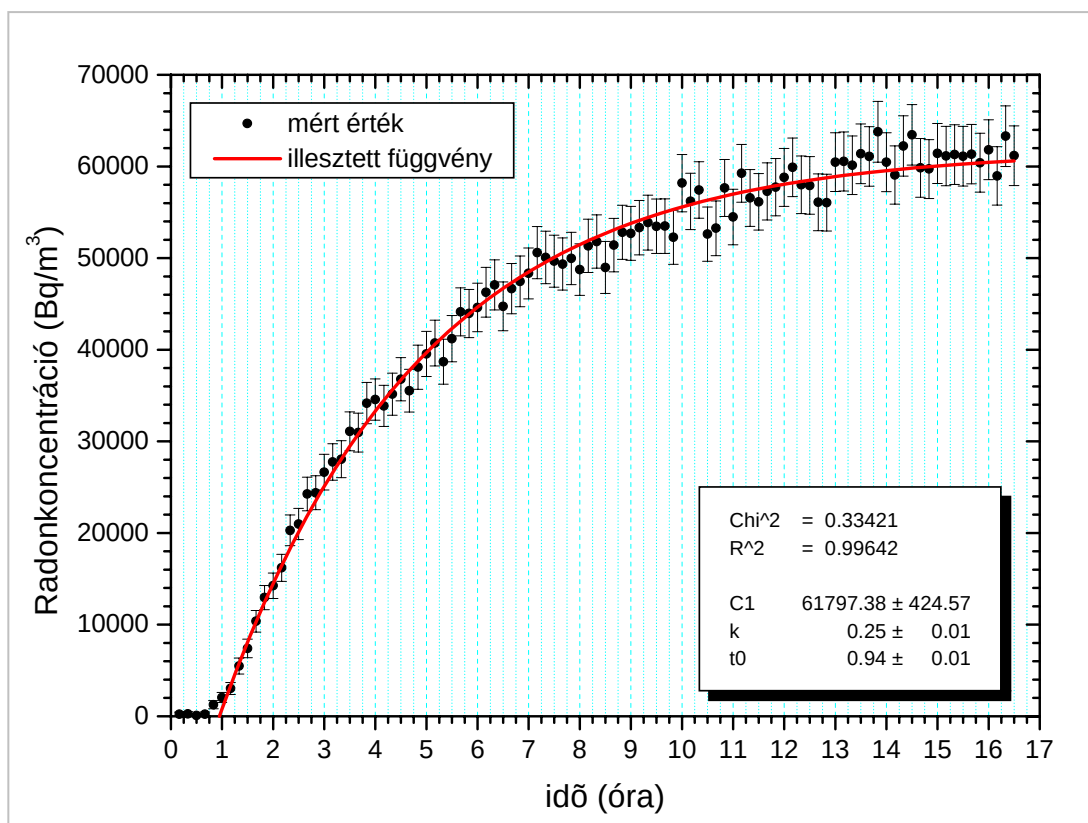
Furat- és detektortisztítás után, kb. 16,5 órán keresztül, 10 perces ciklusidővel méréseket végeztünk a radon aktivitáskoncentráció időbeli változásának meghatározására.

Kísérleti berendezésünk blokk vázlat a 2. ábrán látható, valamint az időben kialakuló radon aktivitáskoncentráció a 3. ábrán.



2. ábra. Kísérleti berendezés blokk vázlat

Figure 2. Block scheme of the experimental installation



3. ábra. A radon aktivitáskoncentrációjának időbeli változása

Figure 3. Time dependent variation of radon concentration.

A mérési pontokra egy exponenciális próbafüggvényt illesztettünk, hogy meghatározzuk az egyensúlyi radon koncentráció értéket. Az illesztést egy adott $2 \cdot \sigma$ -hoz tartozó hibaintervallumon belül végeztük. Ez az érték a környező közeg és a furat radon koncentráció egyensúlyának beálltakor alakul ki. Az illesztett függvény a következő alakú:

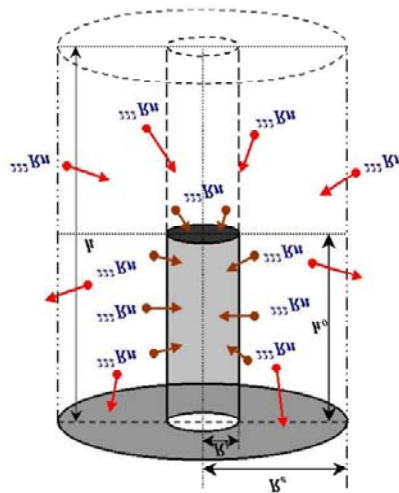
$$C = C_{\infty} \cdot [1 - e^{-k \cdot (t - t_0)}]$$

ahol, C = radon aktivitáskoncentráció, C_{∞} = radon aktivitáskoncentráció telítési értéke, k = állandó, t = mérési idő és t_0 = kezdeti időeltolódás.

A mérés elején a tapasztalat az, hogy a radon aktivitáskoncentrációja csökkenést mutat az első 3 mérési pontban, 30 perc ideig. Ez az ok, a detektor kevés ideig való tisztításának eredménye. Ezért az illesztést csak a 7-ik mérési pontból kezdtük. Ennek magyarázata a jó illeszkedés a mérési pontokhoz az ábrázolt görbe elején, $2 \cdot \sigma$ -hoz tartozó hibaintervallumon belül.

Modellezés

Mérésünk radon aktivitáskoncentráció eredményeit összehasonlítottuk egy Monte Carlo szimuláció eredményével, melyet egy Fortran nyelven írt szoftver számolt ki. A Monte Carlo szimuláció alapján a furatot egy véges dimenziójú hengeres geometriában képzeltük el. Ez a henger be van helyezve egy végtelennek tekinthető külső hengerbe, amely a környező közeget jelenti (4. ábra). A szimuláció kezdetben 200.000 pontszerűnek tekinthető részecskével indul, amelyek a külső hengerben helyezkednek el. Miután a külső henger teljes kitöltésében egyenletesen megoszlottak a részecskék (kialakult egy egyensúlyi helyzet), elindul a részecskék diffúziója úgy, hogy ezek lépésről lépésre a belső hengerbe jutnak. Megjegyezzük, hogy ha a külső hengerből kifelé vándorolnak részecskék, akkor ezek pótlására a program véletlenszerűen



4. ábra. A furat és közeg hengereselrendezése

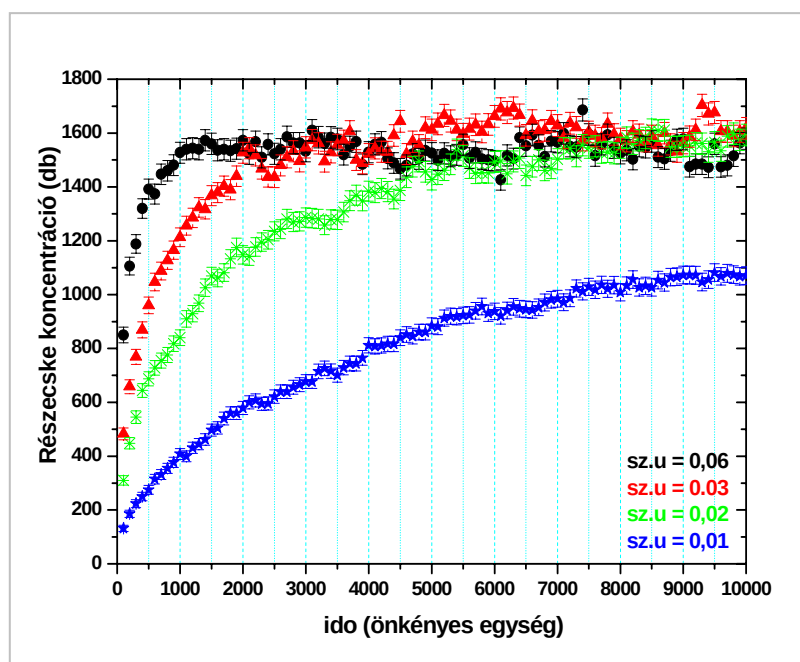
Figure 4. Cylindrical configuration of the bore hole and rocks

generál részecskéket. Feltételezzük, hogy a lyuk térfogatának többszörösével történt sűrített levegő átáramoltatása a lyuk egy környezetéből (esetünkben 40 szabad úthossznyi részből is), kivonja a radont.

A szimulációban a bemenő adatok két csoportra oszthatók, melyek a következők:

- a.) *külső henger magassága $\geq 2 \cdot$ belső henger magassága;*
belső henger sugara = külső henger sugara / 2;
- b.) *szabad úthossz = $(0,001 \div 0,7)$;*
szabad úthossz száma ;
radon részecskék száma = 200.000.

Megjegyezzük, hogy a szimulációban a radon radioaktív volta nincs belefoglalva. A diffúziót leíró programból még hiányzik a radon 3,8 napos felezési idővel való bomlása. Feltételezzük, hogy a radon koncentráció a 4,5 m mélységben nem változik annyira, mert állandóan keletkezik is a részecskeszám állandó tartásával, és a 17 óra alatti kis részarány lebomlása miatt a bomlás figyelembevétele csak néhány százalékkal változtatná meg a kapott eredményeket.



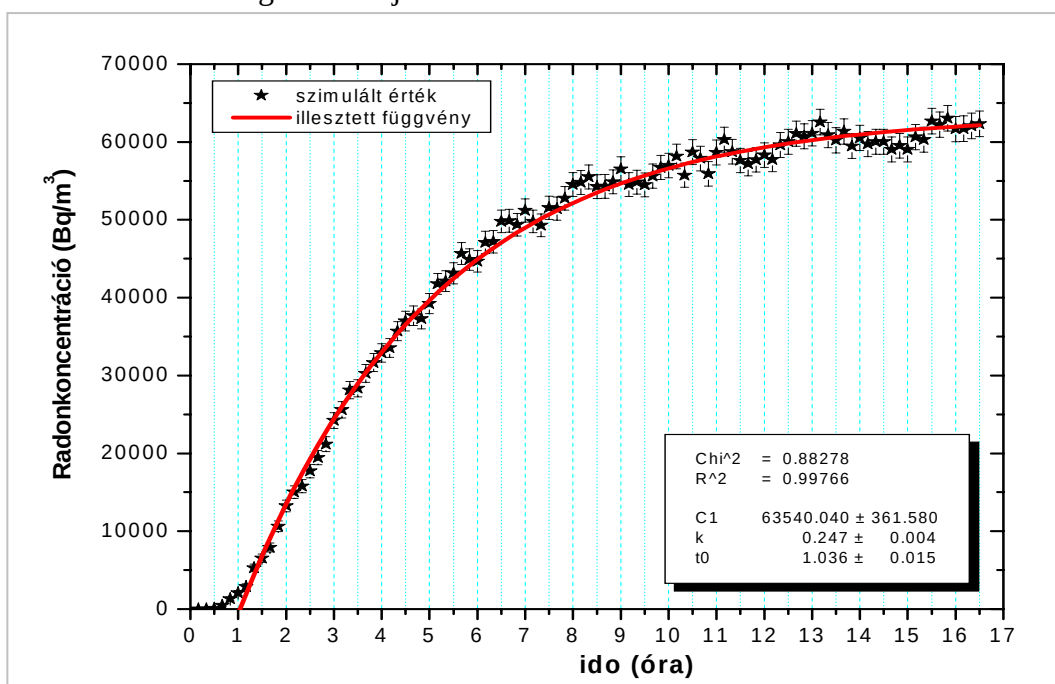
5. ábra. Különböző szabad úthossz értékekre a koncentráció időbeli változása a Monte Carlo szimulációból

Figure 5. The time dependent variation of concentration at different values of free mean path from Monte Carlo simulations

A szimulációból kapott eredmények a külső hengerből a belső hengerbe diffundáló részecskék száma és ezek statisztikus hibája. Ezek az értékek az idő függvényében vannak, melyeket úgy választottuk meg, hogy a 100 mérési pontra optimális illesztést adjon. A szimuláció érdemi paramétereit a részecskék szabad úthossza, és a telítési koncentráció.

Változó szabad úthossz értékre azt kapjuk, hogy minél jobban csökkentjük a szimulációban a szabad úthossz értékét, annál lassabban alakul ki a telítési egyensúlyi állapot. Ezt mutatja be az 5. ábra, melyben hosszú idő alatt (10.000 önkényes időegység) látjuk a különböző szabad úthossznál kapott koncentráció-eloszlást.

A Monte-Carlo szimuláció eredményeinek összehasonlítását a 3. ábrán bemutatott mért adatokkal a 6. ábra mutatja be. Ebből jól látszik, hogy a mérési pontok megegyeznek a szimulációs pontokkal egy adott statisztikus hibán belül. A szimulációs pontokra illesztett görbe alakja hasonló a 3. ábrán illesztett görbe alakjához.



6. ábra. Monte Carlo szimuláció
Figure 6. Monte Carlo simulation

A szimulációnál mind a koncentráció, mind pedig az idő normálható a mért koncentráció és időintervallumra.

Az ábrán, a Monte-Carlo szimulációban bevitt kezdeti paraméterek a következők: szabad úthossz = 0,035 (sz.u.); szabad úthossz száma = 40 (n.sz.u.); külső henger sugara = 4 (R_e); belső henger sugara = 1 (R_i); külső henger magassága = 8 (h); részecske darab szám = 10.000 (n).

Eredmények és következtetések

A fenn leírt mérésből következik, hogy néhány óras mérés után egy hermetikusan zárt furatban beáll egy egyensúlyi radon-koncentráció, amely kimérhető a leírt kísérleti technika segítségével.

A mérési pontok exponenciális illesztéséből következik, hogy az egyensúly beállta után a radon aktivitáskoncentrációja $61800 \pm 424 \text{ Bq/m}^3$ lesz.

A Monte-Carlo szimuláció minden esetben jól leírja a mérési eredményeket, így az alkalmazott modell jónak tűnik. A különböző mérések közti eltérések arra utalnak, hogy ha a szabad úthossz megváltozik, akkor ennek körülményeit fel kell deríteni ahhoz, hogy valóban hatékony, megbízható módszert kapjunk az adatok geológiai szempontból történő kiértékeléséhez.

Összefoglalás

Az Aggteleki Baradla-barlangban in situ mérésekkel vizsgáltuk a radon feldúsulását egy zárt furatban. Megállapítottuk, hogy egy ilyen zárt furatban óriási radon aktivitáskoncentráció tud kialakulni (több kBq/m^3). Ez a feldúsulás a radon gáz diffúziójának az eredménye.

Elméleti számolások alapján arra jutottunk, hogy méréseink eredményeit jól ellenőrzik a Monte Carlo szimulációs számítások, statisztikus hibán belül.

IRODALOM

COSMA, C.: Radon és a környezetünk - Dacia Könyvkiadó, Kolozsvár, 1996

DEZSŐ Z.-HAKL J.-MOLNÁR L.: Barlangi kőzetek radon exhalációja - III. Karsztfejlődés konferencia Szombathely, 2001 (kivonat)

BURJÁN ZS.-VID G.: Radon potenciális forrásásványainak vizsgálata a Baradla barlangi kitöltésekben - 2003 (kutatási jelentés)

CSEPPKŐ-PUSZTULÁSI JELENSÉGEK VIZSGÁLATA A BARADLA-BARLANGBAN

GRUBER PÉTER

Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság
3758 Jósvafő Tengerszem oldal 1. info.anp@axelero.hu

Abstract: A study on dripstone degradation was carried out in the Baradla Cave between May 2003 and February 2004. The observations were indicated on maps, photos were taken of the formations, the type of the degradation was identified, and the phenomenon was shortly described. 278 dissolved objects have been identified in 131 sites.

1. Bevezetés

A KvVM Természetvédelmi Hivatal kezdeményezésére és finanszírozására, az Aggteleki Nemzeti Park megbízásából 2003. májusától 2004. februárjáig terjedő időszakban vizsgálatot folytattunk a Baradla-barlang cseppköveinek degradálódásáról. A munka egy alapállapot rögzítő tanulmány elkészítése volt, amely segíti a folyamat megismerését és támpontot ad a későbbi vizsgálatok folytatásához. A képződmények pusztulásával és a barlangi körülmények közötti karrosodással már többen foglalkoztak (JAKUCS 1984 (a,b), MAUCHA 1984, JAKUCS 1985, JAKUCS 1986, KOGOVŠEK – KRANJC 1988, VERESS 1990, GRUBER 1999, TAKÁCSNÉ BOLNER 2001,).

A felmérést a barlang Fő-ágában folytattuk, az Aggteleki bejárat és a Jósvafői kijárat közötti, mintegy 6,7 km hosszúságú szakaszon, illetve a Nehéz-útban. A munka során térképen jelöltük a vizsgálati pontot, fényképfelvételt készítettünk a képződményről, tipizáltuk a degradációt és röviden leírtuk a megfigyelhető jelenséget.

131 helyen összesen 278 visszaoldódási nyomot találtunk. A többségük a száraz időszak következtében inaktív volt, így vízminták begyűjtése lehetetlen volt.

Gondot jelentett az egyes típusok elkülönítése, mert ezen formák átfogó tipizálása még nem történt meg, bár a pusztulást előidéző hatások osztályozásával, illetve bizonyos formák jellemzésével több tanulmány is foglalkozott. Fontosnak tartottuk az általunk észlelt formák elkülönítését és leírását.

2. A cseppkőpusztulás észlelt típusai a Baradla-barlangban

A cseppkőpusztulási jelenségeket keletkezési típusok és morfológiai típusok alapján különítjük el. Feltétlenül meg kell említeni, hogy a tipizáláshoz alapul szolgáltak a következő irodalmak *JAKUCS* 1985, *JAKUCS* 1986, *VERESS* 1990, *KISBÁN – SZUNYOGH* 2003.

2.1. Keletkezési típusok

2.1.1. Szivárgó telítetlen vizek korróziós hatása

Felszín közeli barlangjáratokban, vagy nagyobb méretű repedések mentén alakulhatnak ki, amelyek gyorsan vezetnek le a felszínről a telítetlen vizeket és amelyek az idő, vagy a megtett út rövidege miatt megőrzik oldóképességüket. Lecseppenve csepegési medencéket, vagy krátereket képeznek, a medencéből túlcscorduló víz, ha még mindig oldóképes, a képződmény felületén végigfolyva oldási barázdákat, illetve vályúkat képes kioldani. A csepegési pont körül gyakran „ragyás-érdes” lesz a képződmény felülete, melyeket a becsapódás pillanatában a szertefröccsenő telítetlen oldat mar ki. A függő képződményeken az oldalán leszivárgó agresszív víz oldási barázdákat alakíthat ki, illetve rétegek oldódhatnak vissza.

2.1.2. Szivárgó vizek keveredési korróziója

Különböző töménységű, eltérő kémiai összetételű vizek keveredésekor fellépő korróziós jelenség. A képződményeken hasonló degradációt okozhatnak, mint a telítetlen vizek. Valószínű, hogy a keveredési korrózió hatására képződhetnek a függőcseppköveken a gömbüstökre emlékeztető, néhány cm-es bemarkások, kagylósodások. Meg kell jegyezni, hogy ezen degradációs forma nem egyezik meg az árvizi elöntések által okozott hullámkagylósodással, mivel a képződmény helyzetéből adódóan nem abban a szintben található, pl. Viasz-utca és környéke. A függő képződményeken szuvasodáshoz hasonló lyukak keletkezhetnek, illetve rétegek oldódhatnak vissza.

2.1.3. Kondezvíz korrózió

Olyan képződményeken fellépő degradáció típus, melyeket nem okozhatnak szivárgó vizek. Ilyenek például a cseppkőzászlók átlukadása, kirojtosodása.

2.1.4. Guanó eredetű korrózió

Egyértelműen elkülöníthető típus a guanó nyomok alapján. Általában totális visszaoldódást eredményez.

2.1.5. Gyökérsavas korrózió

Olyan helyeken találkozhatunk vele, ahol a képződmények körül vagy fölött gyökérszövedék található. Ez általában felszín közeli helyeken tud kialakulni. Megjelenésük gyors, fokozott visszaoldódást eredményez, mely a képződmény teljes pusztulásához vezethet.

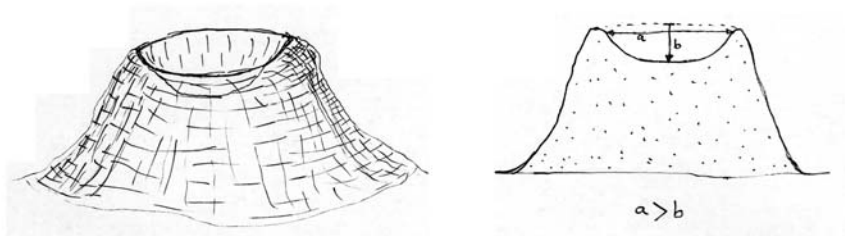
2.1.6. Árvízi elöntések korróziós és eróziós hatása

Az árvízi elöntések szintjén található képződmények pusztulási formája, ahol a korrózió mellett megjelenik az erózió is. Ebben a szintben találkozhatunk olyan képződményekkel is, amelyek emlékeztetnek a kagylósodásra, de itt ezek a cseppkövekbe maródott hullámkagylóknak felelnek meg. Ilyen képződményekkel találkozhatunk például a Nehéz-útban.

2.2. Morfológiai típusok

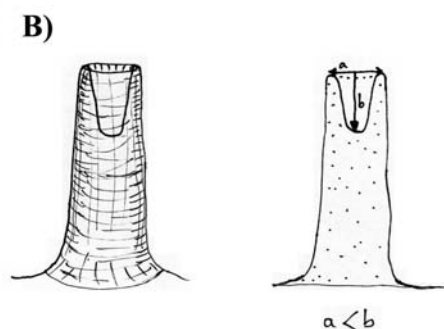
a. Csepegési kráter vagy medence: Cseppkölefolyáson, vagy álló cseppkő tetején, illetve oldalán a rácseppenő vizek széles, lapos mélyedést oldottak ki, benne össze tud gyűlni a víz. A forma nem azonos a csepperóziós medencékkel, mivel itt a túlcsorduló víz a képződmény felületén végigfolyva, további oldó hatást fejt ki, így oldási barázdák, illetve vályúk képződnek.

A)

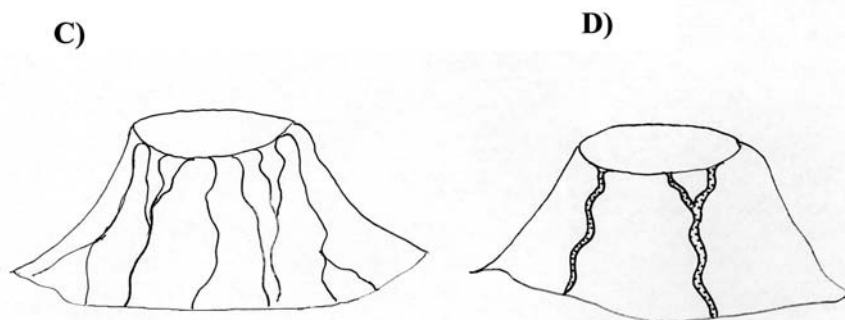


1. ábra: Csepegési kráter (A.)
Fig. 1.: Drip cone (A.)

b. Csepegési kút: Az előzőhöz hasonló képződmény, de sokkal mélyebb, mint szélesebb. Szintén össze tud benne gyűlni a lecseppenő víz. Meg kell jegyezni, hogy ilyen típust nem találtunk, de kialakulása elviekben lehetséges. Hasonlatos az agyagon kialakult kutakhoz, bár azok keletkezése inkább a csepperózióhoz köthető.



