KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 5-22.

A BUDAI VÁR-HEGY GEOLÓGIAI VISZONYAI

LEÉL-ŐSSY SZABOLCS

ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest,
Pázmány Péter sétány 1/c losz@geology.elte.hu

Abstract: The Castle Hill, which is on the World Heritage List of UNESCO, rises 60 to 80 meters above the Danube, and it determines the cityscape of Budapest. Its 2 km long and 300 to 700 m wide plateau is covered by 8 to 10 m thick and 160 000 to 350 000 year old travertino. My opinion is that the hill steeply rising out from its environment is not a horst thrown up along faults as generally described in literature, but a butte preserved by the horizontally deposited travertino, and its extension in the Würm glacial may have been much bigger.
The bedrock is Main Dolomite from the Triassic, which is under the Castle Hill more than 200 m below the level of the Danube. The main mass of the hill is made up of Buda Marl, which is imperfectly covered by 1 to 3 m thick fluvial sediments. In literature, this feature was incorrectly considered a terrace of the Danube; in fact, this is the channel-fill deposit and sandy-clayey flood-plain deposit of the Palaeo Ördög Ditch. Marl and these fluvial materials form the floor of the travertino.

1. Bevezetés

Az UNESCO Világörökség listáján is szerepelő budapesti dunai panoráma meghatározó eleme a folyó fölé magasodó, szigetszerű Vár-hegy Ez a fekvés a hegy sajátos geológiai helyzetének köszönhető.

Földtani értelemben véve szinte minden XX. századi szerző a Várhegyet egy meredek lejtőkkel határolt kiemelkedésnek, tk. egy sasbércnek (régi szóhasználattal horsztnak) tartja, amely tektonikai mozgásoknak köszönhetően emelkedett ki a környezetéből, és a pleisztocénban) bevágódó Dunához (és ehhez kapcsolódóan, az egyre mélyebben folyó Ördögárokhoz) képest került kiemelt helyzetbe. (*HOFMANN*, 1871, *SCHAFARZIK-VENDL* 1929, *CHOLNOKY*, 1936 *HORUSITZKY*, 1938, HAJNAL, 2003). Legmagasabb része a Szentháromság tér környéke, innen északra kevésbé, délre jobban lejt a felszíne.

Méretei szerények: a Dunához képest 60-80 m-es magasság, ÉÉNy-DDK-i irányban kb. 2 km-es hosszúság, északi végén 700 m-es, déli végén mindössze 300 m-es szélesség írja le *(1. ábra*). Az édesvízi mészkővel fedett plató területe kb. 40 ha (*KROLOPP* et al, 1976). A platót a felül viszonylag meredek, alul lankásabb várlejtő veszi körbe

Kőzettani felépítése a szinte teljes beépítettség miatt alig látható: a képződményeket tanulmányozni akarók alkalmi feltárásokra, irodalmi leírásokra, ill. a Vár-barlang járataira és a pincékre vannak utalva. Sajnos, a barlang oldalait általában kőburkolattal látták el már a II. világháború előtt, ill.

alatt. A felszínen egyedül az édesvízi mészkő bukkan elő a hegy dunai oldalán, a Halászbástya alatt.

Régészeti kutatások szerint régóta lakott hely a Vár-hegy. Már 350.000 éve az itt fakadó meleg vizes forrásoknál vert tanyát a „*Buda kultúrát*" képviselő ősember (*VÉRTES*, 1965). A mai beépítettség kialakítása IV. Béla parancsára történt a tatárjárás után, az 1240-es-1250-es években. A Vár-hegy használatilag azóta két részre tagolódik: déli végét foglalja el a királyi palota épületegyüttese, a jelenlegi Dísz-tértől északra pedig a Polgárváros utcái húzódnak. A Vár-barlang járatai teljes egészben a Polgárváros alatt találhatók, a palota alatt nem ismerünk természetes barlangüreget.



1. ábra. A budai Vár térképe
Fig. 1. Map of the Buda Castle.