2. ábra: Csepegési kút (B.)
Fig. 2.: Drip tube (B.)



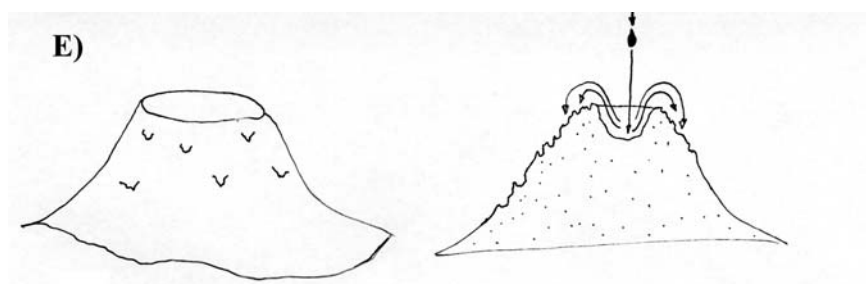
3. ábra: Oldási barázdák (C.) és oldási vályúk (D.)
Fig. 3.: Dissolutional furrows (C.) and dissolutional channels (D.)

c. Oldási barázdák: A csepegési kráterekben, illetve kutakban összegyűlő és túlcsorduló telítetlen vizek által kioldott barázda, melynek mélysége és szélessége 1-2 mm.

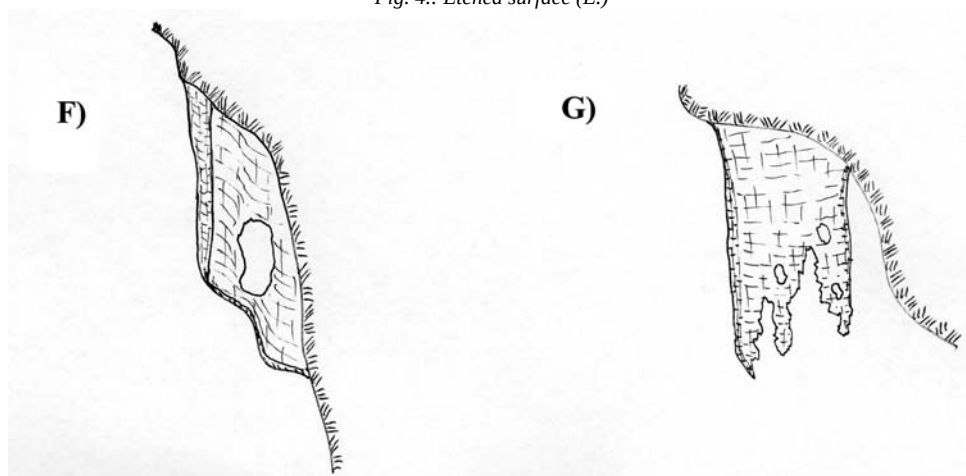
d. Oldási vályúk: A csepegési kráterekben, illetve kutakban összegyűlő és túlcsorduló telítetlen vizek által kioldott barázda, melynek mélysége és szélessége 1-2 cm. A vályúk a barázdákból fejlődnek ki, így a barázdák a primer, fiatalabb képződmények, míg a vályúk a szekunder, idősebb képződmények. Érdekes, hogy átmeneti típust, amely a jelentős méretbeli különb-

ségből adódik alig találtunk a barlangban. Az is megfigyelhető, hogy cseppkőfolyásokon a barázdák összekapcsolódnak és így alakulnak ki a szélesebb és mélyebb vályúk. A formák hasonlítanak a magashegységi körülmények között keletkező karrbarázdákhoz és vályúkhöz.

e. „Ragyás-érdes” felület: A csepegési pont körül gyakran „ragyás-érdes” lesz a képződmény felülete, melyeket a becsapódás pillanatában a szerte-fröccsenő telítetlen oldat mar ki. Ezek tulajdonképpen 1-2 mm-es mikromélyedések.



4. ábra: „Ragyás-érdes” felület (E.)
Fig. 4.: Etched surface (E.)



5. ábra: Átlyukadás (F.) és rojtosodás (G.)
Fig. 5.: Perforation (F.) and fringing (G.)

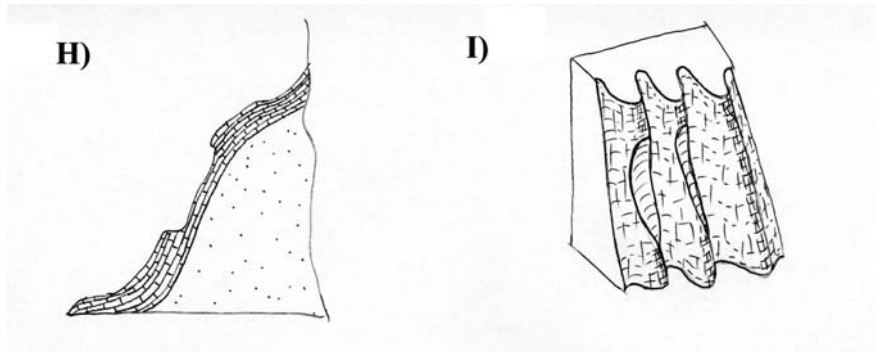
f. Átlyukadás: Cseppközászlók, illetve lécek belső felületének átlyukadása. Az így keletkező lyuk szabálytalan formájú, nagysága rendkívül változatos, 1-2 cm-es, de 40-50 cm-es átmérőjű lyukakat is találhatunk a képződményeken.

g. Rojtosodás: Cseppközászlók, illetve lécek szegélyei kirojtosodnak. A rojtosodás következtében szabálytalan, zerguzos lefutásúvá válik a zászló

szegélye, amely egy megtépett, foszló függöny szegélyére emlékeztet. A forma nem azonos a szabályos fogazottsággal.

h. Héjjas visszaoldódás: Felületi megjelenésű, egy-egy réteg visszaoldódik a képződményből.

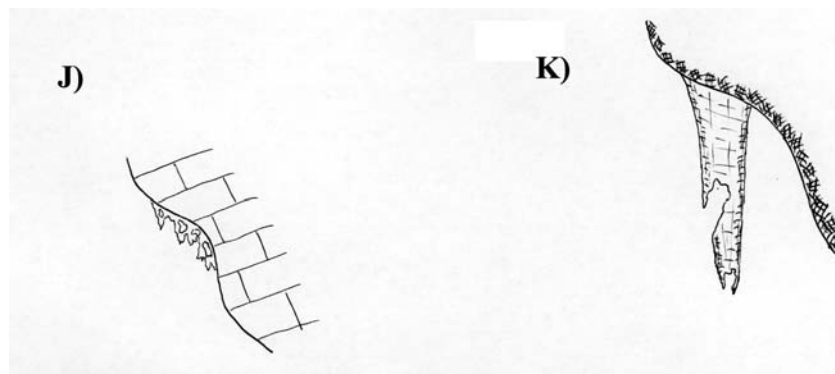
i. Kicsorbulás: Cseppkőlécek, illetve bordák élének degradációja.



6. ábra: Héjjas visszaoldódás (H.) és kicsorbulás (I.)
Fig. 6.: Dissolutional exfoliation (H.) and chipping (I.)

j. Cseppkőtörzso: Szinte a felismerhetetlenségig szétmaródott képződmény.

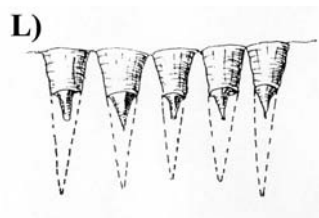
k. Szuvasodás: Függőcseppkövek belsejét, vagy ritkábban oldalát érintő pusztulási forma, melynek során a szuvas fogra emlékeztető belső üregesedések keletkeznek. Az így keletkező üregek nagysága változatos, amely az 1-2 cm átmérőtől 8-10 cm-ig is terjedhet.



7. ábra: Cseppkőtörzso (J.) és szuvasodás (K.)
Fig. 7.: Degraded dripstone (J.) and cavity (K.)

l. „Indián fogsor”: Függőcseppkő sorokat érintő degradáció, amikor a sor minden tagjának alsó hegye kihegyeződik. Meg kell jegyezni, hogy ilyen

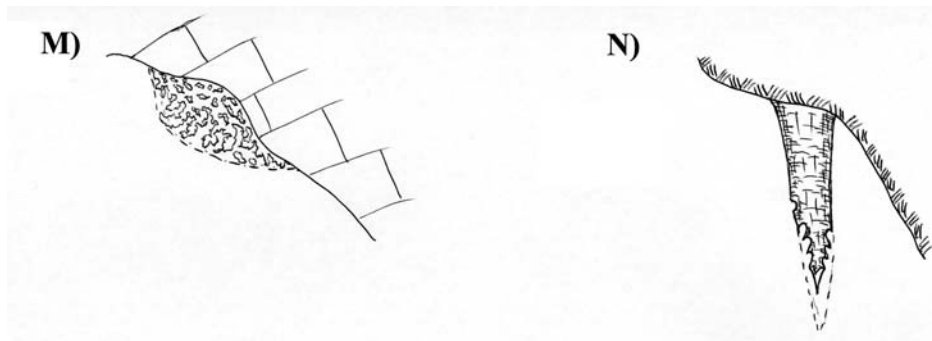
típust nem találtunk, de *KISBÁN – SZUNYOGH* (2003) a Béke-barlangban igen.



8. ábra: „Indian fogsor” *KISBÁN – SZUNYOGH* 2003. (I.)
Fig. 8.: „Indian teeth” *KISBÁN – SZUNYOGH* 2003. (I.)

m. Szövetes visszaoldódás: A képződmény jelentős részére kiterjedő pusztulási forma, amikor teljesen roncsolódik és szövetszerű maradványok keletkeznek.

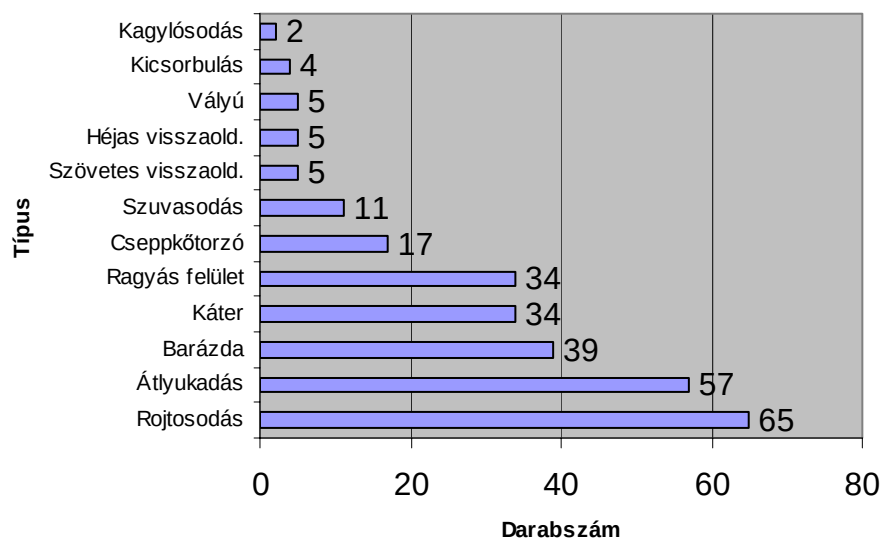
n. Kagylósodás: Függőcseppkövek oldalán keletkező, a gömbüstökre emlékeztető, néhány cm-es bemaródások. Ezen degradációs forma nem egyezik meg az árvízi elöntések által okozott hullámkagylósodással, mivel a képződmény helyzetéből adódóan nem abban a szintben található, (megfigyelhető pl. Viasz-utca és környékén).



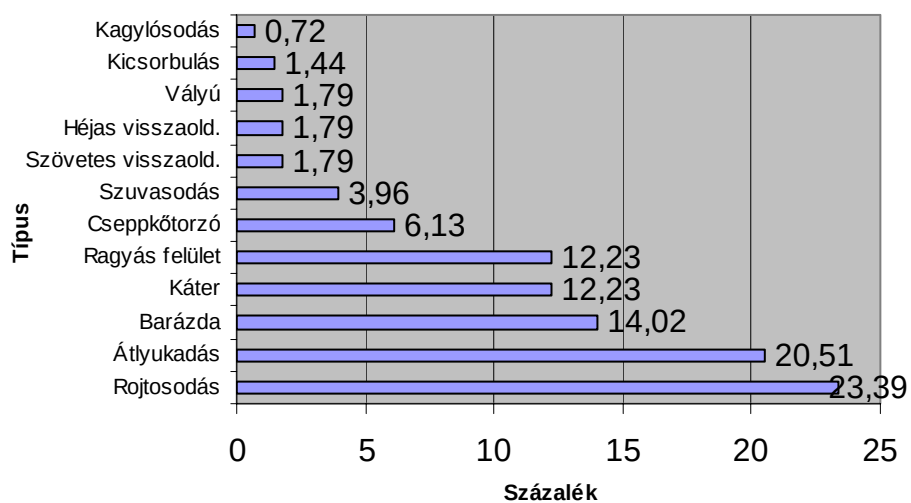
9. ábra: Szövetes visszaoldódás(M.) és kagylósodás (N.)
Fig. 9.: Textural degradation(M.) and scalloping (N.)

3. Értékelés

A Baradla-barlangban a leggyakoribb degradációs fajta a cseppkőzászlók, illetve lécek rojtosodása, illetve átlukadása. Második leggyakoribb az aljzaton és oldalfalakon lévő cseppköleflyásokon, állócseppköveken az oldási kráter és barázda képződése. Harmadik csoportot a cseppkőtörzók és a szuvas cseppkövek alkotják. Míg legkevesebb a szövetes és héjas visszaoldódás, a vályúsodás, a kicsorbulás és a kagylósodás.



10. ábra: Degradációs típusok előfordulási gyakorisága
Fig. 10.: Relative frequency of degradation type



11. ábra: Degradációs típusok százalékos gyakorisága
Fig. 11.: Percentage frequency of degradation type

Keletkezési típusok gyakorisági sorrendje:

- Kondenzvíz korrózió,
- szivárgó telítetlen vizek korróziós hatása és/vagy a szivárgó vizek keveredési korróziója,
- szivárgó vizek keveredési korróziója,
- guanó eredetű korrózió, közvetlen gyökérsavak okozta korrózió és árvízi elöntések korróziós és eróziós hatása.

A barlang egészét értékelve viszonylag gyakori jelenség a cseppkődegradáció, azonban mértéke, fejlettsége alapján jelentősen nem veszélyezteti a képződményeket. Több ponton megfigyelhető, hogy a jelenség időről időre erősödik, majd gyengül, sőt megszűnik. Ezután több ponton cseppkőnövekedés történik, majd ismét egy idő után elkezdődik a visszaoldódás. Ilyen degradációs szakaszosság figyelhető meg például a Viasz-utca képződményein.

IRODALOM

- GRUBER P. (1999): A Baradla barlangi karrjainak morfológiai vizsgálata. - Karsztfejlődés III. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 43-51.
- JAKUCS L. (1984 a.): Megkezdődött a cseppkőbarlangok pusztulásának korszaka? - Természet Világa 3. szám p. 124-125.
- JAKUCS L. (1984 b.): Válasz Maucha Lászlónak. - Természet Világa 12. szám p. 367.
- JAKUCS L. (1985): A savas esők és a karsztjelenségek. (A barlangi cseppkőképződmények újképletű degradációs szindrómájának kutatása). - Kutatási beszámoló jelentés. Kézirat, 183 p. TvH Barlangtani Adattár.
- JAKUCS L. (1986): A savas esők (ülededések) hatásának nyomai a barlangi cseppkövek visszaoldódásában. - Karszt és Barlang, 1986 I. p. 15-22.
- KISBÁN J. – SZUNYOGH G. (2003): Cseppkődegradációs vizsgálatok a Béke-barlangban. Kézirat, ANPI, p. 1-21.
- KOGOVSĚK 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. 111-112.
- MAUCHA L. (1984): Megjegyzések a „Megkezdődött a cseppkőbarlangok pusztulásának korszaka” c. cikkhez. - Természet Világa 12. szám p. 567-568.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2001): Cseppkő-pusztulási jelenségek vizsgálata a Pál-völgyi-barlangban. - Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 251-264.
- VERESS M. (1990): Hozzászólás a cseppkődegradációhoz. - Karszt és Barlang, 1990 I. p. 61-62.

A BARADLA-BARLANG HIDROLÓGIAI ÉSZLELŐ (MONITORING) RENDSZERÉNEK BEMUTATÁSA

GRUBER PÉTER

Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság
3758 Jósvafő Tengerszem oldal 1. info.anp@axelero.hu

Abstract: A MiniSonde 4a multi-parametre sonde was installed in the Styx and the Acheron streams in 2003. The measuring network monitors the following parameters: temperature, pH, solved oxygen content, conductivity, redox potential, nitrite concentration.

1. Bevezetés

A mérőhálózat megvalósításának indoka az Aggteleki-karszt és Magyarország legjelentősebb méretű és védettségű barlangjának a Baradla-barlangnak, mint a világörökség részét képező természeti kincsünknek és gyógyászati célra történő hasznosításra szánt objektumnak védelme a külső környezeti szennyező forrásokkal szemben. A monitoring rendszer által szolgáltatott adatok kiértékelésével megállapítható a szennyezettség mértéke, a szükséges óvintézkedések megtételének módja és helye, valamint az elkerülés lehetősége. A hidrológiai figyelő hálózat információt nyújt az esetleges szennyezésekről, illetve a karszt tisztulásának folyamatáról. A barlangrendszer hidrológiai vizsgálatával és a források vízkémiai elemzésével több kutató is foglalkozott: MAUCHA (1930), KESSLER (1955), JAKUCS (1960), SÁSDI (1992), STIEBER (1995), MAUCHA (1998).

2. A mérőhálózat bemutatása

A HYDROLAB hordozható multiparaméteres vízminőségmonitor rendszer. Az első fázisban MiniSonde 4a multiparaméteres szonda került beépítésre a Styx és a Acheron patakba. A hálózat folyamatos mérési eredményeket szolgáltat a következő paraméterekről: hőmérséklet, pH, oldott oxigén tartalom, vezetőképesség, redox potenciál, nitrit koncentráció.

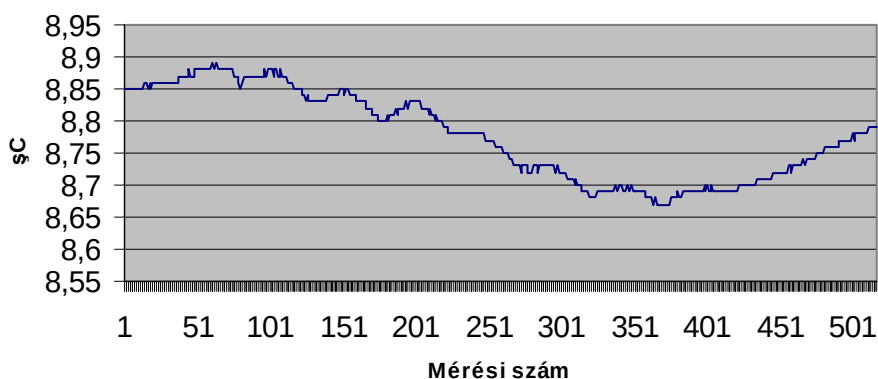
A mérőhálózat automatizáltan működik, így meghatározott (tetszőleges) időközönként kell az adatokat letölteni és kiértékelni. Az árvizek megindulása esetén folyamatos monitorozás valósítható meg, amely rögtön kiszűri a külső pl.: szántóföldi eredetű szennyező anyagokat. A fejlesztés kör-

nyezetvédelmi, műszaki előkészítése a korábbi évek szórványmérései alapján történtek. Ezen mérések mutatták meg azokat a pontokat, ahol további, rendszeres monitorozás szükséges. A folyamatos monitoring mellett szükséges az alkalmi pontszerű vizsgálatok elvégzése is. Ezek között szerepelnie kell a cseppkőminták és agyag, illetve iszap minták nehézfém tartalmának kiértékelése, illetve a recens cseppkő degradációs helyszínek vízmintáinak vizsgálata. Telepített mérési pontot kell kiépíteni a forrászónában, amelyből nyomon követhető a felhalmozódás és a kiürülés.

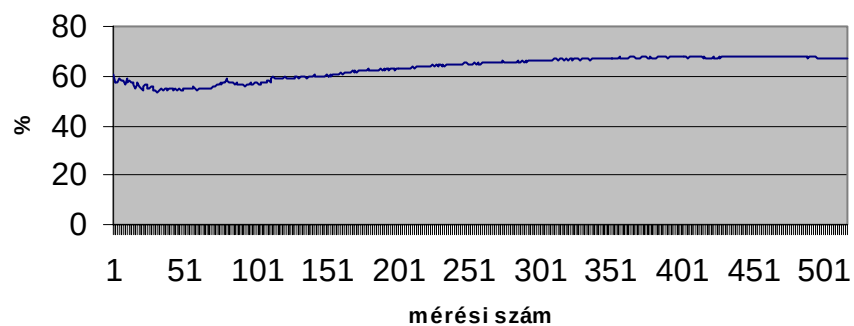
Több ponton mobil mérési helyet kell kialakítani, melyek rendszeres észlelést igényelnek. Csak így szűrhetők ki azon pontok, amelyek szintén jelentős szennyezőanyagot juttatnak a barlangba (pl. Törökmecset-ág, Retek-ág több pontja, stb.).

3. Értékelés

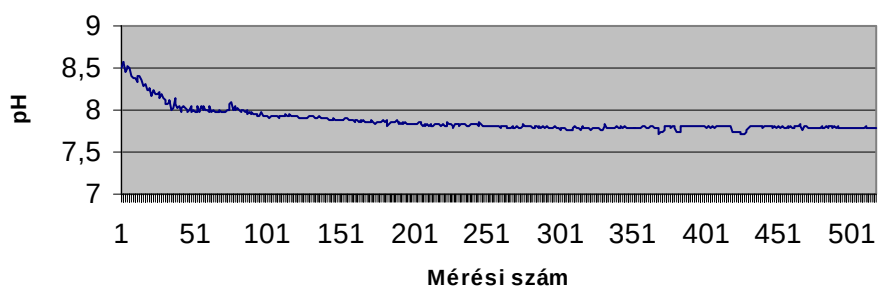
2003. februárjától működnek a szondák mind az Acheron, mind a Styx partokban. Az alábbiakban a mérési eredményeket ismertetjük, amelyeket 1-12 ábrán mutatunk be.



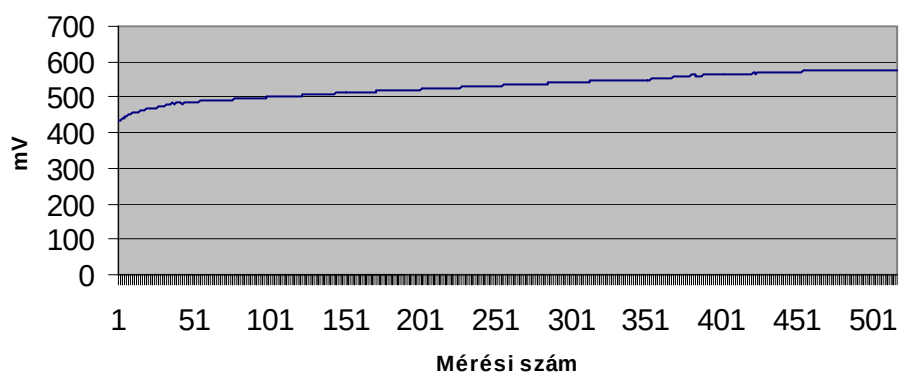
1. ábra: Hőmérséklet 2003.02. hó.
Fig. 1.: Temperature in 02. 2003.



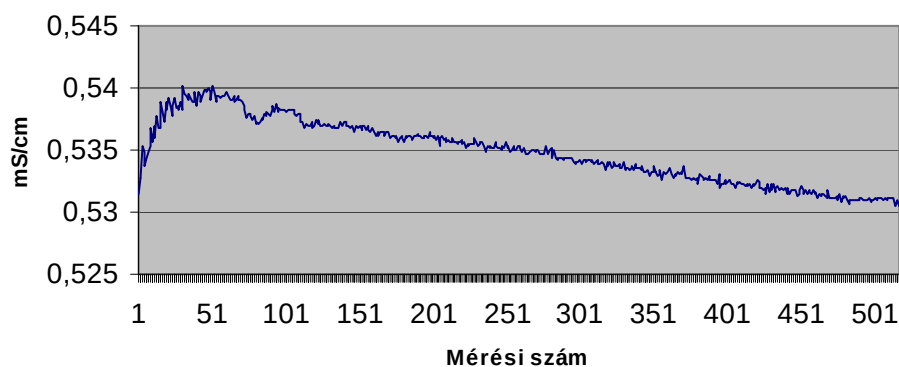
2. ábra: Oldott oxigén 2003.02. hó.
Fig. 2.: Solved oxvaen content in 02. 2003.



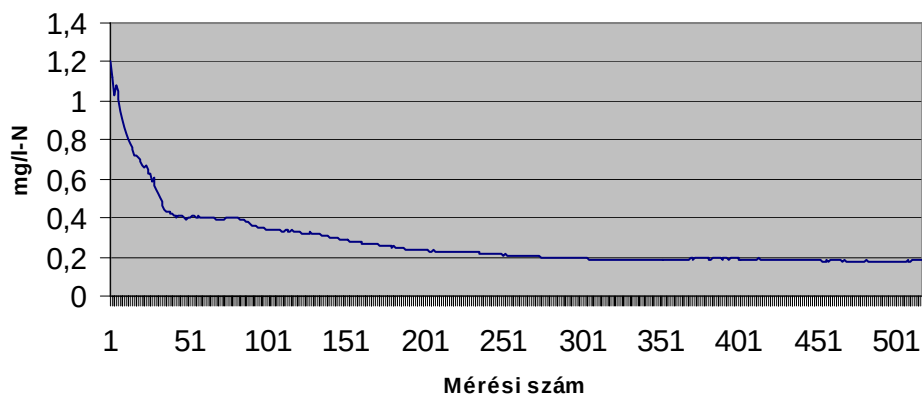
3. ábra: pH 2003.02. hó.
Fig. 3.: pH in 02. 2003.



4. ábra: Redox potenciál 2003.02. hó.
Fig. 4.: Redox potential in 02. 2003.

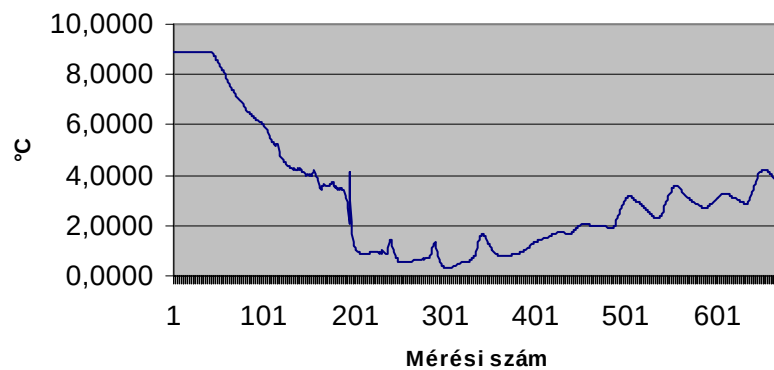


5. ábra: Vezetőképesség 2003.02. hó.
Fig. 5.: Conductivity in 02. 2003.

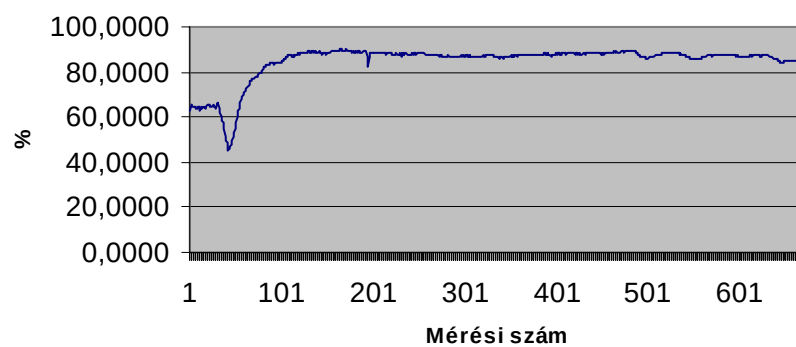


6. ábra: Nitrit koncentráció 2003.02. hó.
Fig. 6.: Nitrite concentration in 02. 2003.

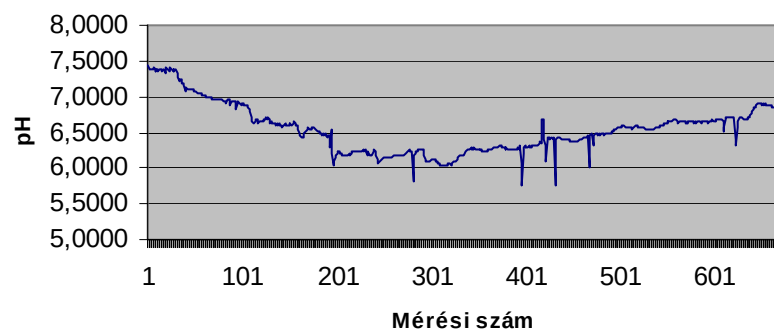
2003 februárjában az Acheron patak nem folyt, a mérési ponton az őszi csapadékos hetek vízbefolyásaiból megmaradt állóvíz alakult ki, így ennek a néhány m²-es tónak a kémiai paramétereit tudtuk vizsgálni zavartalan körülmények között. A hőmérséklet 8,8°C körül állandósul. Az oldott oxigén tartalom először stagnál, majd folyamatos lassúsággal csökken. A pH kicsi kilengésekkel 7,8 körül állandósul. A redox potenciál kismértékben, de növekszik, míg a vezetőképesség folyamatosan csökken. A nitrit koncentráció csökken.



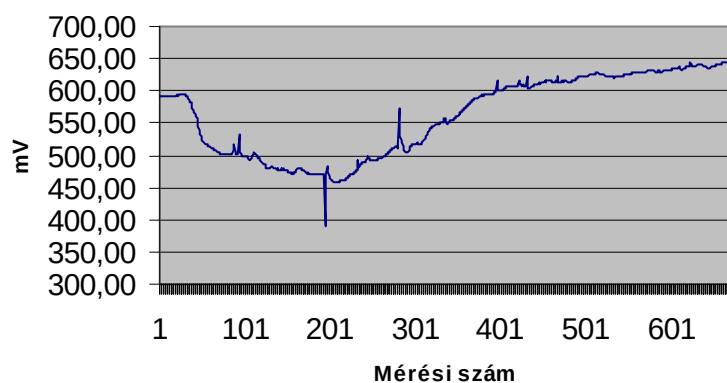
7. ábra: Hőmérséklet 2003.03. hó.
Fig. 7.: Temperature in 03. 2003.



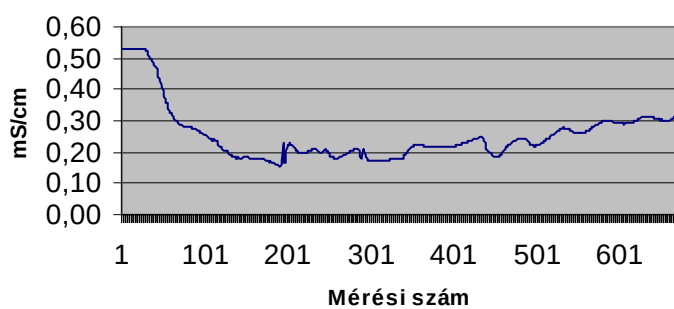
8. ábra: Oldott oxigén 2003.03. hó.
Fig. 8.: Solved oxygen content in 03. 2003.



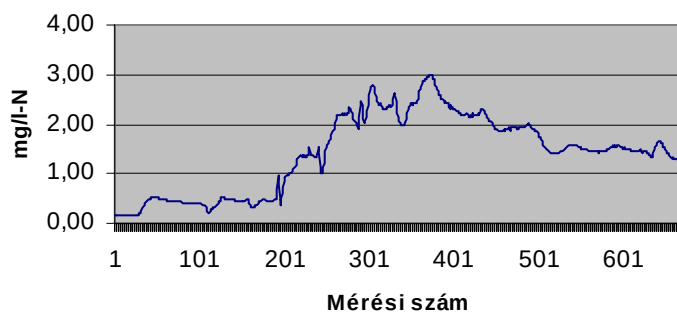
9. ábra: pH 2003.03.hó
Fig. 9. pH in 03.2003.



10. ábra: Redox potenciál 2003.03. hó.
Fig. 10.: Redox potential in 03. 2003.



11. ábra: Vezetőképesség 2003.03. hó.
Fig. 11.: Conductivity in 03. 2003.



12. ábra: Nitrit koncentráció 2003.03. hó.
Fig. 12.: Nitrite concentration in 03. 2003.

2003. márciusában lassú hóolvadás hatására viszonylag hosszan elnyúló, kismértékű árvíz vonult le az Acheron patakon. Intenzív hőmérsékletcsökkenés figyelhető meg, akár 3 óra alatt 5-6 fokkal is. Napi ritmust lehet kimutatni, a legmelegebb időszak reggel 8 és délután 3 óra között alakul ki, majd hirtelen lehűlés következik. A minimum értéket 23 óra körül éri el, majd folyamatosan melegszik. Az oldott oxigéntartalom az olvadás megindulásával, az első lökeshullámmal hirtelen megnövekszik. A vezetőképesség a hőmérséklettel azonosan változik, árvíz idején hirtelen lecsökken. A pH, az intenzív befolyás idején jelentősen lecsökken, akár 2 érékkel is! A redox potenciál ugrásszerűen megnő a lökeshullámos megindulásával, majd ugyanúgy hirtelen lecsökken az intenzív befolyások megszűntével. A nitrit tartalom a víz, illetve a bemosódás megindulásával látványosan megemelkedik, majd fokozatos csökkenést mutat.

2004. márciusában a hirtelen felmelegedés hatására árvízi betörés történt, amely igen sok anyagot hozott magával a vízgyűjtő területről. A gyors ár hullám nagyobb mennyiségű szennyezőanyagot hoz be a barlangba.

1. táblázat
Table I.

Az Acheron patak 2003. évi vízkémiai statisztikai összesítése
The tabulation of hydrological chemistry statistics of Acheron Stream in year 2003.

	Minimum	Maximum	Éves átlag
Hőmérséklet	0,23 °C	9,66 °C	7,03 °C
Oldott oxigén	15,9%	88,1%	58,9%
Vezetőképesség	72,7 µS/ cm	540 µS/ cm	337,1 µS/ cm
pH	3,4	8,5	6,8
Redox potenciál	432 mV	877 mV	636,9 mV
Nitrit	0,18 mg/l	26,17 mg/l	3,56 mg/l

2003-ban a Styx patak egész évben ki volt száradva, így a szonda nem tudott értékelhető adatokat gyűjteni, 2004-ben a Styx is megindult a nagyméretű árvízkor, azonban az adatok még nem kerültek feldolgozásra.

4. Összefoglalás

2003-ban MiniSonde 4a multiparaméteres szonda került beépítésre a Styx és az Acheron patakba. A mérőhálózat a következő paramétereket vizsgálja:

hőmérséklet, pH, oldott oxigén tartalom, vezetőképesség, redox potenciál, nitrit koncentráció. Az elmúlt évben értékelhető eredményeket csak az Acheron patakról kaptunk.

Megállapítható, hogy az Acheronon a melegedés következtében meginduló hóolvadások során napi intenzitású árvízi hullám megy végig. Az oldott oxigéntartalom az olvadás megindulásával, az első lökéshullámmal hirtelen megnövekszik. A vezetőképesség a hőmérséklettel azonosan változik, árvíz idején hirtelen lecsökken. A pH, az intenzív befolyás idején jelentősen lecsökken, akár 2 érékkel is! A redox potenciál ugrásszerűen megnő a lökéshullámos megindulásával, majd ugyanúgy hirtelen lecsökken az intenzív befolyások megszűntével. A nitrit tartalom a víz, illetve a bemosódás megindulásával látványosan megemelkedik, majd fokozatos csökkenést mutat.

A befolyások egyre gyengülnek, majd megindul a patak fokozatos melegedése. Az átfolyás megszűnik és a medenceszerű mélyedésekben állóvizek alakulnak ki. A hőmérséklet 8,8°C körül állandósul. Az oldott oxigén tartalom először stagnál, majd folyamatos lassúsággal csökken. A pH kicsi kilengésekkel 7,8 körül állandósul. A redox potenciál kismértékben, de növekszik, míg a vezetőképesség folyamatosan csökken. A nitrit koncentráció a kémiai reakciók következtében fokozatosan csökken.

Összefoglalva megállapítható, hogy az Acheron patak szennyezettsége az intenzív vízbefolyások idején megnövekszik, amely a vizek szántóföldeken történő átfolyásával magyarázhatók.

IRODALOM

- JAKUCS L. (1960): Az Aggteleki barlangok genetikája a komplex forrásvizsgálatok tükrében. - Karszt és Barlangkutatás. 1959. I. p. 37-77.
- KESSLER H. (1955): Forrástani részletvizsgálatok az Aggteleki karsztvidéken. VITUKI beszámoló 1954. p. 134.
- MAUCHA R. (1930): Az Aggteleki-cseppkőbarlang vizeinek vegyi vizsgálata. Hidrológiai Közlöny 10.
- MAUCHA L. et al. (1998): Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatási eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai. - VITUKI Rt. Kiadvány Budapest.
- SÁSDI L. (1992): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység vízrajzi és vízföldtani viszonyai. - Kézirat, Aggteleki Nemzeti Park, p. 1-101.
- STIEBER J. (1995): Barlangklimatológiai és vízkémiai szakértői vélemény a Baradla-barlang aggteleki szakaszának gyógybarlanggá nyilvánításához. - Kézirat, Aggteleki Nemzeti Park, p. 16-21.

**SZPELEOLÓGIAI MEGFIGYELÉSEK AZ ÉGERSZÖGI
SZABADSÁG-BARLANGBAN A LEGÚJABB RÉSZLETES
FELMÉRÉS KAPCSÁN**

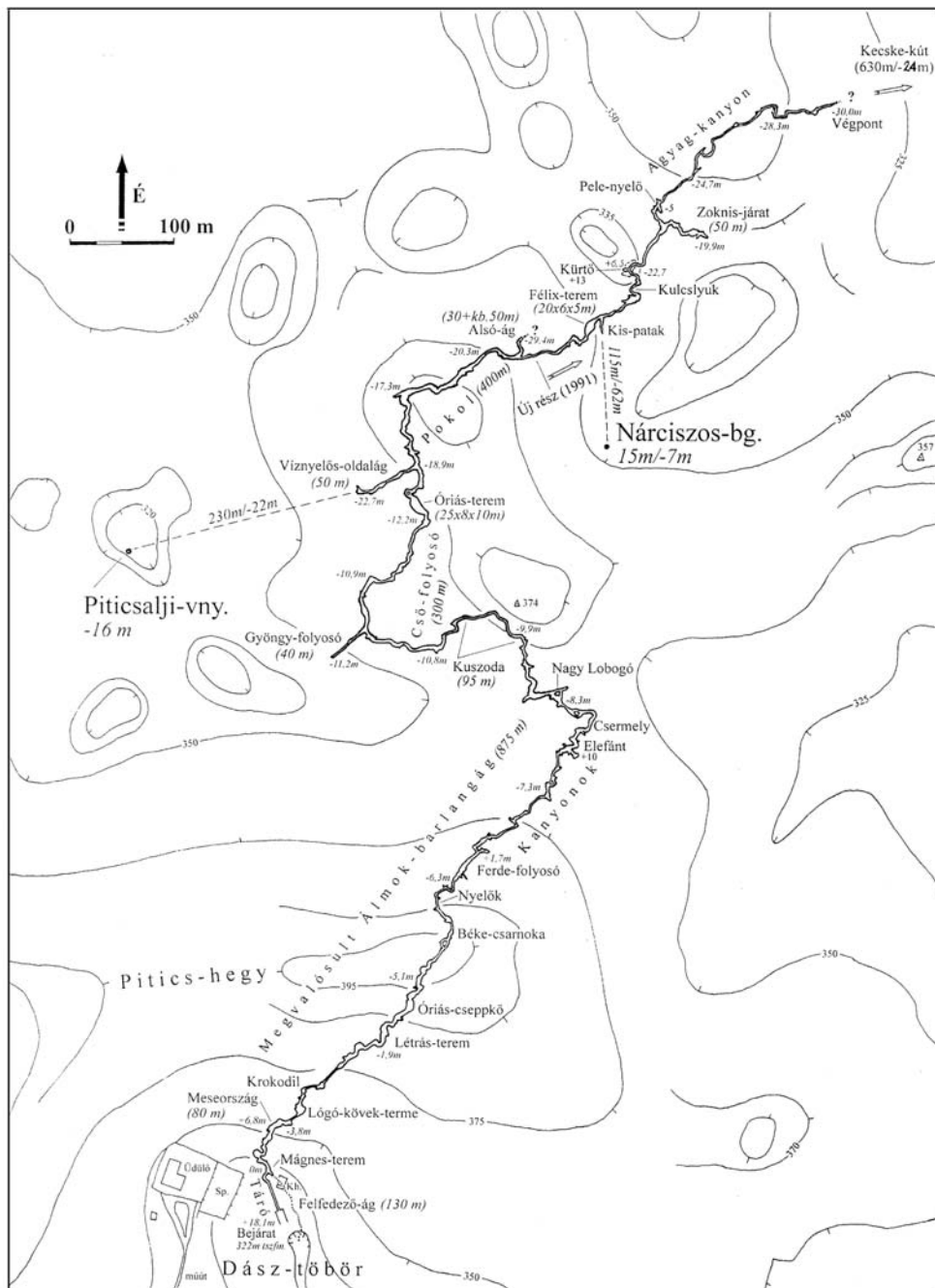
NYERGES ATTILA

Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, Természetvédelmi Hivatal,
Barlangtani és Földtani Osztály; 1025 Budapest, Szépvölgyi út 162/b.
nyerges@mail.kvvm.hu

Abstract: The 3.03 km long Szabadság- (Liberty-) cave is the third longest cave of the Aggtelek karst. The course of the recent surveying allowed the description of a detailed morphogenetic structure of this cave. Beside the changes in the character of the Main Passage a connecting pothole and several horizontal inlet can be observed. The scale and direction of the water circulation has been changed several times, which confirmed by the presence of sinkholes in the cave and by the sediments observed. According to this study at least 1.2 km long passages can be ascertained in the direction of Kecske-kút forrás (Goat-well spring).

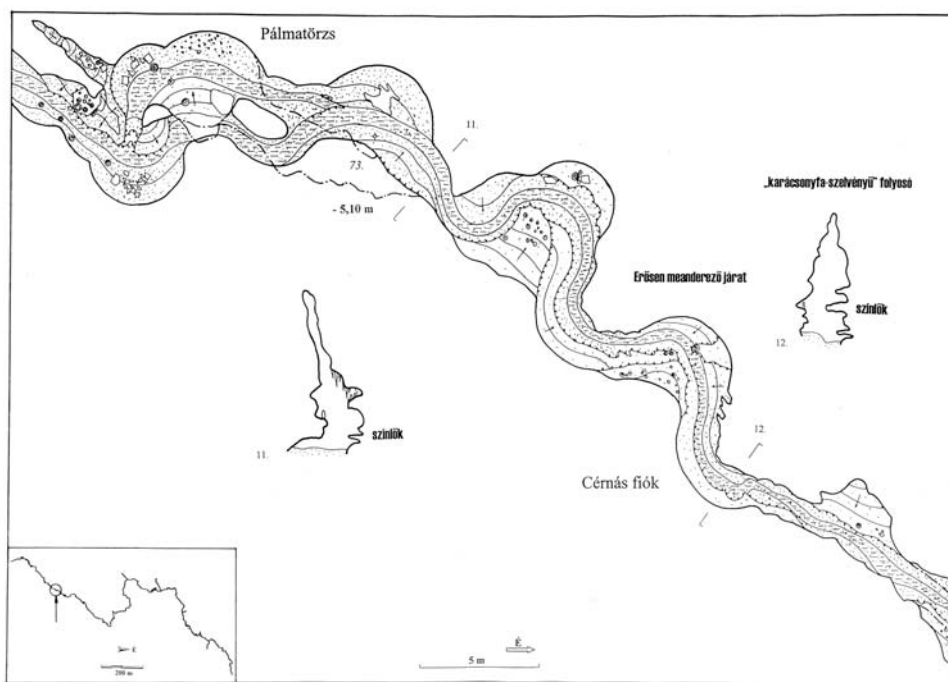
1. Bevezetés

A Szabadság-barlang 50 éve, 1954. november 14-e óta ismert. Számos tanulmány és tudományos vizsgálat látott róla napvilágot (SZUNYOGH 1995). Az új, korszerű, részletes felmérést az Aggteleki Nemzeti Park megbízásából a BUBATE (BEAC). végezte el 2000-2003. között. Ezután a Szabadság-barlang teljes hossza 3030 m-nek, szintkülönbsége -48 m-nek adódott. Az új felmérés kapcsán lehetővé vált a barlang korszerű szpeleológiai vizsgálata és az eddig vázlatosan felmért (Új rész) vagy felméréstlen szakaszok részletes dokumentálása (1. ábra).