2. Irodalmi áttekintés

A korai, áttekintő jellegű munkák (*BEUDANT*, 1822, *SZABÓ* 1858 és 1879, *HOFMANN* 1871, *FERENCZY*, 1925) értelemszerűen még kevés teret szentelnek a kicsiny Vár-hegynek, de a vár-hegyi pizolit telepről Schafarzik már 1882-ben önálló tanulmányt írt, és az Alagút víztelenítése kapcsán már a XX. szd. elején önálló kiadvány is született a helyszínről (*SZONTÁGH et al*, 1908, 1909).

A két világháború között és a II. világháború alatt is számos kiváló földrajztudós és geológus foglalkozott a helyszínnel, számos publikáció született a Vár-heggyel kapcsolatban. Ezek a teljesség igénye nélkül: *KÉZ* (1933), *CHOLNOKY* (1936 és 1941), *KADIČ* (1933, 1934, 1939, 1942), *PAPP* (1936), *HORUSITZKY* (1937, 1938, 1939), *KEREKES* (1940), *MOTTL* (1942, 1943),

A II. világháború befejezését követően új lendületet vett a Vár-hegy és a Vár-barlang kutatása. Ezt jelzi számos szakcikk és kéziratos jelentés (szintén a teljesség igénye nélkül): *KORDOS* (1969), *BARÁTOSI* (1970), *KESSLER* (1971) *KROLOPP et al* (1976), *SCHEUER* (1986). Az édesvízi mészkő Budapest környéki előfordulásaival foglalkozó cikkek közül több érinti a budai Vár-hegyet is: pl. *SCHEUER-SCHWEITZER* (1973, 1974, 1980, 1988), ill. *VITÁLIS ÉS HEGYINÉ* (1982). Több összefoglaló földrajzi-geológiai munkában is teret szentelnek a Vár-hegynek, pl. *PÉCSI et al* (1958 és1959), *SCHAFARZIK et al* (1964), *KLEB et al* 1993, *FODOR et al*, 1994, *TAKÁCSNÉ BOLT EN SZÉKELY et al,* 2003, *SZABLYÁR*, 20004. Sőt, ebben az időszakban önálló kiadványok is születtek a Vár-heggyel és a Vár-barlanggal kapcsolatban: *BENE et al* (1998), *HAJNAL* (2003).

3. A Vár-hegy geológiai viszonyai

A Vár-hegy közvetlen környezetében a legidősebb ismert kőzet a hegy alapját képező, a triász időszakban képződött, ismeretlen, de mindenképpen jelentős vastagságú dolomit. Ezt fedik a fiatal, tercier rétegek.

A ránézéses alapon ma kiemelt rögként emlegetett helyzete alapos tektonikai vizsgálatok, elemzések alapján nem egyértelmű (*FODOR* szóbeli közlése, 2011). *WEIN* (1977) könyvének térképmelléklete nem jelöl olyan vetőt, amely a Duna és a Vár-hegy között haladna. Itt hiányoznak is a vetők mentén felemelkedő Duna-parti források, amik a Gellért-hegy (Alhévíz) és a József-hegy (Felhévíz) előtt nagy számban fakadnak. Ezek a források nem is fakadhatnak egyetlen vető mentén, hiszen a Duna budapesti szakaszán egy erős kanyart ír le: a József-hegy előtt ÉÉK-DDNy-i irányban folyik, míg a Gellért-hegynél ÉNy-DK-i irányban halad. Ugyanakkor a Vár-hegy csapásiránya ÉÉNy-DDK.

Az Ördög-árok völgye nyilván tektonikus eredetű. Fontos vető a Vár-hegyet keresztező, lényegében a Szalag utca – Mátyás-templom-Kapisztrán tér – Anjou-bástya irányában haladó vető (*HAJNAL*, 2003). Ez az oligocén kornál fiatalabb vető tehát „*kettévágja*" a Vár-hegy tömbjét, ezért találunk más kőzetet (Kiscelli, ill. Tardi Agyagot) a Vár-hegy két oldalán az építkezések alapozó gödreiben. Valószínűnek tartom, hogy emellett a mélybe vezető vető mellett törtek a felszínre a Szentháromság tér környékén azok a források, amelyek a platót alkotó édesvízi mészkövet néhány százezer évvel ezelőtt lerakták.