1. ábra: A Szabadság-barlang felszín alatti elhelyezkedése.
 Fig. 1. Topographic location of Szabadság cave - a Scheme helyett lehet hogy jobb a Figure

2. Megfigyelések a régi részben

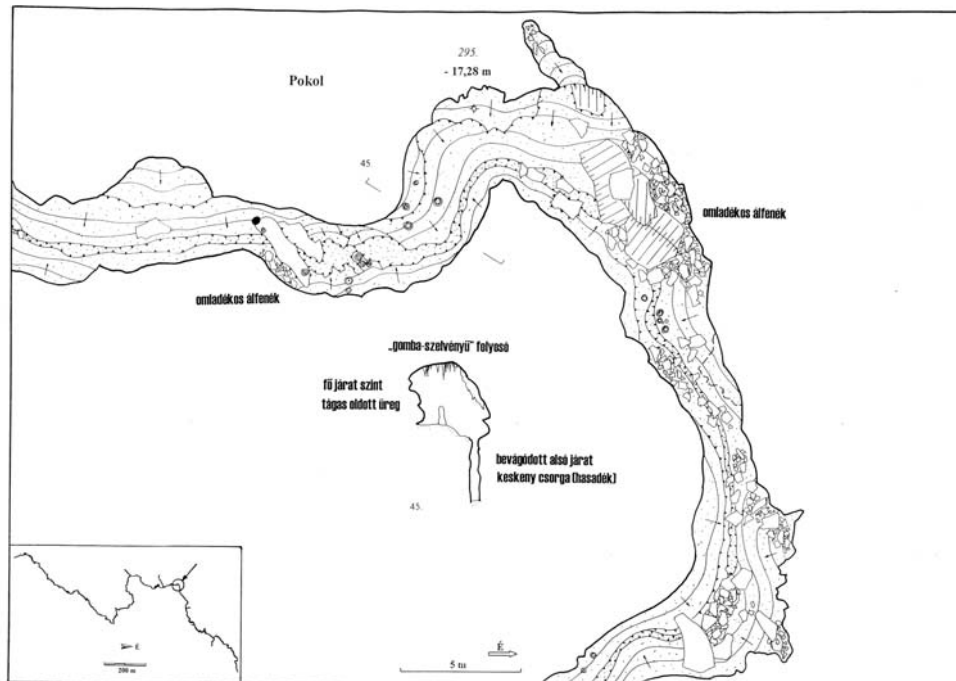


2. ábra: A Szabadság-barlang jellegzetesen meanderező járatszakasza a Megvalósult Álmok-ág nyelőinek előtti részből.

Fig. 2. Typical meander in the Szabadság cave close to the sinkholes of Megvalósult Álmok section

- A Dász-töbör és a Kecse-kút bizonyított hidrológiai kapcsolatrendszer: Bejárat (322 m tszfm.) – Kecse-kút (250 m tszfm.) 1650 m légvonalbeli távolság és -72 m szintkülönbség; 22 óra vízátfolyással (BALÁZS 1960), ami 75 m/óra sebességet jelent. Ez az átfolyási sebesség az Aggteleki-karszterületén a máshol is megfigyelhető és regisztrált „közepes” és a „nagy” (50-100m/óra felett) méret közötti barlangot jelez (SÁRVÁRY 1979), amit Szabadság-barlangban már megismert járatok is igazolnak. Azonban, ha figyelembe vesszük a barlangjárat tényleges hosszát (nem légvonalban: 2180 m ismert járat + a még nem ismert járatok 630 m légvonalban, amit szorozva az eddig megismert járatok hossznövekedési együtthatójával: $2180/1150=1,89$; $2180 \text{ m} + (630 \text{ m} \times 1,89) = 3370 \text{ m}$) akkor ez a valóságban 150 m/óra sebességnél is több lehet, különösen akkor, ha árvizes állapotban zajlik le. Azaz több mint kétszeres a tényleges átfolyási sebesség, mint az elvi átfolyás sebessége.

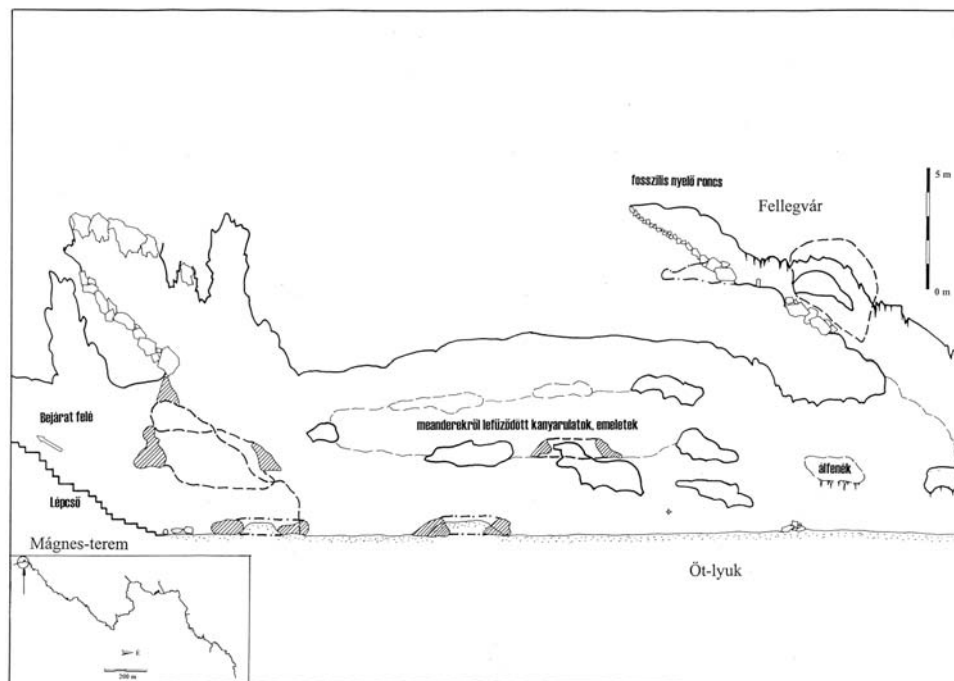
- Az időszakosan aktív patakos jelleg mellett az elmúlt évtizedekben erősen gyengülő vízforgalom figyelhető meg, amit az egykori barlangi források elapadása (Kuszoda közepe) is mutat. A barlangban nem tapasztaltunk effektív vízfolyást.
- Emeleti járatok a Megvalósult Álmod-bárlangágban találhatók, amelyek elsősorban lefüződött meander kanyarulatokból, ritkábban kizáródott függőleges tektonikus hasadékokból és nyomokban fosszilis nyelőroncsokból állnak, helyenként omladékos álfenekkel. A jellegzetesen meanderező járatok (2. ábra) a Nyelőkig igen elterjedtek, azután már a mélybefejeződés hatására a kisebb vízfolyás mennyisége miatt az eróziós hatás is lecsökken, és a tektonikus ill. a víz alatti oldás nyomai sokkal markánsabban maradhatnak fenn.



3. ábra: A Pokol jellegzetes járatszakasza a mélyen bevágódott csorgóval.
Fig. 3. Characteristic section of "Pokol" (Hell)

- Az ún. Nyelők keskeny, fejletlen eltömődött barlangi víznyelők, melyek a befolyó víz időszakos mélybevezetésével egy alsó járatszint meglétét valószínűsítik. A Nyelők után a formakincs a korróziós (> eróziós), tektonikus elemek túlsúlya felé mutat, azok mintegy morfológiai vízválasztót jelentenek.

- A *Pokol* zónájában a fő járatszint alatt átlagosan -5 m mélyen bevágódott alsó járatok is létrejöttek. Jellegzetes a gombaszelvényű folyosó, ami felül tágas oldott üreget alkot, melynek aljába egy keskeny csorga (hasadék) vágódott be. A kettőt gyakran választja el omladékos álfenék, így külön járatgyüttesnek is értelmezhető, de valójában egynek számít (3. ábra).



4. ábra: A Szabadság-barlang bejáratú szakaszának hosszmetezete, mennyezetében feltöltődött fosszilis nyelőroncsokkal.

Fig. 4. The vertical projection of the entrance part of Szabadság cave with the filled, fossile sinkholes

- A behordott üledékek lerakása és elszállítása közel egyenlő mértékű. Jelenleg egyik folyamat dominanciája sem látható. A kettő váltakozása (mederbeágódások, alámosott szintek, cseppköves szinlők) a régmúltban jól nyomon követhető (KRAUS 1995).

- A fő járatban egyenletesek a lejtésviszonyok. A kis esésű patakmederben 2180 m hosszban, oldalágak nélkül (légvonalban: 1150 m) -28 m a járat esése, amihez még a bejáratú nyelőzóna 130 m/-18 m-es szintkülönbsége adódhat.

- Meghatározó a járatok kialakulásában a bezáró közet anyaga (wettersteini mészkő és szürke dolomit), valamint irányítottságában a tektonikus preformáció. A nagy törések mellett jól nyomon követhetőek a kisebb törésvonalak.

- A ma ismert vízszintes oldalágak (Gyöngy-folyosó, Víznyelős-oldalág) egykori horizontális nyelvjáratok maradványai (vízbevezető). A Fő-ágnál mindegyik fejletlenebb, erősen feltöltöttek és elcseppkövesedettek.
- A Dász-töbör jól látható víznyelője (Főbejárat) mellett a barlangból kiindulva a Fő-ág elejében további a felszínen már teljesen elhantolódott fosszilis nyelők is kimutathatóak (pl. Fellegvár, 4. ábra).
- A korábbi morfológiai felosztástól (SZUNYOGH 2003) némileg eltérően a barlang szakaszjelleg változásai a régi részben, az alábbiak szerint különíthetők el (I. táblázat):

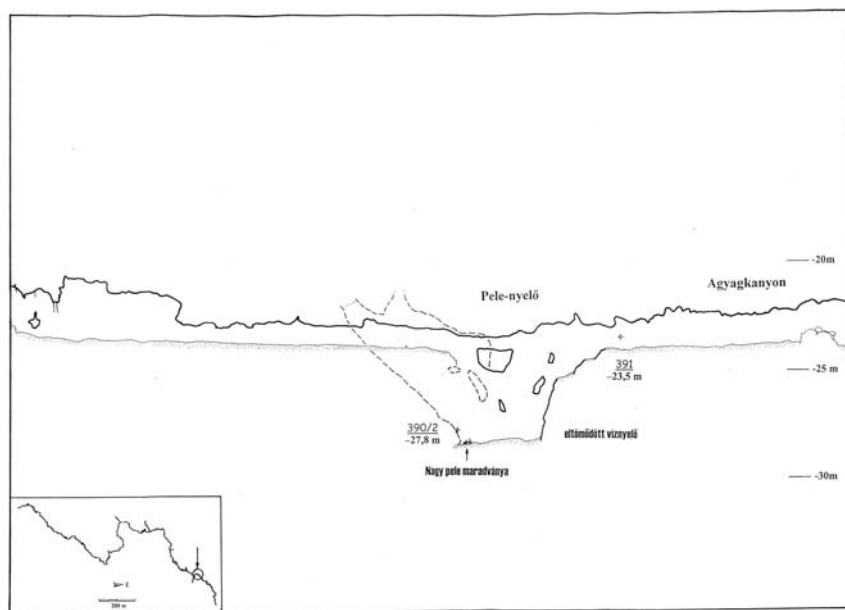
I. táblázat
Table I.

A Szabadság-barlang morfológiai felosztása (Régi rész)
The morphological subdivision of Szabadság cave (Old part)

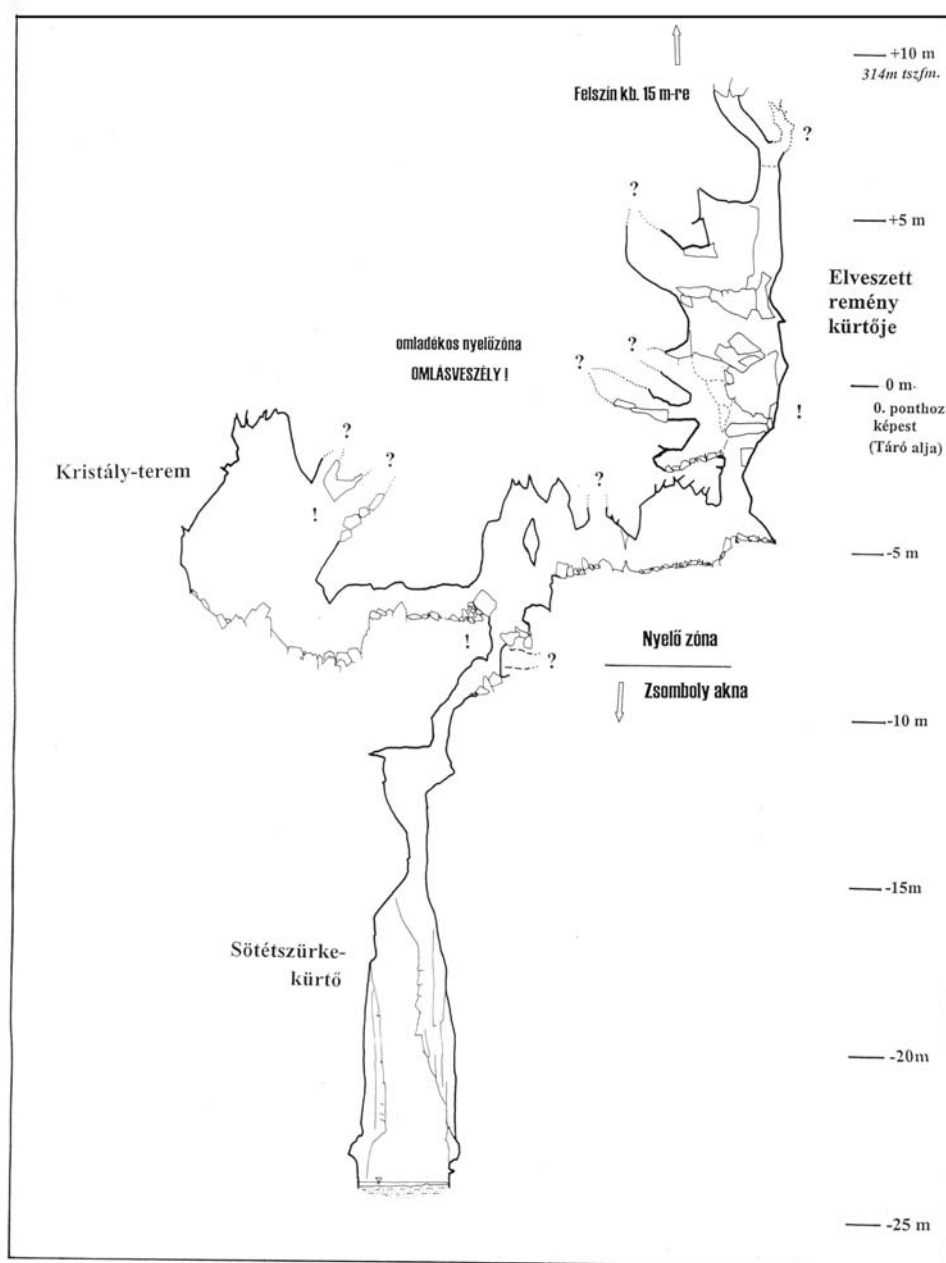
N°	Szakasz	Hossz	Megfigyelés
1.	Bejáratú táro (nem barlang)	43,86 m	Mesterséges táro, lejtakna
2.	Felfedező-ág, lejárát (beomlott)	Kb. 130 m	Omladékos vízvezető járat, mely fokozatosan megy át egy erősen összetöredezett, majd szálkőves oldott járatba.
3.	Megvalósult Álmok-barlangág a, a Nyelőkig b, Kanyonok	875,13 m	a, Rendkívül változatos, eleinte erősen meanderező „karácsonyfa-szelvényű” színűs járat, meanderekről lefüződött emeleti járatokkal. b, a nyelők után dominánsabb tektonikus hasadékokkal (Kanyonok) preformált folyosó, wettersteini mészkőben, freatikus formákkal
4.	Meseország	80,91 m	Meanderekről lefüződött emeleti járatok, helyenként omladékos álfenekekkel.
5.	Emeleti-járatok	130,71 m	Meanderekről lefüződött emeleti járatok, kizáródott, magas tektonikus hasadékok, fosszilis nyelvörncsok, helyenként omladékos álfenekekkel.
6.	Hosszú-terem	116,05 m	Meanderekről lefüződött emeleti járatok, fosszilis nyelvörncsok, helyenként omladékos álfenekekkel.
7.	Kuszoda	94,56 m	Gutensteini dolomitban kialakult lapos, széles, erősen feltöltött járat, egykori forrása elapadt
8.	Cső-folyosó	300,6 m	Fokozatosan táguló csőjárat, agyagos mederbevágódások
9.	Gyöngy-folyosó	40,48 m	Időszakosan aktív cseppköves, mésztufás oldalág. A Pitics É-i oldalában lévő nyelők vizeit vezeti be
10.	Óriás-terem	20,64 m	Közethatár menti lezökkent, széles, magas járat, oldott mennyezettel, omladékos aljzattal
11.	Víznyelős-oldalág	79,07 m	Időszakosan aktív oldalág. Az un. Pitics alji nyelő vizeit vezeti be
12.	Pokol	329,58 m	Kétszintes „gombaszelvényű” járat, erősen elagyagosodva
13.	Pokol Alsó-járata	62,03 m	A Pokol mélybevágódott szintje
14.	Régi alsó végpont	28,81 m + kb. 50 m	Időszakosan aktív mélybefejeződött barlangjárat (barlangi víznyelő)

3. Megfigyelések az 1991-ben felfedezett Új részben

- Egyértelműen inaktív patakos jelleg (teljes fosszilis felső járat zóna) figyelhető meg. A barlangba a bejárat felől befolyó vizek a Régi alsó végpont mélybefejeződésénél egy alsó szintre távoznak. A barlang új részében nem tapasztalható effektív vízfolyás. Állandó vízbeszivárgás (csepegés) látható a Sötétszürke-kürtöből, aminek az aljában sekély tó gyülemlik fel, ami a tovább vezető járat iszapos környezetében el is szivárog. Továbbá időszakosan vízfolyás lehetséges az ún. Kis-patak oldalága felől.
- Nem valószínűsíthető a jelenleg megismert járatszint felett, horizontális emeleti járat.
- Két fejlett, de erősen eltömődött barlangi víznyelő (Pele-nyelő -5 m Zoknis-ág előtti nyelő -2 m) tagolja a fő járatot, amelyek alatt kb. 15-20 m-el egy eddig feltáratlan, párhuzamosan fejlett, horizontális alsó járat valószínűsíthető. Mérete és aktivitása sem ismert, feltételezhető, hogy időszakosan vagy állandóan aktív kisméretű barlangjárat húzódik a mélyben. A korábban leírt (VIDICSNÉ 1993) -18 m-es akna, mely a Pele-nyelőre utal, tévesnek bizonyult, mivel az csak -5 m-es mélységű. Ilyen gyors ütemű feltöltődése a barlang jelenlegi aktivitása alapján kizárható (5. ábra).



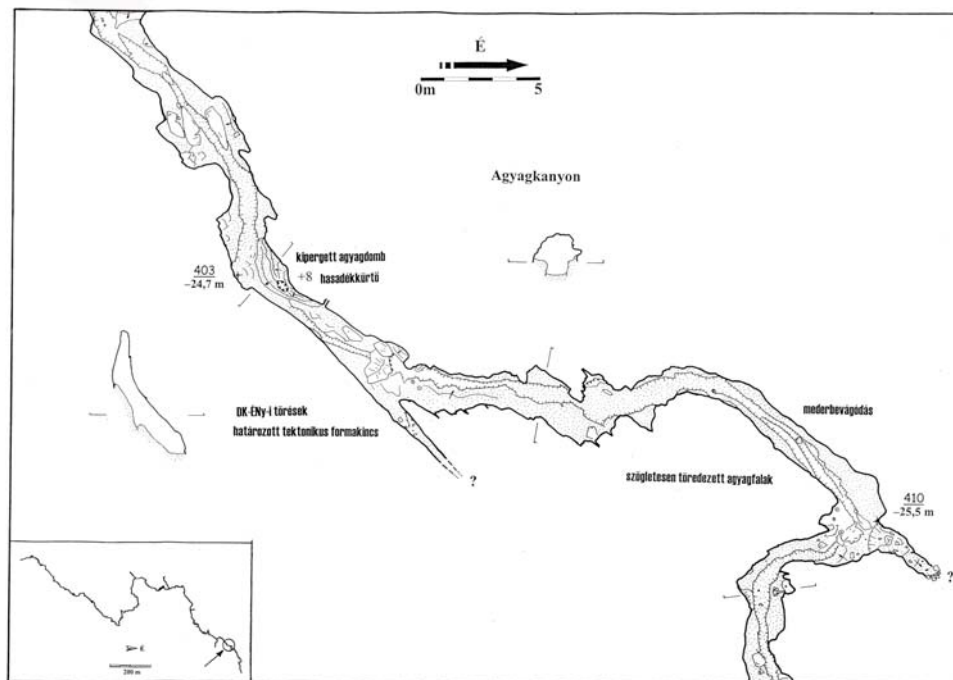
5. ábra: A Szabadság-barlang Új részében lévő második, (un. Pele-nyelő) -5 méter mély barlangi víznyelő, és jellegzetesen alacsony, horizontális járatú környezetének hosszmetSZETE.
Fig. 5. The second 5 meter deep sinkhole (Pele-Nyelő) in the new parts of Szabadság cave and the vertical projection of the typically low, horizontal passages around.



6. ábra: A Szabadság-barlang Új részében lévő Sötétszürke-kürtő és a felette lévő omladékos nyelőzóna hosszmet-szete.

Fig. 6. The vertical projection of the "Sötétszürke kürtő" (Deep gray aven) in the new parts of the Szabadság cave with the ruined sinkhole zone above.

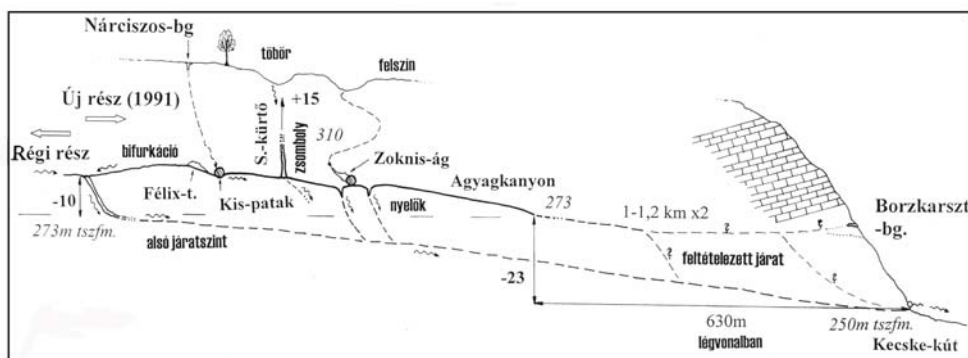
- A Sötétszürke-kürtő az addigiaktól teljesen eltérő, morfológiáját tekintve függőleges zsomboly jellegű járatszakasz, mely a jelenlegi vízbevezető járat becsatlakozását képezi. A felső részét (Kristály-terem, Elveszett Remény-kürtője) egy erősen omladékos víznyelőzóna alkotja, mely egy töbör alá nyúlik fel, és a felszíntől kb. 15 m választja el (6. ábra). A felszínen nyitott vagy eltömődött barlangjáratra utaló egyértelmű jel jelenleg nem látható.
- A belső részen egy vagy több nyitott bejárat meglétére utalnak azok a nagy pele maradványok, ürüléknyomok, melyek a Zoknis-ágtól 20-30 m-re találhatóak. Leginkább feltételezhető a Sötétszürke-kürtő (jelenleg is), vagy a Kis-patak ill. a Zoknis-ág (idősebb) egykori közvetlen kapcsolata a felszínnel, amin keresztül rendszeresen bejuthattak a kisemlősök a barlangba.
- A üledékek kihordása elhanyagolható mértékű. Jelenleg a barlang feltöltődésének folyamata erősebb, mint a kihordódás. Ez általános elagyagosodásban nyilvánul meg. Az agyagos aljzatot szeptáriás és erősen iszapos szakaszok tagolják. A szögletesen töredezett falú agyagkanyonok és mederbe-vágódások egy korábbi kihordódásra utalnak (7. ábra).



7. ábra: A Szabadság-barlang Új részének szakasza a nyelőkön túli Agyagkanyontól, jellegzetes, szögletesen töredezett falú, agyagos mederbe-vágódásokkal.

Fig. 7. A passage from the New part of the Szabadság cave after the sinkholes in the Mud Canyon with typical square fragmented wall with muddy channels.

- Meghatározó a járatok kialakulásában a bezáró kőzet eltérő anyaga (szürke dolomit és lemezes mészkő), valamint irányítottságában a tektonikus preformáció. A nagy törések mellett jól nyomon követhetőek a kisebb törés-vonalak.
- A Fő-ágba becsatlakozó vízszintes oldalágak az egykori nyelőjáratok maradványai. A Zoknis-oldalág egy idősebb, tágas, átlagosan 3 m széles járat, mely a Fő-ág felett 4 m-el magasabban húzódik. Feltehetően a Nárcisos-barlangtól É-ra lévő víznyelőtöbör vizeit vezette be. A Kis-patak a Fő-ággal azonos szinten húzódik, azonban csak nagyon rövid szakasza ismert. Időszakosan aktív oldalág. A Nárcisos-barlang környéki vizeket vezeti be 115 m-es légvonalbeli távolságból és -62 m-es szintkülönbséggel (1. ábra).
- A régi rész egyenletes lejtése az új rész lejtésviszonyaira is jellemző (kis esésű patakmeder), azonban az új rész kezdetétől egészen a Félix-terméig kismértékben, de egyenletesen emelkedő az aljzat, ahonnan a Kis-patak oldalágának becsatlakozásától a végpont felé lejt a járat. Elképzelhető, hogy korábban, ill. időszakosan a Kis-pataktól a Régi alsó végpont mélybefejeződésének irányába folyt el az onnan beérkező víz, ami később a jelenlegi végpont felé talált elfolyást. Mindez egy földalatti bifurkációs (vagy kaptura) jelenségre utalhat (8. ábra).
- A barlang szakaszjelleg változásai az Új részben (1991), az alábbiak szerint különíthetők el (II. táblázat).



8. ábra: A Szabadság-barlang Új részének és a Kecske-kút hidrológiai rendszerének elvi vázlata.
Fig. 8. The theoretical hydrographic projection of the New Part of the Szabadság cave and Kecske-kút

II. táblázat
Table II.

A Szabadság-barlang morfológiai felosztása (Új rész):
The morphological subdivision of Szabadság cave (New part)

N°	Szakasz	Hossz	Megfigyelés
15.	Új-rész (1991) a, Félix-teremig b, Fő-ág c, Agyag-kanyon a végpontig	561,4 m	a, a Félix-teremig emelkedő aljzattal erősen el- agyasodva, feltöltődve (fordított vízvezetés az Alsó-ág felé). b, a Kis-patak becsatlakozásától a Zoknis-ág előtt lévő nyelő kig egyenletes lejtésű, tágas, cseppkö- ves járat. c, a Zoknis-ágtól az Agyag-kanyonon át a végpon- tig, keskeny, erősen elagyasodott, mederbevá- gódásokkal tagolt inaktív járat.
16.	Kis Patak	12,51 m	Időszakosan aktív oldalág. A Nárcisos-barlang környéki vizeket vezeti be
17.	Sötétszürke-kürtő	65,43 m	Felül erősen omladékos nyelő-labirintus egy víznyelőtöbör alatt. Alul aktív zsomboly jellegű vízvezető járat a Fő-ágba torkollva
18.	Zoknis-oldalág	51,15 m	Tágas, inaktív, cseppköves, vízszintes oldalág. A Nárcisos-barlangtól É-ra lévő víznyelőtöbör vizeit vezette be.

4. Következtetések

A kimutatott hidrológiai kapcsolatrendszerben a jelenlegi Végponttól a Kecse-kútig 630 m légvonalbéli távolság és -24 m szintkülönbségű barlangszakasz maradt feltáratlan. Az eddig megismert főág légvonalbéli távolságának és valós kiterjedésének tükrében még legalább 1-1,2 km járat feltárása lehetséges (8. ábra), amit az esetleges oldaljáratok (Vadetetős-töbör felől), ill. egy párhuzamosan haladó alsó-felső emeleti járatrendszer akár meg is duplázhat. A barlangi víznyelők és a Régi alsó végpont mélybefejeződésének ismeretében ez az eset valószínűsíthető, ami mellett a járatok átlagos méretének jelentős csökkenése is feltételezhető (lásd: a Pele-nyelön túli szakasz a Végpontig), mivel a korróziós-eróziós üregkialakító hatás két különböző barlangjárat-szinten fejtette ki hatását.

A Sötétszürke-kürtő zsomboly jellegű formakincse és a töbör alatti elhelyezkedése újabb közvetett bizonyíték arra, hogy a közeli Alsó-hegyen húzódó zsombolyok is elérhetik az egykori, ill. mai patakos fő járatrendszer szintjét, amelyek a karsztforrásokkal kapcsolódnak a felszínhez (NYERGES 2001).

IRODALOM

BALÁZS D. (1960): Karszt és Barlangkutató Tájékoztató 10. p. 66-575.

- KRAUS S. (1995): A Szabadság-barlangban fejlődéstörténete – Karszt és Barlangkutatás X. évfolyam, MKBT, Budapest, p. 151-164.
- NYERGES A. (2001): Az Aggteleki-karszt zsombolyai – Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 265-279.
- NYERGES A. (2003): A Szabadság-barlang felmérése – KvVM TvH BTO, Kézirat
- SÁRVÁRY I. (1979): Víznyomjelzéses kísérletek néhány elvi és gyakorlati kérdése – Vízügyi Közlemények Bp. 3. füzet. VITUKI, p. 149-176.
- SZUNYOGH G. (2003): Szabadság-barlang In: Fokozottan védett barlangok - Mezőgazda kiadó (Szerk: Székely K.), Budapest, p. 51-53.
- SZUNYOGH G. (1995): Szabadság-barlangban végzett tudományos kutatások összefoglalása – Karszt és Barlangkutatás X. évfolyam, MKBT, Budapest, p. 141-149.
- VIDICS ZNÉ (1993): Új feltárás a Szabadság-barlangban - Karszt és Barlang I. p. 59-60.

A BOLHÁSI JÁVORKÚTI-VÍZNYELŐBARLANG ÚJ RÉSZEINEK FELTÁRÓ KUTATÁSA ÉS DOKUMENTÁLÁSA

HEGEDŰS ANDRÁS

Duna-Ipoly Nemzeti Park Igazgatósága, Szemlő-hegyi-barlang,
1025 Budapest, Pusztaszeri út 35. ju.ju@freemail.hu

The UTTE Szabó József Group hold an exploration in Jávorkúti-engulfment cave which is located in Bükk-mountain. The aim of the exploration was to discover a new, previously unexplored part of the cave which they judged to exist behind the siphon of an incoming stream section, by using water dye. The cave is a part of the Bolhási-Jávorkúti-cave, which has a current length of 5314 m. In the lower section of the Bolhási-cave the explorers managed to climb up through holes in the roof and found an upper level passage there. During our exploration we climbed out of all of the holes, using rock climbing techniques, which led into unknown areas in Jávorkúti-cave. We hoped that an upper level existed here as well, through which we could climb into an unknown area located behind the siphon. Unfortunately, during our exploration work we realized that there was no upper level in the Jávorkúti-cave. However, we found different, mainly vertical extensions, leading down passages. The result of our exploration is a new 1 km long passage, which we documented into maps.

Bevezetés

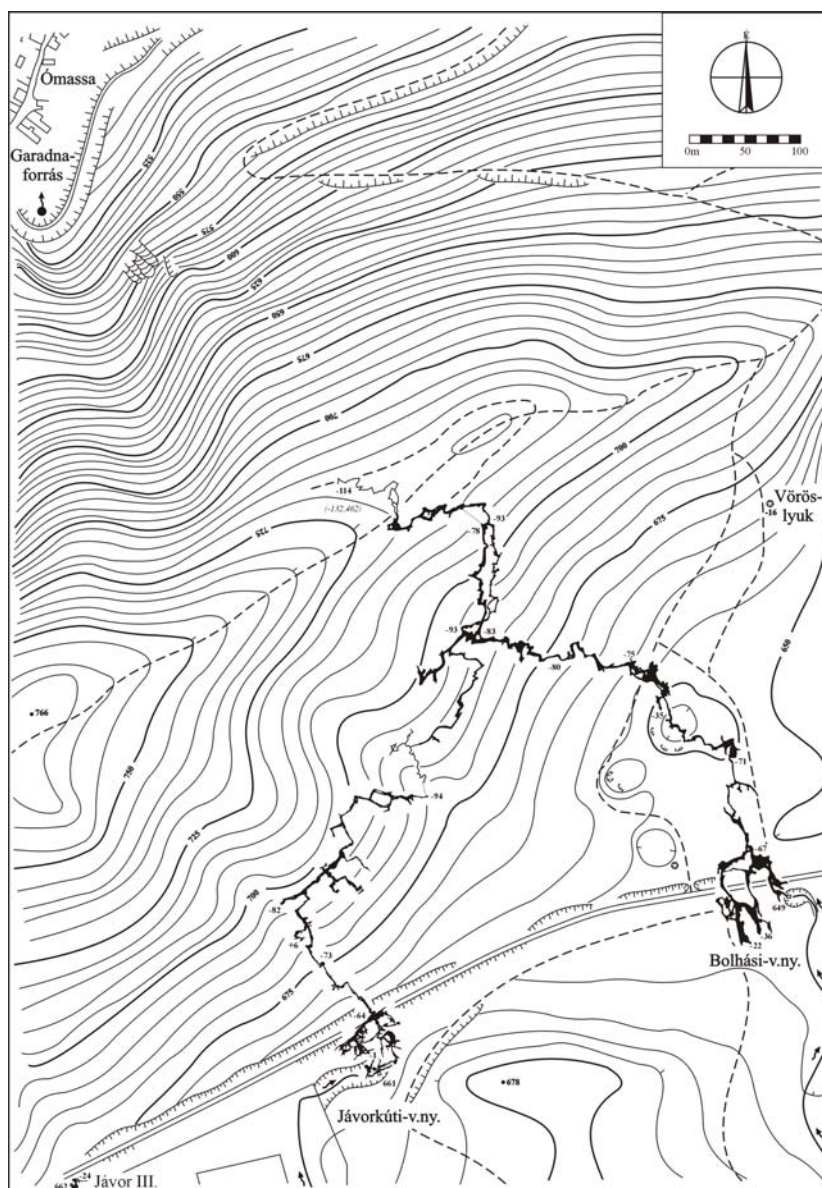
A Jávorkúti-víznyelőbarlang bejárata a Bükk-hegységben, a Nagy-fennsíkon, Jávorkúttól északkeletre kb. 600 méterre, a Lillafüredre vezető műút jobb oldalán lévő fejlett víznyelőben található, bejáratának tengerszint feletti magassága: 655 m. A barlang jellegét tekintve aktív víznyelő. A víznyelő az 5372/5 kataszteri számon van nyilvántartva, fokozottan védett, része az 5372/4,5 kataszteri számon nyilvántartott Bolhási-Jávorkúti-barlangrendszernek (1. ábra).

A Bolhási-víznyelőbarlang felfedezőinek kürtők kimászásával új, egybefüggő felső barlangszakaszt sikerült megismerniük, mely a barlang főága felett húzódik. A BEAC Barlangkutató Csoport 1992 évtől a Bolhási-víznyelőbarlang felmérését végezte, a barlang kutatásába csoportunk 1997-ben kapcsolódott be, amikor néhányan segítettünk a térképezési munkálatokban. A térkép készítése során kiderült, hogy a Bolhási-víznyelőbarlang egyik oldaljárata megközelíti a Jávorkúti-víznyelőbarlang főágának ismert végét. A rendkívül alacsony vízállás ekkor lehetővé tette egy hidrológiailag már régóta feltételezett tény bizonyítását, a Jávorkúti-víznyelőbarlang Bolhási-víznyelővel való kapcsolatát. Ezt a tényt a Bolhási-víznyelőbarlangban található szifonsor felől, a Jávorkúti-víznyelőbarlang elmenő szifonja mögötti, 1984-ben felfedezett szakaszba való bejutással és az akkori lábnyomok megtalálásával sikerült bizonyítani. A Bolhási-víznyelő-

barlangban kürtőmászással csoportunknak is sikerült új részeket találni, melyek a felső szint folytatását képezték. Több ízben, a szifonsor magas vízállása miatt a barlangot nem tudtuk megközelíteni. Egy ilyen alkalom során a Hermann Ottó BKCS tagjai szifonszivattyúzást végeztek a Jávorkúti-víznyelőbarlangban. Mivel a Bolhási-víznyelőbarlangba lejutni nem tudtunk, hozzájuk társultunk. Később egy minden részletre kiterjedő bejárótúra alkalmával határoztuk el a barlang ismeretlen magasságokba vezető kürtőinek kimászását. Feltételeztük, hogy a Bolhási-víznyelőbarlanghoz hasonlóan itt is sikerül egy összefüggő felső ágba bejutni, és talán ezen keresztül a patakos ág bejövő szifonja mögött a főág ismeretlen folytatását megtalálni. 1998-ban kaptunk engedélyt a Luna-termi kürtő, és a barlang további ismeretlen kürtőinek kimászására.

A barlang feltárása, korábbi kutatási eredmények

Az 1950-es évek elején a bükk-i barlangok kutatásában új fejezet kezdődött. A kutatók figyelme egyre inkább a hegység nagy víznyelőinek feltárására irányult. A miskolci "Zsombolyosok" egyik első nagy eredménye volt a Bolhási- és a Jávorkúti-víznyelőbarlangok feltárása. A Jávorkúti-víznyelőben 1953 júniusában, egy hét bontási munkát követően -13 méterre, majd novemberben a Patakos-ág szifonjaiig sikerült lejutniuk. Az aknarendszer leküzdésén túl számos nehézséget jelentett a Rókafogó, és a Fejenállós szűkületek kibontása, valamint a bejárat zónában állandóan záporozó víz. A Patakos-ágból való továbbjutást megakadályozták az áthatolhatatlannak tűnő szifonok. (BORBÉLY 1955) Miután az 1955-ös tábor alkalmával sem sikerült a szifonokon túljutni, a barlang kutatása hosszú ideig szünetelt, így a bejárat beomlott, eltömődött. 1967-ben a Bányász BKCS a bejáratot felújította, a Patakos-ág ÉK-i (elmenő) szifonjait átbontotta, így 80 méterrel növelte a barlang hosszát. 1968-ban a DNy-i szifonba behullott kötőrmelék átbontása árán 4 métert sikerült előrehaladni. A Hermann Ottó BKCS részletes felderítést végzett a Luna-terem térségében, de jelentősebb eredményt nem értek el. Az 1984.-es január-februári nagy szárazság miatt az ÉK-i szifonsor továbbkutatásában sikerült először 60 méter, majd 130 méter új, egyébként többnyire vízzel kitöltött járatrészt feltárni.



1. ábra: A Jávorkúti-bolhási-barlangrendszer és a Jávorkúti III. sz. víznyelőbarlang felszínhez viszonyított elhelyezkedése.

Fig 1.: The underground location of the Jávorkúti-Bolhási cave system and the Jávorkúti III. sinkhole to the surface.

1997-ben a Bükk Nemzeti Park a barlang bejáratát jelentő, életveszélyes, korhadt faácsolatát megszüntette, a bejáratot biztonságos, környezetbarát módon kiépíttette. Ez év decemberében a BEAC és a Szabó József

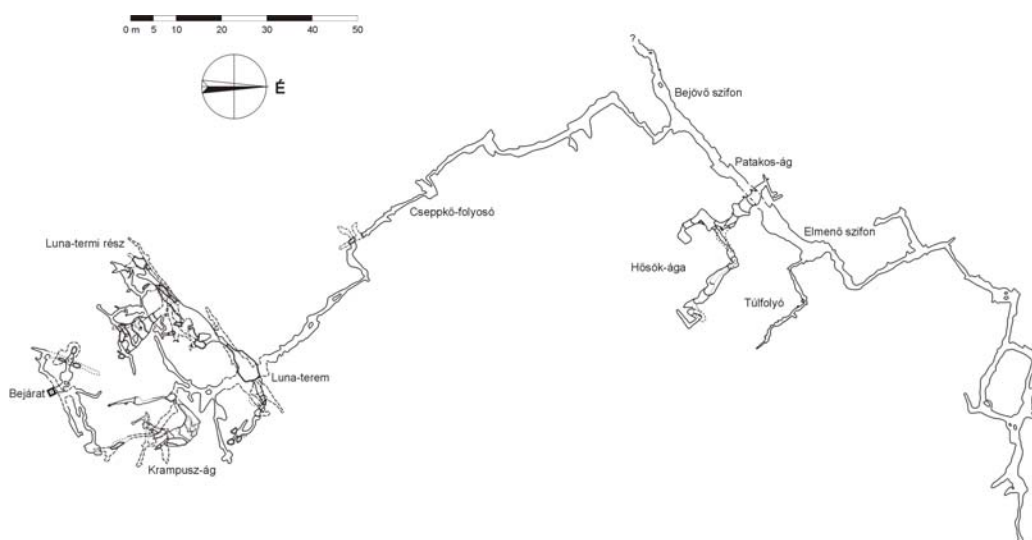
BKCS barlangkutatói, a Bolhási-víznyelőbarlang térképezési munkálatai közben, több szifon leszivattyúzását követően, bejutottak a Jávorkúti-víznyelőbarlang ÉK-i szifonja mögötti, már ismert járatokba, így a két barlang közötti vélt összefüggést sikerült igazolniuk. Pár nappal később, a Hermann Ottó BKCS által rendezett téli kutatótáborban, a szervezők a Szabó József BKCS és a BEAC tagjaival közösen, a barlang DNy-i, bejövő szifonját próbálták leszivattyúzni. A vízszintet 4 méterrel lesüllyesztették, de a szivattyúk meghibásodása miatt a szifonon nem sikerült átjutni. 1999 nyarán az ismételt szivattyúzási kísérlet sem hozott eredményt: a szifon mélypontját elérték, de a túloldalról állandóan befolyó sóderes kitöltés miatt az átjutás meghiúsult.

A barlang, igen nagy valószínűség szerint, része annak a Bánkút-Jávorkút-Bolhás-Garadna vízvezető-rendszernek, melyből a mai napig csak igen keveset ismerünk (SÁSDI 1992). A Jávorkúti víznyelőbarlang ennek a feltételezett barlangrendszernek csak egy igen rövid, aktív rányelő szakasza, magából a fő vízvezető járatból csak azt a rövid részt ismerjük, amely a barlang Patakos-ága. A Jávorkúti-Bolhási barlangrendszer vizei igazoltan a Garadna-forrásban látnak napvilágot (KORDOS 1984). Szintén víznyomjelzéssel igazolt, hogy a Bánkút térségében lehulló csapadékvizek is a Garadnában jelentkeznek (SÁSDI 1992). A térség földtani viszonyait figyelembe véve, a Bánkút-Jávorkút-Bolhás-Garadna mészkősávban jelentős, nagyrészt még ismeretlen barlangrendszer húzódik, melynek összhosszúsága várhatóan minimum 15 km. Valószínűleg a Bolhási-jávorkúti-víznyelőbarlanggal párhuzamosan egy feltáratlan víznyelőbarlang húzódik, mely szintén az előbb említett ismeretlen barlangrendszer része. E feltételezett barlang kezdőpontja a Jávorkúti III.-számú víznyelőbarlang, melyet a Jávorkúti-víznyelőbarlang bejáratától nyugatra találunk (1. ábra). Ezt a feltételezést már 1980-ban felvetették, és víznyomjelzéssel, illetve a Garadna-forrás vízgyűjtő területének részletes hidrogeológiai vizsgálatával részben igazolták (SZABÓ 1981), azonban a feltételezett barlangba bejutni ezidáig nem sikerült.

A barlang kialakulása

A Jávorkúti-víznyelőbarlang befoglaló közete a jól rétegzett, kiválóan karsztosodó ladini mészkő. A barlang bejárata, hasonlóan a terület többi nagy víznyelőjéhez (Csipkés-kúti, Bolhási, Y-völgyi, Létrási), a tőle délre elhelyezkedő, ladini agyagpalából és homokkőből felépülő, nemkarsztos vízgyűjtő terület és a mészkő határán alakult ki (KÁRPÁT 1984).

A Jávorkúti-víznyelőbarlangot elsődlegesen a tektonikai mozgások, később a víz korróziós és eróziós munkája alakította ki. Az üregképződés irányait, a területre jellemző, ÉNy-DK-i, illetve erre merőleges tektonikus preformáció határozza meg. A bejárat szakasz eltér a főirányoktól, alapvetően három, egymás után következő, rövid szakaszokkal elválasztott aknából áll. A bejárat szakaszt követően, az aknarendszer talpától a Luna-teremig, tektonikailag változatos zónát találunk, majd a Patakos-ágig a barlang jellemző irányát az ÉNy-DK-i csapású hasadékok határozzák meg, melyet helyenként erre merőleges, rövid hasadékok váltanak fel. A Patakos-ág egyetlen, DNy-ÉK-i irányú, 65° -kal ÉNy felé dőlő hasadék. A szifonjáratok leszűkült szelvényében a tektonikus jelleg elvész. A Patakos-ágig a barlang járatai általában szűkek. A barlang formakincsét elsősorban - a víznyelő jellegnek megfelelően - meanderező járatok, meanderszínlek, és eróziós üstök jellemzik



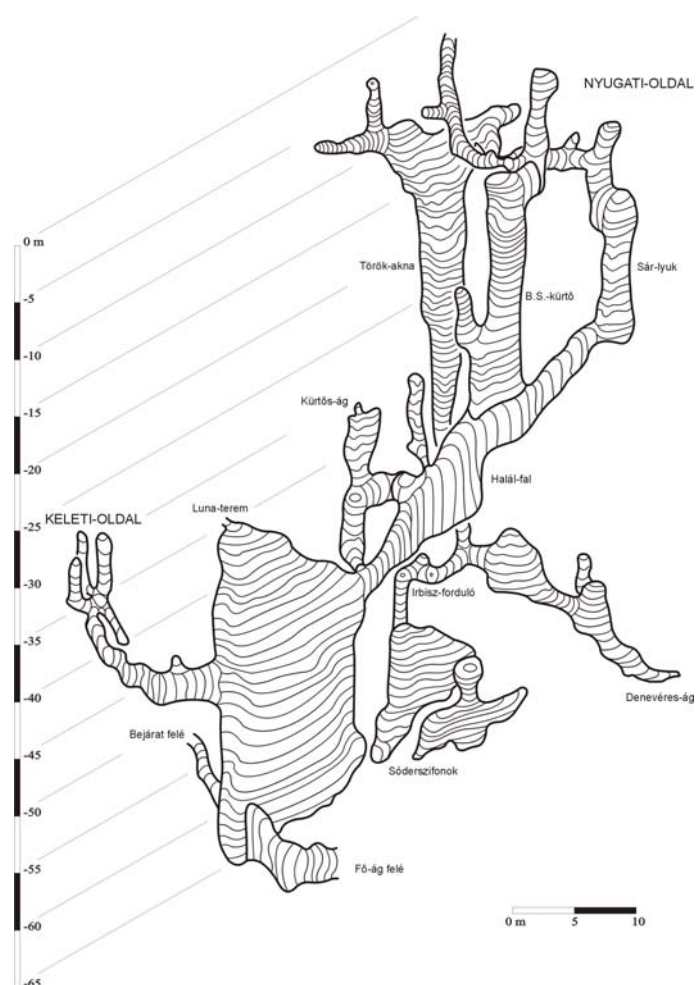
2. ábra: A Jávorkúti-víznyelőbarlang alaprajza
Fig 2.: The plan-view of the Jávorkúti cave

Az új részek felfedezése

A Luna-termi szakasz

1998 januárjában kezdtük meg a Luna-termi kürtő kimászását, mely több menetben zajlott, és végül 414 m új rész feltárását eredményezte ezen a szakaszon. Elsőként a Luna-terem kürtőjének keleti oldalán feljutva a Keleti-

oldalt sikerült felfedezni. Még ebben az évben a kürtő másik oldalán felkapaszkodva a Halál-fal járatát és a Sár-lyuk kürtőjének alját, valamint a kürtős-ágat táruk fel. 2000 őszén sikerült a Sár-lyuk aknáján felmászva bejutni a felső szakaszokba, majd kb. tízperces bontást követően a Török-akna tetejébe – innen azonban kötélhiány miatt vissza kellett fordulnunk. Karácsony és szilveszter között a Török-akna aljába leereszkedve bejutottunk a Denevéres-ágba. Az Irbisz-forduló járatszakaszát HILTI-patronos tágitással kellett áthatolhatóvá tenni, ezután jártuk be a barlangot a Sóderszifonokig (2, 3. ábra).



3. ábra: A Luna-termi szakasz térláttató modellje
Fig 3.: The three dimension model of the Luna chamber.

A 414 méter új rész megtalálása öröm volt számunkra, azonban nem a várt eredményt hozta. A Luna-terem feletti új részek nagy valószínűség szerint régebbi, már inaktív nyelőpontok felé mutatnak. A Nyugati-oldal néhány helyen megközelíti a felszínt, nyáron az egyik ilyen járatszakaszban szűnyogokkal találkoztunk. Felmerült itt egy új bejárat nyitásának lehetősége, mely a barlang bejárását jelentősen megkönnyítené. Az új rész fő irányát egy DNy-ÉK-i tektonikus hasadék határozza meg, melynek ÉK-i végében erre merőleges járatszakaszt találunk. A Nyugati-oldal felső és alsó fő járatai is DNy-ÉK-i tektonikus hasadékok mentén alakultak ki. A Török-akna felső kétharmada igazából szintén egy 20 m mély DNy-Ék irányú nagy hasadék. A Nyugati oldal felszínközeli, szűk kuszodáiban, valamint a Keleti-oldal járatszakaszában a tektonikus jelleg kevésbé ismerhető fel, a víz itt szépen oldott járatokat hozott létre. A Halál-fal folyosójában jelentős omladékokat találunk, mely a kürtökből és a járat főtéjéből származik. Az új rész – a Sóderszifonok környékét leszámítva - jelenleg pusztulóban lévő, feltöltődő, inaktív szakasznak tekinthető, melyben igen csapadékos időben sincs vízfolyás. A Sóderszifonok környékén időszakosan aktív patakmedret találunk, mely egyértelműen a Luna-terem alja felé mutat, jelentősen meg is közelíti, de nem átjárható. Itt a barlang falai hófehérek, éles, hidegvizes oldási nyomokkal.

A feltárt szakasz összességében egy inaktív, levezető járat, nagyrészt vertikális kiterjedésű. Mivel a barlang bejárat zónájához közel esik, valószínűleg egy korábbi víznyelőpont régi aknarendszere, mely a víznyelőpont hátrébb kerülésével inaktívvá vált. A feltételezhető korábbi nyelőpontok a Jávorkútra vezető országút alatt helyezkednek el, így a felszínen nyomaikat már nem lehet megtalálni. Innen tehát nem jutottuk be a várt „felső ágba”. A kutatást a többi kürtő kimászásával folytattuk.

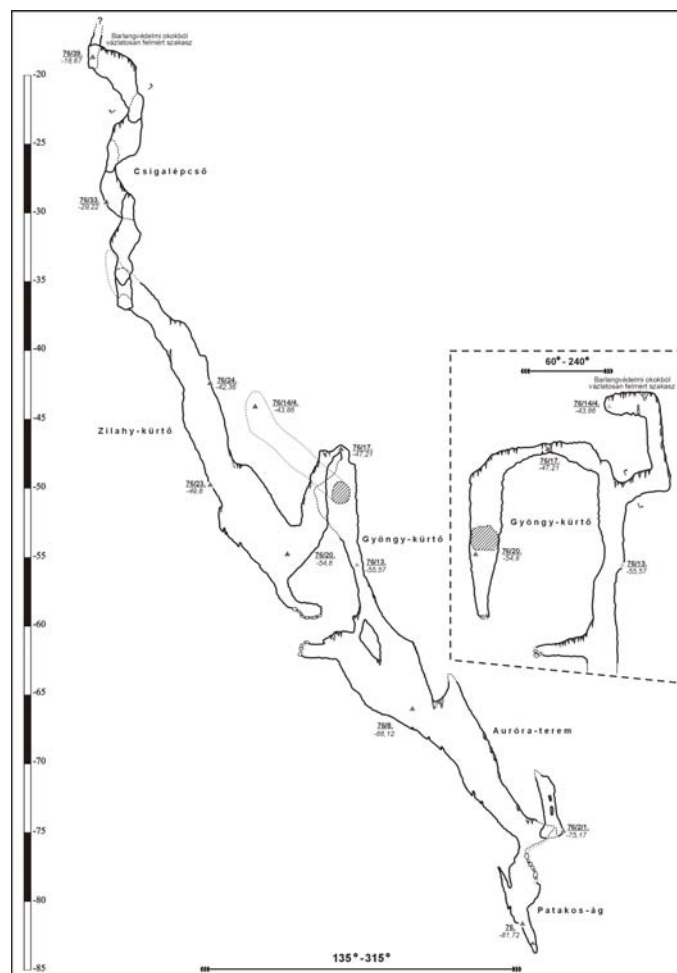
Hősök-ága

A Hősök-ága a Patakos ágból egy szűk, 6 méteres kürtő tetejéből nyílik. Első szakasza az Auróra-terem, melyet a miskolci „Bányászok” barlangkutató csoportja fedezett fel 1968-ban, de feltárását nem dokumentálták. Valószínűleg szifonkerülő járatot kerestek, hiszen ez a pont a barlang mindkét szifonjához igen közel esik. Csoportunk a terem felső végében nyíló kürtőt (Gyöngy-kürtő) 2002 őszén sziklamászó technikával mászta ki. A kürtő felső végében egy cseppköves, átjárhatatlan szűkület állta útunkat. A szűkületet 15 órás kézi vésésével, majd HILTI patronnal repesztéssel sikerült átjárhatóvá tenni. Egy hat méter mély aknába leereszkedve újabb kürtő aljá-

ban találtuk magunkat. Következő akciónk alatt elértük a kürtő tetejét, mely a bejárat szintje alatt 19 méterrel összeszűkül.

A felmérés során kiderült, hogy a Hősök ága is valószínűleg egy inaktív, levezető járatrendszer, mely a barlang eddigi fő tektonikai irányaihoz hasonlóan két ÉNY-DK csapású hasadékból (Auróra-terem, Zilahy-kürtő), és erre merőleges járatokból áll. Az ág fő iránya is a Patakos-ágra merőlegesen, délkelet felé tart, a levezető ággal párhuzamosan visszafelé, a bejárat felé (4. ábra).

A Hősök ágában a barlang jelenleg ismert legszebb szakaszát tárhatuk fel, ám a várt reményt, a szifonokon átjutást ez sem biztosította.



4. ábra: A Hősök-ágának hosszmetsete
Fig 4.: The lenght-view of the Hősök section.

A Túlfolyó

A barlang korábban ismert szakasza, árvizek esetén az elmenő szifon túlfolyó vizét vezeti el. A korábbi térképeken nem szerepelt, ezért felmértük. Mintha előre rárajzoltuk volna a térképre, pontosan követte az eddig megismert tektonikai irányokat, és a Hősök ágával párhuzamosan délkelet felé tartott. A barlang áttekintő térképén igen szépen látható, hogy a járatok szintje tökéletesen a tektonikai irányoknak megfelelően alakultak ki (2. ábra).

A Krampusz-ág

A Krampusz-ág kürtője a Bejárat és a Luna-termi rész között helyezkedik el. A Hősök-ágának felfedezése után a Cseppkő-folyosó végében, a Patakos-ághoz közeli kürtő mászását kezdtük el, de a második kürtő tetején lévő életveszélyes omladék miatt a további kutatást itt addig elhalasztottuk, amíg a barlang többi részén még más munka akadt. Ezért kezdtünk bele a Krampusz-ág kürtőjének kimászásába. Ezen a részen nagy remények nem kecsegtettek, hiszen a bejárat aknarendszer, és a Luna-termi rész két oldalról körbezárja ezt a területet. Munkánk viszont akkor teljes, ha a barlang minden járatát sikerül térképre felmérni, így ez a rész sem maradhatott el. A Krampusz-ág is az eddigiekhez hasonló, levezető, inaktív aknasor, igazából új meglepetéseket nem szerzett számunkra (2. ábra). Az oldalágból csordogáló víz valószínűleg a közelben, a Jávorkúti III. sz. víznyelő kutatásakor elterelt patak vize. Ez a rész korábban, a patak elterelése előtt száraz volt.

Az Omladékos-szakasz

Jelenleg itt folyik a kutatómunka. Az utolsó, szifonkerülőre esélyt jelentő kürtő a Cseppkő-folyosó végében, a Patakos-ághoz közel helyezkedik el. A barlang eddigi térképét szemügyre véve látszik, hogy az eddig feltárt új részek kivétel nélkül vertikálisak, felfelé haladnak. Azért még reménykedünk, bíztatjuk egymást, de belül érezzük: a Jávorkúti víznyelőbarlang szifonokon túli, ismeretlen szakaszába nem a Jávorkúti víznyelőbarlangból fogunk bejutni.

A szakasz máig feltárt része is az eddig megismert új részek jellegéhez hasonlóan egy elágazó aknasor, az aknákat összekötő rövid vízszintes szakaszokkal. A Cseppkő-folyosóból két egymást követő kürtőn felmászva elágazáshoz érünk, melyből újabb kürtősorokon eddig közel 90 métert tudtunk feljutni. A déli kürtősor jelenleg ismert legmagasabb pontja a bejárat fölött 6 méterrel helyezkedik el, így a barlangrendszer mélysége 124 méter-

re nőtt. A kürtősor a végpontokon folytatódik felfelé, jelenleg idáig jutotunk fel, tavasszal tovább folytatjuk a mászást. A munkát nehezíti az alsó szakaszon a kürtő oldalfalát képező omladék, mely igen instabil. Az omladékot sziklamászó technikával megkerültük, így a kötélpálya elkerüli. Amennyiben itt jelentős továbbjutás nem valósul meg, nem szükséges az omladék stabilizálása.

A barlang adatai

a Jávorkúti-víznyelőbarlang 1984-ben felmért hossza:	677 m,
a Luna-termi rész hossza:	414 m,
a Krampusz-ág hossza:	104 m,
a Hősök ágának hossza:	145 m,
a Túlfolyó hossza:	34 m,
a Jávorkúti víznyelőbarlang felmért hossza:	1374 m,
az 1984 évi vázlatosan felmért szakasz hossza:	kb. 140 m,
a feltárt, még fel nem mért járatok hossza:	kb. 300 m,
a Jávorkúti-víznyelőbarlang becsült hossza:	kb. 1814 m,
a feltárt, felmért új részek hossza:	697 m,
a feltárt új részek hossza:	kb. 1000 m,
a Bolhási-Jávorkúti-víznyelőbarlang hossza:	kb. 5314 m,
a Luna-termi rész vertikális kiterjedése:	63 m,
a Krampusz-ág vertikális kiterjedése:	42 m,
a Hősök ágának vertikális kiterjedése:	64 m,
az omladékos szakasz eddig felmért vertikális kiterjedése:	83 m.

Következtetés

- A Jávorkúti-víznyelőbarlangban nincsen összefüggő, emeleti szint
- A továbbjutás a barlang ismeretlen folytatásába kürtőmászással valószínűleg nem lehetséges: vagy szifonszivattyúzási kísérlettel, vagy a felszínről kell próbálkozni
- A Jávorkúti III. sz. víznyelőbarlang kutatása ígérkezik a legmegfelelőbb lehetőségnek az ismeretlen barlangszakasz feltárásához (1. ábra).

A BEAC barlangkutató csoport jelenleg a Jávorkúti III. számú víznyelőbarlang bontását végzi, idéntől csoportunk is bekapcsolódik az itt zajló kutatómunkába. Itt nagy eséllyel lehet számítani arra, hogy a Jávorkúti-víznyelőbarlang DNY-i szifonja mögött húzódó, ismeretlen barlangszakaszt sikerül feltárni, ahová a Jávorkúti-víznyelőbarlangból eddig nem tudtunk

bejutni. A kérdés csak az, hogy az ismeretlen szakaszon mekkora barlangjárat járható majd be, mikor zárja el szifon az utunkat, hiszen a Jávorkúti-Bolhási barlangrendszerben is igen gyakoriak a vízzel teljesen kitöltött szakaszok.

Dokumentáció

A térképezés során felhasználtuk Kárpát József 1984-es térképét, méréseinket fix pontokból kezdtük. A Keleti-oldalon és a Sár-lyuk aknájában vesztettpontokkal, az összes többi helyen fix pontokkal végeztük a mérést. A fix pontokat 6 mm átmérőjű rozsdamentes csavarokkal, később műanyag tiplis kiszedhető, rozsdamentes csavarokkal jelöltük. A mért szakaszon kisnyúlású poligonzsinórt, a függőzéseknél függőónt használtunk. A mérés során mindenhol a poligonszakaszok hosszát centiméter-beosztású mérőszalaggal (0,5 cm pontossággal), az irányszöveget bányászkompasszal (0,5 fok pontossággal), a lejtőszöveget lejtőszögmérővel (0,5 fok pontossággal) mértük. A poligonadatokat POLYGON barlangtérképező programmal dolgoztuk fel. A hurkok zárásakor számottevő hurokhiba nem keletkezett. Az alaprajz és a hosszmetesz 1: 100 méretarányban készült, az áttekintő térképlapok akkora méretarányban készültek, hogy jól láthatók legyenek és ráférjenek egy-egy oldalra. A kézzel rajzolt tisztázatból az áttekintő térképek, a térrajz és a beszerelési vázlat, valamint a Luna-termi szakasz kivételével a térképlapok CORELL DRAW programmal készültek.

A CORELL DRAW programmal készített térképek elektronikus úton tárolhatók, időtállóak, és bármikor, bármilyen méretarányban mérethelyesen kinyomtathatóak. Új feltárás esetén átszerkeszthetőek, illetve tökéletesen és gyorsan alkalmasak (a korábbi nagy munkával átszerkesztett) belőlük levezetett térképlapok (beszerelési vázlat, áttekintő térképek, barlangfelszín közös térképe, stb.) készítésére.

IRODALOM

- BORBÉLY S.* (1955): Barlang és zsombolykutatás a Bükkben – Hidrológiai Közlöny 35. évf. 9-10 sz. p. 360-361.
- KÁRPÁT J.* (1984): Jávorkúti-víznyelőbarlang – Magyarország barlangtérképei 6., MKBT, Budapest, 1986.
- KORDOS L.* (1984): Magyarország barlangjai; 157-158 o. – Gondolat kiadó
- SÁSDI L.* (1992): Víznyomjelzés a Diabáz-barlangban – MÁFI Csoportjelentés
- SZABÓ J.* (1981): Adatok a Garadna-forrás vízgyűjtő területének vizsgálatához – Karszt és Barlang 1981. évf. I-II. p. 9-12.

NAGY BÜKKI, AGGTELEKI ÉS SZLOVÁK KARSZTON LÉVŐ
BARLANGOK ÖSSZEHASONLÍTÓ VIZSGÁLATA
TÉRKÉPEIK ALAPJÁN¹

LÉNÁRT EMESE² – LÉNÁRT LÁSZLÓ³

²Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület, Miskolc

³Miskolci Egyetem, Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Tanszék

Abstract: The comparison and processing of data based on scientific results retrieved from the different areas of karst and speleological researches resulted in many interesting findings. Many tried to express these phenomena, forms, formal or genetical differences and processes by comparable mathematical equations. These experiments should play important role in the comparison of a large number of karst objects expanding over a wide area. In our present research, first the number of caves in the 3 areas were evaluated. Next the geometrical data was measured in a similar way from the layout map of the caves in the case of the caves longer than 100 m in total length. The known data regarding the length and depth of the caves were compared to different characteristics.

Bevezetés

A karszt- és barlangkutatók során nyert tudományos eredmények összehasonlító feldolgozása során az észlelt jelenségeket, formákat [SASVÁRI 1984, VERESS-PÉNTEK 1987, BELLA 1995, TAKÁCSNÉ (in: Baross) 1998, DELLEUR 1999], formai vagy genetikai különbségeket, folyamatokat [VERESS-PÉNTEK-HORVÁTH-SZABÓ 1991, VERESS-PÉNTEK 1994, SZUNYOGH 1994, 1995, 1998, PÉNTEK 2001, TELBISZ 2001] az utóbbi időkben többen próbálták meg egyszerűbben összevethető számokkal, számcsoporthoz tartozókkal, matematikai egyenletekkel kifejezni. Ezeknek a próbálkozásoknak elsősorban a nagyobb területeken lévő, nagyszámú karsztos képződmények összehasonlításánál lehet igen nagy szerepe.

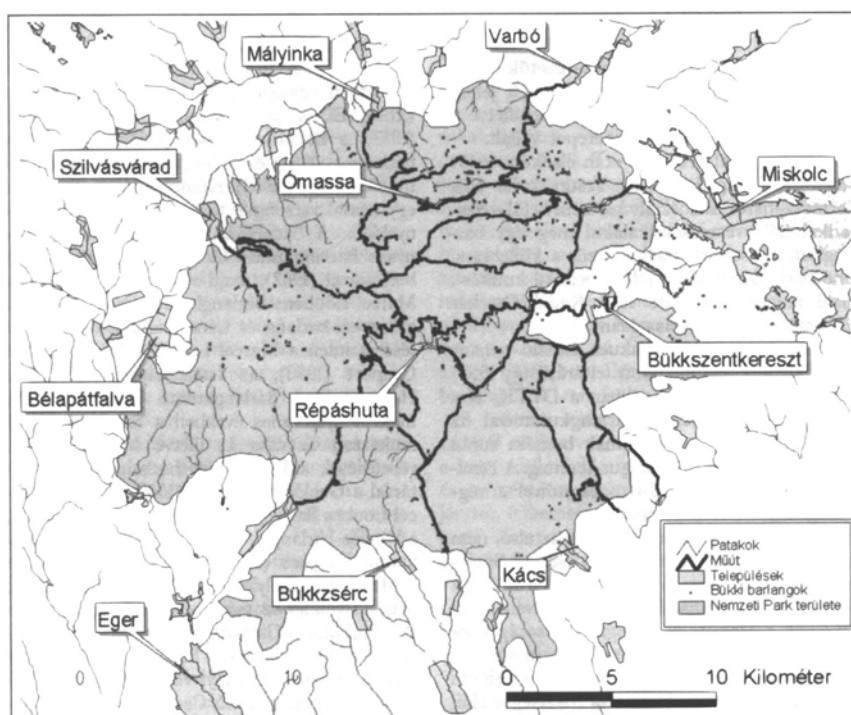
A dolgozatunkban „egyszerűen megszerezhető” adatok feldolgozását és egy-két számmal jellemezhető, hidrogeológiai szempontból (is) hasznos összefüggések megszerzését tűztük ki célul. Ez jelen esetben a publikált barlangtérképekről leolvasott adatok feldolgozását jelentette három területre vonatkozóan. (Földtani, morfológiai, vízföldtani szempontból ez ugyan csak két terület, mert a Gömör-tornai-karsztot az országhatár miatt Aggteleki-karsztra és Szlovák-karsztra kellett felosztanunk, ami esetenként metodikai problémát is okozott. Pl. a Baradla-Domica-barlangrendszer – mely a terület

¹ A Bükkre és az Aggteleki-karsztra vonatkozó pontos barlangi adatok a KvVM Barlangtani és Földtani Osztálya által vezetett Közhiteles Barlangnyilvántartásból származnak; a Szlovák Karsztra vonatkozó pontos barlangi adatokat Gaál Lajos bocsátotta a rendelkezésünkre.

kiemelkedően nagy barlangja – teljes hossza felosztható-e valójában két részre, csak azért, mert egy országhatár húzódik fölötte?) A munkánk során viszont az is kiderült, hogy „barlangtérkép-ügyben” sem dűskálhatunk a jobbnál jobb, publikált felmérésekben, ezért mindent megpróbáltunk felhasználni, amiről ismeretünk volt. [TIMČÁK-MICHALIKOVÁ-SASVÁRI 1973, LÉNÁRT 1979, 1982, 1983, 1988, BARTUS és tsai. 1982, ERDŐS 1995, ERDŐS-LALKOVIČ 1996, TENCER 1998, BELLA-HOLUBEK 1999, SASVÁRI 1999, TOMETZ 2000, BLIŠT'AN-TOMETZ 2000, ZACHAROV 2001, ZACHAROV-TOMETZ 2001, FERENCZY 2002, LÉNÁRT-TAKÁCS-NÉ 2002, NYERGES-TAKÁCSNÉ 2002, SZÉKELY 2003, GRUBER 2003]

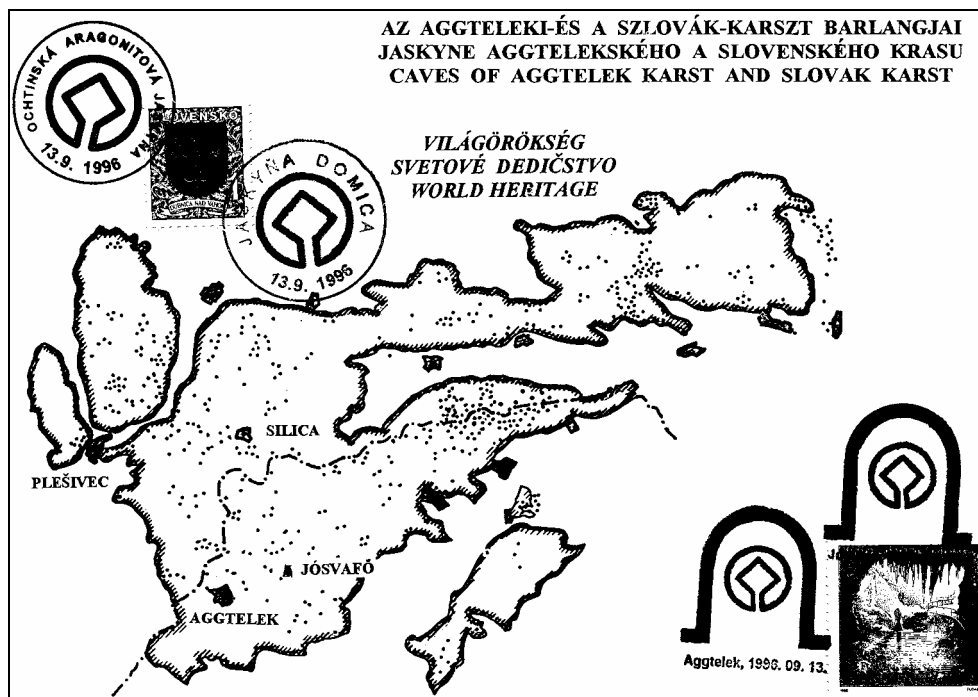
A vizsgált terület és barlangjainak száma

A vizsgált területünk a Bükk (1. ábra) és a Gömör-tornai Karszt (Aggteleki-karszt és Szlovák-karszt együtt) volt. (2. ábra)



1. ábra. A bükki barlangok bejáratainak helye (Egri Cs. 2002, in: Székely 2002)
Fig 1. Location of the cave entrances of the Bükk (Cs. Egri 2002, in: Székely 2002)

A vizsgált terület barlangjainak számára, méreteire vonatkozóan meglehetősen heterogén adathalmaz állt a rendelkezésünkre. Teljesen természetes lenne, hogy egy-egy területen az idő előrehaladásával nőjön a barlangok száma, összes hosszúsága, pontosabb felmérések, térképek szülessenek. Bár általában így van, a szerzőktől, a feldolgozás módszerétől, céljaitól függően sokszor talákoztunk egymásnak jelentős mértékben ellentmondó adatokkal. Az ellentmondások egy részét fel tudtuk oldani, más részét nem. (Azokat az adatokat általában kihagytuk a további vizsgálatainkból.) A főbb barlangadatokat az *I. táblázatban* közöljük. Jól látható, hogy mindkét ország esetében jelentős számarányú barlangról van szó. A legtöbb barlang és a legnagyobb barlang-össz-hossz a Bükkben van (ha három területet vizsgálunk), az átlaghossz az Aggteleki-karszton kiemelkedően a legnagyobb, köszönhetően a Baradla (Aggteleki)-barlangnak. (3. ábra)



2. ábra. Az Aggteleki-karszt és a Szlovák-karszt barlangjainak helye (Világörökség emléklap és emlékbélyegzés, Lénárt L. 1996)

Fig 2. Location of the caves of Aggtelek Karst and Slovak Karst (World Heritage occasional postal card and occasional postal cancellation, L. Lénárt 1996)

A barlangok további, részletesebb adatai a *II. táblázatban* láthatók. Feltűnő, hogy a Bükkben az igen nagy barlangszámhoz képest a barlangok

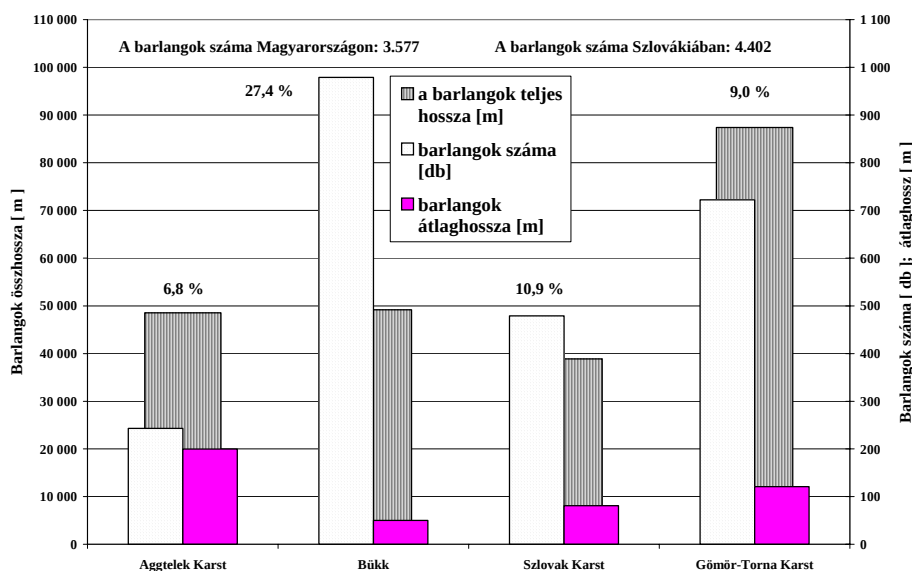
összes hosszúsága alig több mint az Aggteleki-karszton. (A Gömör-tornai-karszthoz képest pedig már jelentősen kevesebb.) Ennek okát nem vizsgáltuk részletesen, de valószínűnek tartjuk, hogy a Bükkben a bányák, az útbevágások, a vízkutató tárók sok esetben „feldarabolták” a nagyobb barlangokat, növelve azok számát. (Nem vizsgáltuk a folyóvölgyek által történt

I. Táblázat
Table I.

A barlangok összefoglaló adatai
The summary of the data of caves

	barlangok száma [db]	össz-hossz [m]	átlaghossz [m]	1. db %	2. db %	3. db %
Aggteleki-karszt	243	48 531	200	6,8	5,5	3,1
Bükk	979	49 176	50	27,4	22,2	12,3
Szlovák-karszt	479	38 862	81	13,4	10,9	6,0
Gömör-tornai-karszt	722	87 393	121	20,2	16,4	9,0

- 1: a magyarországi barlangok számához (3.577) viszonyítva
2: a szlovákiai barlangok számához (4.402) viszonyítva
3: a magyarországi és szlovákiai barlangok együttes számához (7.979) viszonyítva
1: Compared to the number of caves (3.577) in Hungary
2: Compared to the number of caves (4.402) in Slovakia
3: Compared to the total number of caves (7.979) both in Hungary and Slovakia



3. ábra. A barlangok jellemző adatai
Fig 3. The parameters of the caves

természetes „*barlangfeldarabolást*” sem, bár az is eltérő lehet a három területen. Végül most nem vizsgáltuk a közettani, földtani, tektonikai, vízföldtani különbségeket sem, pedig vélhetően azoknak is jelentős hatása van a barlangok nagyságára.)

A barlangtérképek feldolgozása

Mi a jelen vizsgálatunk során a 100 m-nél nagyobb össz-hosszúságú barlangok alaprajzi térképeiről az azonos módon leolvasható geometriai adatokat határoztuk meg. (A hivatalos adatok szerint a vizsgált területen 129 ilyen barlang található: Bükk – 54 [24] db; Aggteleki-karszt – 32 [14] db; Szlovák-karszt – 43 [11] db. Viszont valamilyen adat hiánya miatt ennek csak kb. a [40 %-át] tudtuk feldolgozni. Pl. a nagyszámú zsombolynak nincs vízszintes vetületi terület meghatározására alkalmas alaprajzi térképe, egyes térképek mellett nincs egyértelműen helyes méretarány stb.)

Először a bejárat és az attól legtávolabbi pont távolságát mértük le a térképen (nagytengety), majd erre az egyenesre merőlegest állítva a barlang által lefedett terület „szélességét” (kistengely) – a barlang legnagyobb oldalirányú kiterjedését – határoztuk meg. Azaz így megkaptuk a barlang legkisebb vízszintes vetületi területét, mely lefedi a barlang alaprajzi vetületét. (Hidrológiában ez az állóvizek nagytengetyének és a kistengelyének a vetületi hosszával egyezik meg, mely kifejezéseket mi is használni fogjuk a továbbiakban.)

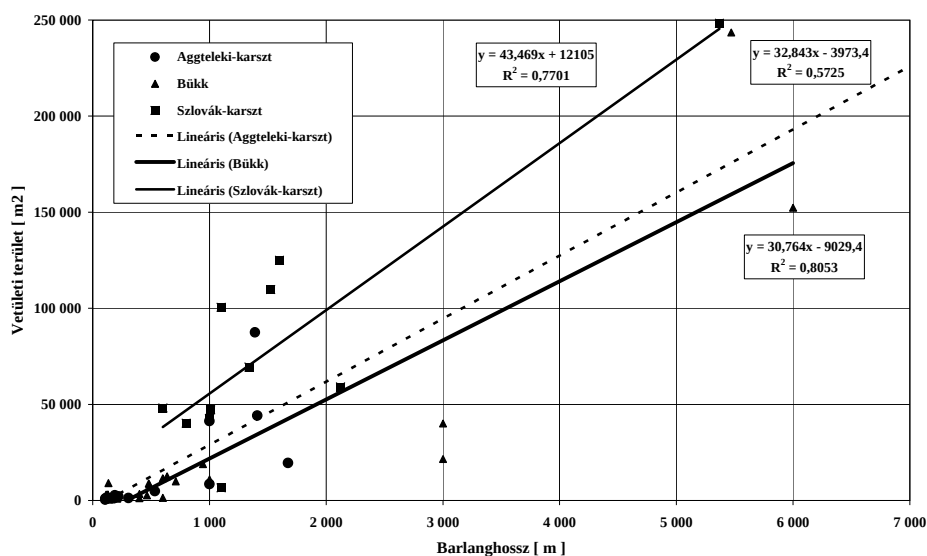
Az ismert hosszúság és mélység adatokat azok arányaival, a vetületi és a térbeli kiterjedéseikkel, a területen lévő barlangok számával vetettük össze. A vizsgálat elsődleges célja a különböző területek karsztosodottságára jellemző, nagy vízvezető csatornák arányát kifejező mutatószám meghatározása volt.

A vizsgálat során több tucatnyi grafikont készítettünk, de ezek közül sok nem adott – még – értékelhető összefüggéseket. A munka pillanatnyi állása alapján négy ábrát közlünk. Ezek a barlangtérképekről leolvasható vízszintes vetületi területet (4. ábra), a barlangokat befoglaló közettömeg térfogatát (5. ábra) és a barlang hosszúságának és mélységének az arányát (6. ábra) tüntettük fel, mindenkor a barlang hosszának függvényében. (A barlangokat befoglaló közettömeget a meghatározott vetületi terület és a barlang legnagyobb függőleges kiterjedésének szorzatából számítottuk ki.)

Végül a nagytengetyek hosszának a függvényében megvizsgáltuk kistengelyek értékeit is. (7. ábra) (Minden ábra a 100 m-nél nagyobb össz-hosszúságú barlangok térképeinek feldolgozására vonatkozik!)

A barlangok hossza és vetületi terület közötti kapcsolat szorossága lineáris korrelációt használva $R^2=0,7183$, ami földtani vizsgálatoknál elfogadhatóan jó. Ha viszont ezeket az értékeket területenként vizsgáljuk (4. ábra), akkor a Bükk esetében tapasztaljuk a legszorosabb korrelációt. Ugyanazon barlang össz-hosszhoz a Bükk esetében tartozik a legkisebb terület, a Szlovák-karszt esetében a legnagyobb. Ez azt jelenti, hogy a Bükk barlangjai a leginkább hálózatosak, a Szlovák-karszt esetében a legkevésbé.

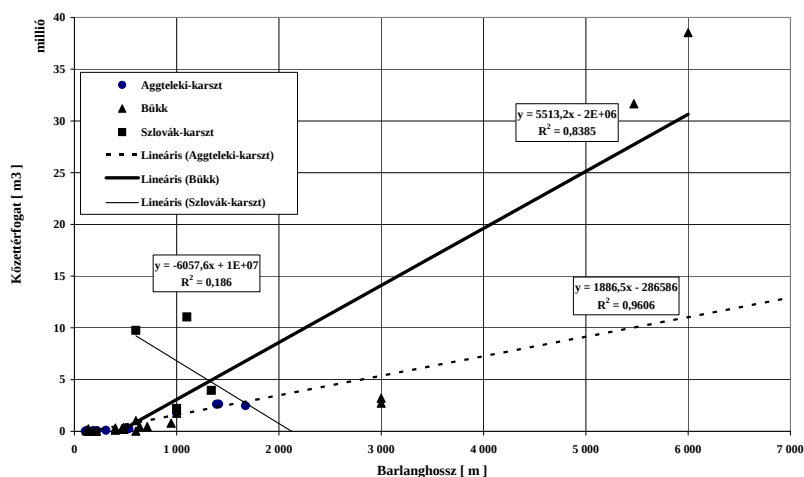
A barlangot befoglaló közettömeg (5. ábra) a barlang össz-hossz függvényében még szorosabb, $R^2=0,7774$ -es értékű korrelációt mutat. Az Aggteleki-karszt esetében ugyanazon barlang össz-hossz esetében lényegesen kisebb a befoglaló közettér fogat, mint a Bükk esetében. Ez azt jelenti, hogy a Bükk nagy barlangjai jelentősen mélyebbek, mint az Aggteleki-karszton. (A Szlovák-karszt egyenesét ugyan feltüntettük, de a kevés adat miatt gyakorlatilag az értelmezhetetlen.) A korreláció az Aggteleki-karszt esetében jóval nagyobb, mint a Bükk esetében.



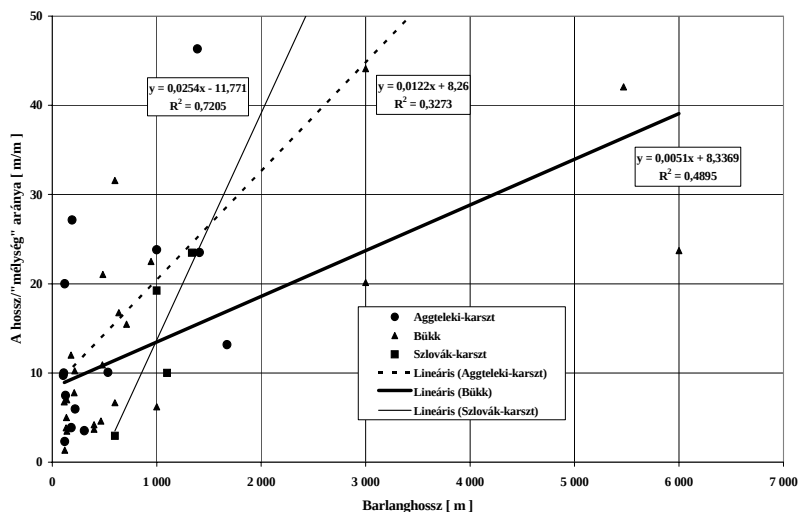
4. ábra. A barlangot lefedő terület nagysága a barlanghosszak függvényében
Fig 4. The area covered by the caves by depending on the length of the caves

A barlangok hosszának és mélységének arányát a 6. ábrán mutatjuk be a barlanghosszak függvényében. A korreláció itt $R^2=0,362$ -es értékű, ami rossznak tekinthető. Ha viszont területenként vizsgálódunk, a Szlovák-karszt esetében elég jó korrelációt tapasztalunk.

A 7. ábrán a kistengelyek értékét mutatjuk be a nagytengelyek függvényében. Bár az összes pontból szerkesztett korreláció nem túl jó ($R^2=0,6878$), az Aggteleki-karszt esetében igen jó. Nagyobb nagytengely értékekhez kisebb kistengely értékek tartoznak, mint a többi területen, ez megerősíti az 5. ábránál elmondottakat.



5. ábra. A barlangot befoglaló kőzettérfogat nagysága a barlanghosszak függvényében
Fig 5. The volume of rock in which the caves are situated by depending on the length of the caves



6. ábra. A barlangok hosszának és mélységének aránya a barlanghosszak függvényében
Fig 6. The ratio of the length and the depth of the caves by depending on the length of the caves

II. Táblázat
Table II.

A barlangok jellemző adatai hegységenként
The parameters of caves by mountains

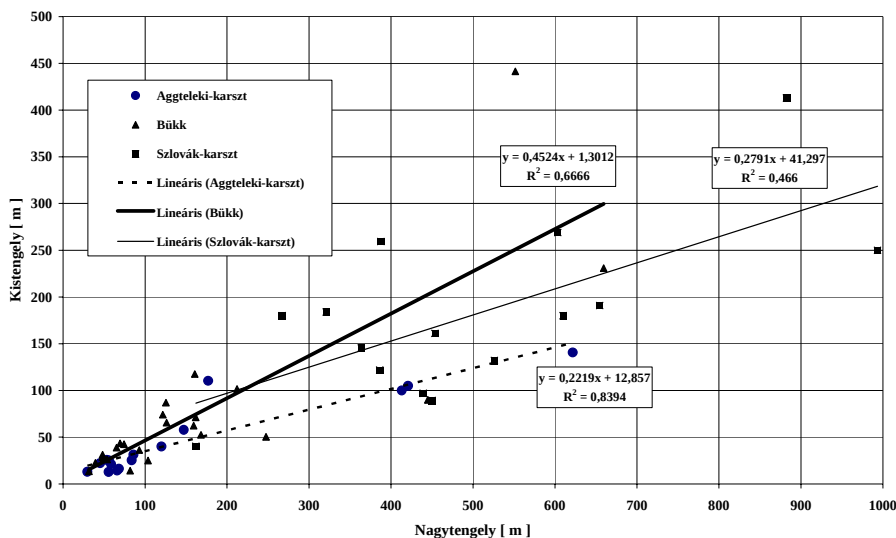
	A barlangok száma, aránya						A barlangok össz-hossza, aránya						Barlangok átlaghossza		
Barlanghossz kategória [m]	Bükk [db]	Bükk [%]	Aggt.- karszt [db]	Aggt.- karszt [%]	Szlov.- karszt [db]	Szlov.- karszt [%]	Bükk [m]	Bükk [%]	Aggt.- karszt [m]	Aggt.- karszt [%]	Szlov.- karszt [m]	Szlov.- karszt [%]	Bükk átlag [m]	Aggt.- karszt [m]	Szlov.- karszt [m]
2-10	660	67,42	87	35,80	243	50,73	3 017	6,14	452	0,93		0,00	5	5	
11-100	265	27,07	124	51,03	192	40,08	7 938	16,14	4 107	8,46		0,00	30	33	
101-1000	48	4,90	26	10,70	33	6,89	16 051	32,64	9 233	19,02	10 718	27,58	334	355	325
1001-10000	6	0,61	5	2,06	11	2,30	22 170	45,08	14 543	29,97	28 144	72,42	3695	2909	2559
10001-100000	---	0,00	1	0,41	---	0,00	---	0,00	20 196	41,61	---	0,00	---	20196	---
2-100000	979	100,00	243	100,00	479	100,00	49 176	100,00	48 531	100,00	38 862	100,00	50	200	81

Megjegyzés:

A Bükk esetében az Upponyi-hegység, a Szlovák-karszt esetében a Kassai-medence (Jászó környéki) barlangjaival együtt.

Comment:

In the case of the Bükk, the numbers include the caves of the Upponyi Mountains, in the case of the Slovak Karst, the numbers include the caves of the Kosice Basin (Jasovska area)



7. ábra. A barlangok kistengelyének aránya a nagy tengelyek függvényében
 Fig 7. The ratio of the short axis of the cave map by depending on the long axis of the cave map

Következtetések

A három terület barlangtérképeinek vizsgálata egyértelműen azt mutatja, hogy a vizsgált területek barlangjainak jellege egymástól eltérő és ezt számszerűsíteni is lehet. Ezek a következők:

- a legtöbb barlang a Bükkben van (979 db)
- a legtöbb 100 m-nél hosszabb barlang a Bükkben van (54 db),
- a bükki barlangok átlagos hossza a legalacsonyabb (50 m, ami az Aggteleki-karszt barlangjai átlaghosszához képest 25 %-a, a Szlovák-karszt barlangjai átlaghosszához képest 62 %-a),
- a Bükk barlangjai a leginkább hálózatosak, mind síkban, mind térben ($y = 30,764x - 9029,4$; ill. $y = 0,0051x + 8,3369$)
- az Aggteleki-karszt barlangjai vannak a legkisebb köztömegben ($y = 1886,5x - 286586$).

Ha az Aggteleki-karsztot és a Szlovák-karsztot Gömör-tornai-karsztként összevontan kezeljük, akkor:

- a Gömör-tornai-karszt barlangjainak össz-hossza (87.393 m), azaz csaknem duplája a bükki barlang-össz-hossznak (49.176 m),
- a leghosszabb barlang a Gömör-tornai-karszton van (25.564 m)

A vizsgálatokat újabb barlangtérképek értékelésével kívánjuk folytatni, a most közölt megállapítások csakis első közelítésként értelmezhetők.

IRODALOM

- BAROSS G. [SZERK.] (1998): Az Aggteleki Nemzeti Park. [Benne: TAKÁCSNÉ BOLNER K.: A nemzeti park barlangjai.] Mezőgazda.
- BARTUS E. – LÉNÁRT L. – BUDAY G. – GYULAI I. – HELLEBRANDT M. (1982): Aggteleki Tájvédelmi Körzet Bioszféra Rezervátum. - OKTH. Budapest
- BELLA, P. – HOLÚBEK (1999): Zoznam jaskýň na Slovensku 1998.12.31. Ministerstvo životného prostredia Slov. Republiky. Bratislava.
- BELLA, P. (1995): Princípy a teoreticko-metodologické aspekty klasifikácie morfológických typov jaskýň - Slovenský Kras XXXIII. p. 3-15.
- BLIŠŤAN, P. – TOMETZ, L. (2000): Project of a monitoring and information system for evaluation of influences of pollution sources on a soil and groundwater = Groundwater vol. 6/2, SHA Bratislava. p. 156 – 161.
- DELLEUR, J.W. [EDITOR] (1999): The Handbook of Groundwater Engineering. - In: WHITE, W. B.: Groundwater Flow and Transport in Karst. CRC Press LLC, Florida.
- ERDŐS, M. – LALKOVIČ, M. (1996): Jaskyne, priepasti a vyvieračky severnej časti Silickej Planiny - Slovenský Kras XXXIV. p. 157-176.
- ERDŐS, M. (1995): Jaskyne, priepasti a vyvieračky severnej časti Silickej Planiny = Slovenský Kras XXXIII. p. 115-127.
- FERENCZY G. (2002): A hegységben található barlangok általános jellemzése. A Bükk Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek. BNPI.
- GRUBER P. (2003): Feltáró kutatás és dokumentáció a Baradla-barlangban és vízgyűjtőjén - Karsztfejlődés VIII. Szombathely. p. 333-345.
- LÉNÁRT L. – TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2002): A Bükk barlangjainak a vízminőség veszélyeztetés szerinti csoportosítása. - Karsztvízkutatás Magyarországon II. p. 87-101. Miskolc.
- LÉNÁRT L. (1979): Barlangok a Bükkben. - B.A.Z. megyei Idegenforgalmi Hivatal, Miskolc.
- LÉNÁRT L. (1982): Magyarország karsztterületei és jelentősebb barlangjai - Borsodi Műszaki-Gazdasági Élet 27. 1. p. 7-10. Miskolc
- LÉNÁRT L. (1984): A Miskolc-tapolcai alsó (Várhegyi, felhagyott) kőbánya barlangjai. - BMTE Évkönyv, 1983, p. 48-55, Miskolc.
- LÉNÁRT L. (1988): Hidrogeológiai kirándulások a Bükkben. - Egyetemi jegyzet, II., változatlan utánnyomás, Budapest.
- NYERGES A. – TAKÁCSNÉ BOLNER K. (2002): Magyarország barlangjai. http://www.barlang.hu/pages/tvtanf/Mo_barlangjai.htm

- PÉNTEK K. (2001):* Karsztosodó mészkő térszínek lepusztulásának matematikai modellje - Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 13-25.
- SASVÁRI, T. (1984):* Podzemná hydraulika, všeobecná a banská hydrogeológia. - VŠT BF Košice, 1984.
- SASVÁRI, T. (1999):* A Szádelői völgy. HUNGEOTOP – GEO 99, Exursion guide, Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 1999 augusztus, p. 7-8.
- SZÉKELY K. [SZERK.] (2003):* Magyarország fokozottan védett barlangjai. - Mezőgazda, Budapest.
- SZUNYOGH G. (1994):* A horizontális karsztos lepusztulás folyamatának matematikai modellezése - A BDTF Tudományos Közleményei IX. Természettudományok 4. Szombathely, p. 173-202.
- SZUNYOGH G. (1995):* Szabad, talajjal nem borított mészkőfelszín karsztosodásának általános egyenletrendszere - Karsztfejlődés I.. Pazu Kiadó, Szombathely, p. 145-164.
- SZUNYOGH G. (1998):* Sziklakarrok karsztosodásának matematikai modellezése - Karsztfejlődés II. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 7-34.
- TELBIŠZ T. (2001):* Töbrös felszínfejlődés számítógépes modellezése modellje - Karsztfejlődés VI. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 27-43.
- TENCER, J. (1998):* Tabuľka najdlhších jaskýň na Slovensku stav k. 1.2.1998 - Spravodaj, 1. p. 39-42.
- TIMČÁK, G. M. – MICHALÍKOVÁ, F. – SASVÁRI, T. (1973):* The use of flocculating agents in underwater cave exploration. - In: Bull., VIII., Proceeding of the 6th Int. Cong. of Speleol., Academia, Praha, p. 215-228.
- TOMETZ, L. (2000):* Evaluation possibilities of rock hydraulic properties in conditions of the Slovak Karst south-west part. - Acta Carsologica Slovaca, vol. 38, Liptovský Mikuláš, p. 39 – 53
- VERESS M. – PÉNTEK K. (1987):* Felszíni karsztos formák vizsgálata matematikai módszerekkel. Oktatási int. karszt-és barlangkutató tevékenységének II. országos tudományos konferenciája Szombathely, p. 21-24.
- VERESS M. – PÉNTEK K. (1994):* Néhány karsztos folyamat leírása fizikai-kémiai hidrodinamika alapján - A BDTF Közleményei IX. Természettudományok 4. Szombathely, p. 145-172.
- VERESS, M. – PÉNTEK, K. – HORVÁTH, E.T. – SZABÓ, L. (1991):* The comparison of the solution history of the Sűrű-hegy Ördög-lik and the Gánt caves on the basis of their spherical cavities. - Conference on the karst and cave research activities of educational and research institutions in Hungary. Jósavfő, p.37-45.

ZACHAROV, M. – TOMETZ, L. (2001): The Silica Plateau, evaluations of the environment geological factors. - Monography, ELFA, Košice, 137.
ZACHAROV, M. (2001): The Silica Plateau - evaluations of sensitivity of rocks and vulnerability of rock environment. - Acta Carsologica, vol. 39 Liptovský Mikuláš, p. 73 – 81

ADATOK AZ ORFŰI VÍZFŐ-FORRÁSBARLANG IDEGENFOR- GALMI HASZNOSÍTÁSÁNAK KÉRDÉSEIHEZ

SZŐKE EMÍLIA

Szegedi Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi tanszék,
Szegedi Karszt- és Barlangkutató Egyesület
6722 Szeged, Egyetem u. 2. szokeemilia@freemail.hu

Abstract: The researches on tourist utilization possibilities came into light concerning the recent micro-region development programs. There have been a lot of initiatives in order to develop new tourist targets, paying attention on the actual environment-protection objectives. The current presentation is lead by a such initiative as well so that the Vízfő Cave of Orfű be presented to the public. This possibility would enlarge not only the tourist offers of Orfű, but the whole South-Dunántúl Region as well. During their cave attendance, visitors could participate on a unique exhibition about the history of industry. The aim of my presentation is to analyse the possibilities of the cave opening and to find a compromise among the different options.

1. Bevezetés

Napjaink kistérségi fejlesztési terveinek kidolgozása során előtérbe kerül az idegenforgalmi hasznosítás lehetőségeinek feltárása. A közelmúltban sok kísérlet történt az újszerű turisztikai célpontok kialakítására, figyelembe véve az aktuális környezet-, és természetvédelmi szempontokat. Egy ilyen szándék vetette fel az Orfűi Vízfő-forrásbarlang nagyközönség számára való bemutatásának lehetőségét is, mivel az nemcsak Orfű település, hanem a Dél-Dunántúl turisztikai kínálatának unikális termékkel való bővítését is jelentené. A barlanglátogatás során a látogatók egy ipartörténeti „utazásban” is részt vehetnének, amely egyedülálló turisztikai élményt nyújthat. Az előadás célja a bemutatás lehetőségeinek elemzése, illetve a különböző érdekek közötti, a megőrzést is szolgáló kompromisszumos megoldások keresése a megvalósítás érdekében.

2. A barlang jelenlegi állapota

Az Orfűi Vízfő-forrásbarlang a Mecsek hegységben, a Nyugat-Mecsek karsztján, az Orfűi-völgyben található, Orfű településtől K-i irányban. A bejárata egy természetes sziklafal tövében nyílik, 211.2 m tengerszint feletti magasságban. A barlangra a horizontális kiterjedés jellemzőbb, az eddig feltárt szakaszok hossza – részletes felméréseink alapján (a felmérést végezte: Szegedi Karszt- és Barlangkutató Egyesület, Mecsek Egyesület Barlang-

kutató Osztály, Pizolit SE, 2003., térképét szerkesztette: SZABÓ Zoltán) - mintegy 328 méter, vertikális kiterjedése 51 méter, ebből a bejárat szintje alatt helyezkedik el 24 m (mely a harmadik szifon megismert, jelenleg nem megközelíthető, legmélyebb pontja).

A barlang aktív forrásbarlang, forrása – a Vízfő-forrás- a Mecsekben az egyik legbövizűbb. Vízugyűjtőterülete a Mecsekben a legnagyobb, 15.25 km² (RÓNAKI 1972.) melynek mintegy 30 %-a nemkarsztos kőzeteken helyezkedik el. A barlangot eredetileg három szifon tagolta, ebből a bejárat és a második szifon a vízgazdálkodás célját szolgáló robbantások miatt megsemmisült, a harmadik, amely jelenleg az ismert barlangszakasz végpontját jelentő legmélyebb pont, egy zárható betongát mögött található. A barlangban állandó vízfolyás van, ami eredetileg a bejárat szifonon, ma a törmelékkel elzáródott forrásnyílás helyett a bejárat tårón keresztül hagyja el föld mélyét.

A barlang befoglaló kőzete triász anizuszi dolomit (RÓNAKI 1962.) Az üregek hidegvizes karsztosodás eredményeképpen jöttek létre, kialakulásukban feltehetően mind a korrózió, mind az erózió egyaránt szerepet játszott. A barlang hasadékszerű járatai tanúskodnak arról, hogy a tektonikai meghatározottság az üregrendszer kialakulásában meghatározó volt.

A barlang jelenlegi állapotát alapvetően az a tény befolyásolja, hogy az 1970-es évek elejétől ivóvíznyerési célra használta a Baranya Megyei Vízmű Vállalat (ma Komló-Víz Kft.). Ezt megelőzően már elkészült a bejárat szifont megkerülő tåró, de a belső részekben csak a vízmű foglalás kialakításakor történtek munkálatok. A víz kiemeléséhez beszerelték a szükséges infrastruktúrát (csövek, tolózárak, elektromos hálózat, világítótestek), aminek nagy része napjainkra feleslegessé vált, az idegenforgalmi hasznosítás előtt mindenképpen a felszínre kell majd hozni.

A barlangból kezdetben a Mecseken keresztül Komlóra szállították az ivóvizet. A jelentős technikai problémák, valamint a Komlóra eljutó dunai vízvezeték hatására ez a szállítás megszűnt, jelenleg a barlang Orfű község időszakos vízellátását szolgálja. Mivel a regionális vízigény más forrásból történő kielégítése került előtérbe, további ilyen célú nagyarányú beavatkozások nem várhatók. Bár meg kell jegyezni, hogy a Vízfő forrás vizére tartalék ivóvízbázisként a jövőben szükség lehet, így a kiépítések, vagy bármilyen beavatkozáskor és hasznosításkor erre is tekintettel kell lenni.

A vízgazdálkodási célú hasznosítás következtében a barlang számos része tönkrement (sok cseppkő is elpusztult, amint ez jól látható például a Zuhatagos-teremben lévő szakaszon), de nem olyan mértékben, mint ahogyan a szakmai körökben elterjedt.

A barlang forrása az Orfűi-tórendszer fő vízellátója, így vízminőségének megóvása természetvédelmi szempontból és a térség idegenforgalma szempontjából kiemelt fontossággal bír.

3. A barlang idegenforgalmi szempontú adottságai, előnyei



1. kép: A Gomba (szivattyúház, Fotó: Barta Károly)
Picture 1. The „Gomba” (house of pump)

A Vízfő-forrás barlangja a többi idegenforgalmi barlanghoz képest nem jelentős nagyságú, ezt azonban ellensúlyozza a rendkívül kedvező fekvése, különösen a jó megközelítési lehetősége és a kapcsolódó, már működő idegenforgalmi létesítmények közelsége. A viszonylag kis méret mellett értéke az is, hogy a barlanghoz tartozik, a barlanggal szorosan és szervesen együtt található „Gomba” nevű objektum, amely védett ipartörténeti emlék (Csete György egyik remek alkotása) (1. kép). A „Gomba” és a szivattyúház szerves egységet képez a barlanggal, hiszen a vízkiemelés céljára építettek itt

egy egyedi épületet transzformátor házként és szivattyúházat. Ezek bemutatásával ki lehet egészíteni a barlang látnivalóit egy ipartörténeti múzeummal. A Vízfő-forrás és barlangja ezzel az építménnyel együtt egyébként egy olyan ipartörténeti unikum, amely - ismereteink szerint – nemzetközi szinten is egyedülálló. A vízkiemelésről egy modell is elkészíthető, melynek oktató, nevelő hatása társulna a látványhoz. A vízkivétel és az egyedi víztovábbítási technika elvének és emlékeinek bemutatása esetén olyan egyedi turisztikai értéket képviselhet a barlang, ami egyszerre mutathatja be a még ma is fontos természeti értékeket és az unikális ipartörténeti vonatkozásokat.

A barlangi járatok mecseki viszonylatban tágasnak tekinthetők, folyosóinak átlagos szélessége meghaladja a másfél métert, magassága nagyrészt 2 m feletti. Fontosabb látnivalók a barlangban: a kalciterek, az agyaggal kitöltött hasadékok, a cseppkőbekéregződés, a hasadék menti oldási formák, a mangánbevonatú cseppkővek, a zászlócseppkő, a farkasfog, a mangánbevonatos cseppkőbaldachin. Emellett a mintegy másfél méter magas és közel 1 méter kerületű cseppkőoszlopok jelentenek fontos látványértéket a Cseppkőerdőnél, de az oldásos színlők, egy kőzetlezökkenés új cseppkőekkel, a szalmacseppkővek, mangán bevonatú cseppkőorgona, cseppkőzászlók és a tetartatók képezik a legfontosabb értékeit a barlangnak.

A Zuhatagos-teremben lévő tó körül az agyagba fúródva a robbantásokból származó repeszdarabokat láthatunk. A robbantások következtében a teremben található cseppkőlefolyások, zászlók, szalmacseppkővek erősen károsodtak, az antropogén beavatkozások negatív példáját illusztrálva.

Előnyt jelent az is, hogy szerves részét képezi a Vízfő-tanösvénynek, melynek a jelenlegi négy állomása közül az egyik a Vízfő-forrás. A barlangtól kb. 150 m-re egy kolostorrom található, melynek feltárási munkálatai 2004 áprilisában kezdődnek el. Elképzeléseink szerint, a későbbiekben a tanösvény kibővíthet a kolostorrom látnivalójával is.

Gyakorlati környezetvédelmet jelentene a barlang idegenforgalmi szempontú hasznosítása, ugyanis ezzel biztosítható lenne a folyamatos felügyelet és gondozás, ami a barlang megóvását szolgálná. (Jelenleg az elégtelen lezárás és a könnyű megközelítés miatt a barlangban jelentős az illegális látogatás.) A barlangba nem illő, feleslegessé vált rozsdás csöveket, vezetéseket felszínre kellene hozni, illetve a még használatban lévőket fel kellene újítani.

Nem elhanyagolható a barlang idegenforgalmi hasznosításának gazdaságossága, hiszen megnövelné Orfű és a környező térségben az eltöltött vendégéjszakák számát is, ugyanakkor a területen új munkahelyeket teremtené, ami további gazdasági haszon forrása lehet.

Az Orfűi Vízfő-forrásbarlang turisták által gyakran látogatott helyen, Orfű belterületén található, a Malom Múzeum közvetlen szomszédságában. E mellett a 2003. májusában, a Duna-Dráva Nemzeti Park Igazgatósága által kiépített tanösvény egyik legfontosabb állomása, amit a tanösvény neve is mutat: Vízfő-tanösvény. A tanösvényt és a Malom Múzeumot sok turista keresi fel, egyes források szerint a számuk a 20 000-t is eléri (SZŐKE – ORSZÁG – TARNAI 2003). Így a barlang turisztikai célponttá alakítása jól beintegrálható egy már meglévő turisztikai együttesbe.

4. A barlang idegenforgalmi szempontú hátrányai

Jelenleg a barlang időszakosan Orfű község vízellátását szolgálja, ami azt jelenti, hogy nyári szárazság idején, amikor az egyik vízellátó kútról átkapcsolnak a másikra, a Vízfő-forrás vizét hasznosítják. A barlangban időszakosan két szivattyú működik, egyik a bejárat közelében, az I-es szifonban, másik a Zuhatagos-teremben lévő tóban.

A 123/1997 (VII.18.) Kormányrendelet (a vízbázisok, a távlati vízbázisok, valamint az ivóvízellátást szolgáló vízellátási létesítmények védelméről), valamint a 2003 októberére elkészített vízbázisvédelmi terv szerint a Vízfő-forrás és környéke (így a barlang, a szivattyúház, és a Gomba is) a belső védőidom és védőövezet területén belül foglal helyet. E szerint körül kell határolni a területet: „A védőövezetet be kell keríteni, vagy őrzéséről egyéb módon kell gondoskodni.” (123/1997 KORM.REND., 1997.). Ezen rendelkezések szerint a barlangban sem idegenforgalmi hasznosítás, sem kutatási tevékenység nem lehetséges, illetve a Gomba sem mutatható be semmilyen formában.

Hátrányos lehet még az is, hogy a barlangnak, a vízgazdálkodási célú hasznosítás következtében számos része tönkrement, sok cseppkő is elpusztult.

A jelenlegi jogszabályi háttérrel nem valósítható meg a látványegyüttes idegenforgalmi szempontú hasznosítása (kivéve, ha az Orfűi Önkormányzat lemond az ivóvízbázisról), mivel a két érdek kizárja egymást. A hatóságok már rájöttek a törvény karsztos területen való alkalmazásának hiányosságaira, és a törvény módosítását várják. Így, ha nem ragaszkodnak a szigorúan vett jogszabályi előírásokhoz, akkor megoldható, hogy a vízkivétel helyét a 3-as szifonba helyezve, semmilyen szennyezés nem éri a vízkivételt, miközben a turisztikai hasznosítás is teret kaphat. A 3-as szifon a barlang ÉK-i részén helyezkedik el egy betongát mögött, mely részek már egyszerű módon nem járhatóak. Ez a legfelsőbb része a barlangi pataknak. A turisták szakképzett túravezetők segítségével csak a vízkivétel

alatti részekkel ismerkednének meg, ami nem szennyezi a vízkivételt. Ugyanakkor azokon a részeken, amelyeket víz borít, a pallók elhelyezésével és a járdaszint vízszint fölé emelésével megoldható a távoltartása a víztől. Ezáltal semmilyen veszély nem fenyegetné a vízbázist, mivel az idegenforgalmi eredetű szennyeződést ez kizárná.

A kompromisszumos megoldás megvalósítása esetén a következő fejezetben megfogalmazott javaslatok alapján megvalósítható lenne az idegenforgalmi hasznosítás. Szakmai meggyőződésünk szerint, a Vízfő-barlang, valamint a hozzá kapcsolódó emlékek együttese a nagyközönség számára bemutatásra érdemes. A természetvédelmi célok és a társadalmi szükségletek konfliktusából következik, hogy a legjobb megoldást keresve kell feloldani az ellentmondásokat, és megvalósítani az idegenforgalmi hasznosítást.

5. Javaslatok az idegenforgalmi hasznosításra

a. Ahhoz, hogy idegenforgalmi hasznosításra alkalmas legyen a terület, több előkészületi munkát kell végezni. Először is a forrásszájat kell kitisztítani. Ezzel megnyílna a víz eredeti útja és visszaállításra kerülne a bejárat forrás-tó. Fontos lenne terméskő falazattal a tó széléit bizonyos helyeken biztosítani és a fémből készült palló helyére egy fahíd építésével a bejárat megközelítését megoldani. El kell majd rejteni a vízkivételt biztosító csöveket és szerelőcsatornát is. A munkálatok elkezdése előtt az oldalfalakat törmelék-mentesíteni kell.

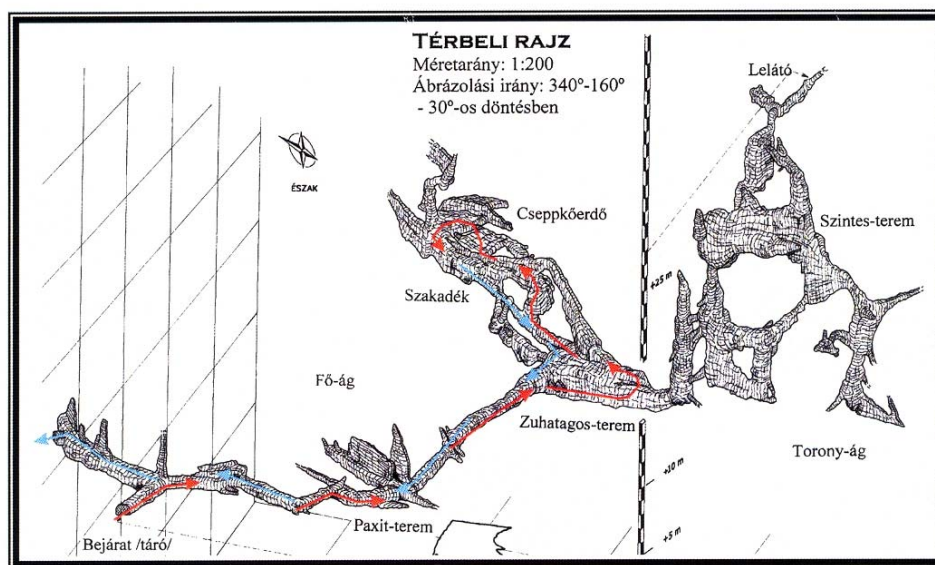
b. A jelenlegi bejárat ajtó átalakítása az egyik legfontosabb feladat, mivel a bejárat évek óta feltört állapotban van, így bárki számára bejárható, sok illetéktelen behatolás történik. Az idegenforgalmi kiépítés után ez már nem engedhető meg! Mivel a barlang forgalmas turistaútvonal, tanösvény mellett helyezkedik el, ezért a lezárás helyreállítása életvédelmi és természetvédelmi szempontból, valamint a bejárat szifon tisztítása után az újra feltöltődés megakadályozása szempontjából is indokolt. A bejárat tőrájáróját (mind a talp, mind a főte tekintetében) esetleg magasabbra kell helyezni.

c. A kapcsolódó létesítmény („Gomba”) bemutató célú helyreállítása során modell készítése lenne ajánlatos. A Gomba és a szivattyúház, mint ipartörténeti emlékmű, szerves egységet képez a barlanggal, így lenne célszerű azt bemutatni.

d. A barlangban, a Zuhatagos-teremben található mesterséges tó területe kb. 30 m², itt lenne egy nagyobb állomása a barlangi túrának. A víz felülete fölött egy rácsos talapzatot kellene építeni, mely lehetővé teszi 15-25 fő kör sétáját a tó fölött. Ezáltal így a víz tükre nem kerül fedésbe. (Itt a barlang egyik falára kivetítve egy látványesemény, ill. egy audiovizuális bemutató

tartható, ahol megismerkedhetnek a barlang kialakulásával, történetével, stb.)

e. Mára a barlang vízkivételi műként történő hasznosítása gyakorlatilag megszűnt. A természetes állapot visszaállítása, valamint a feleslegessé vált műtárgyak (csövek, elektromos kábelek) eltávolítása lehetséges. Amennyiben továbbra is nyaranta vízkivétel történik, akkor a szivattyú 3. szifonba helyezését kell megoldani.



1. ábra: Javasolt útvonal (Szabó 2003. alapján)
Fig. 1. Recommended way (according by Szabó 2003)

f. A barlangon belül a hasadékokban fennmaradt köveket el kell távolítani. A biztonságos barlangbejárás alapfeltétele, hogy a járatok falait és mennyezetét kőpergés mentessé kell tenni alpin-technika segítségével. A barlangban korábban alkalmazott robbantások következtében elvélve még találhatóak meglazult kőzetdarabok. Ezek eltávolítása indokolt.

A szűkebb, alacsonyabb helyeken járatbővítéseket ajánlunk, azaz idegenforgalmi hasznosítás esetén az 1-es, robbantott bejárat bővítése, magasítása, a vízkivételi mű földalatti szivattyúházából vezető bejárat (2-es bejárat), illetve a második szifont elkerülő táronál, a tó előtti szakaszon lenne ajánlatos egy kisebb mértékű járattágítás.

A bejáratnál tájékoztató és emléktáblát kell elhelyezni bővebb információkkal.

Idegenforgalmi hasznosítás esetén az alábbi túra útvonalat kellene látogatásra kialakítani: 1-es bejáratról indulva $\Rightarrow$ Paxit-terem $\Rightarrow$ Zuhatagos-

terem és tó $\Rightarrow$ ÉNY-i oldalág (Szakadék, Cseppköerdő) $\Rightarrow$ Zuhatagos-terem $\Rightarrow$ 2-es bejárat $\Rightarrow$ szivattyúház $\Rightarrow$ „Gomba” (1. ábra). A déli oldalágat (Lyukas-kürtő, Szintes-terem, Torony-ág) az overallos turizmus számára lehetne bemutatni.

6. Következtetések

A tanulmányban összefoglaltuk az Orfői Vízfő-forrásbarlang idegenforgalmi hasznosításával kapcsolatos problémákat. Elemeztük az előnyöket és hátrányokat, s megállapítottuk, hogy kompromisszumokkal ugyan, de lehetséges és fontos a barlang ajánlott hasznosítása.

Összefoglaltuk a legfontosabb feladatokat, amelyek megvalósulása esetén a barlang beilleszthető lenne a környező területekre irányuló idegenforgalom látnivalói közé.

IRODALOM

123/1997. (VII.18.) Kormányrendelet, 11.§ d.

RÓNAKI L. (1962.): Az Orfői Vízfőforrás-barlang feltárt szakaszának földtani viszonyai – Karszt és barlang, 1962/II., p. 51.

RÓNAKI L. (1972.): A ny-mecseki karszt vízföldtani kutatásának újabb eredményei – A MHT Pécsi Csop. Jubileumi Évkönyve, Pécs 1972., p. 121-146.

SZŐKE E.–ORSZÁG J.–TARNAI T. (2003.): Az Orfői Vízfő-forrásbarlang idegenforgalmi szempontú állapotfelmérése. – kézirat, Szegedi Karszt- és Barlangkutató Egyesület, p.2.