A Vár-hegyen emellett az ÉNy-DK-i irányú fő vető mellett jól látszik egy kisebb jelentőségű ÉK-DNy-i irányú törésrendszer is. Ez okozza a vár-hegyi vezetékeknek kiásott hosszú árkokban észlelhető, az édesvízi

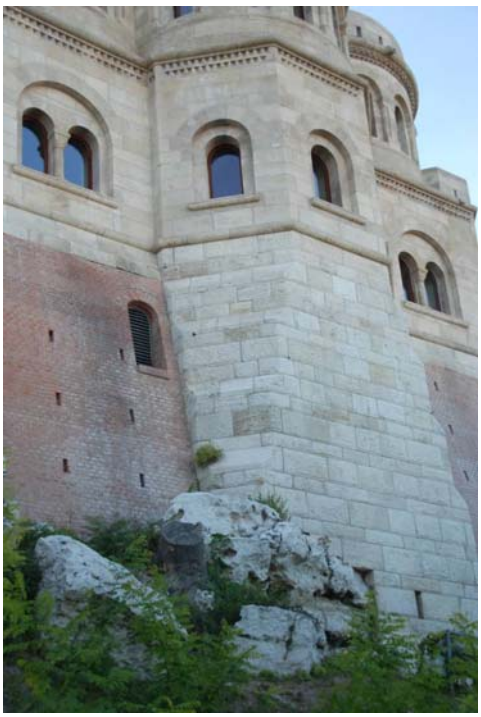
mészkő felszínének tengerszint feletti magasságában meglévő néhány méteres különbségeket, amit az elmúlt években számos utcában megfigyeltem.

A Duna és a Vár-hegy közti vető feltételezése nélkül is magyarázható a jelenlegi morfológia: a folyó bevágódása is eredményezhette ezt a formát, relatíve „*kiemelt*" helyzetet. Az Ördög-árok vonalában a vető megléte kétségtelen (az Alagút építésekor ezt közvetlenül is észlelték l. *HORUSITZKY*, 1939), de ez nem jelenti azt szükségszerűen, hogy a vető ÉNy-i oldalán a Vár-hegy tömbje felemelkedett. Nem úgy, mint a Gellért-hegy esetében: a Gellért-hegy felszínen látható sziklatömbje (eltekintve a fiatalabb fedő rétegektől) triász időszaki dolomit, holott a környezetében sehol sincs a felszínen triász időszaki kőzet. A Vár-hegy esetében erről, rétegtanilag ilyen mértékű, nyilvánvaló kiemelkedésről szó sincs! A *HORUSITZKY* (1939) által leírt várkerti fúrás csak 238 méteres mélységben érte el a dolomitot! Tehát közel 350 m-el mélyebben, mint a Gellért-hegy csúcsa! Több mint 200 méteren át a Budai Márgát harántolta a fúrás: ugyanebben a kőzetben halad az Alagút is. Az ismert morfológia tehát nem csak kiemelkedéssel magyarázható.

HORUSITZKY (1939) ír ugyan vetőről a Vár-hegy és a Duna között: „*Az I. kerület két leghatalmasabb vetődése, hegyszerkezeti vonala, az a két törés, ill. törésrendszer mely a Vár-hegyet két hosszanti peremén szegélyezi. Az egyik a Duna menti törés…*" Többet azonban nem ír róla, észleléséről nem emlékezik meg. (A Duna és a Vár-hegy tengelye kb. 25-30 ^{o}-os szöget zár be – l. előbb). Terepi bizonyíték hiányában joggal gondolhatjuk, hogy a neves régebbi szerzők itt pusztán logikai alapon következtették ki, feltételezték ezt a vetőt, azt nem észlelték.

A problémát az édesvízi mészkőtakaró okozza, amely véleményem szerint jobban befolyásolta a ma látható morfológiát, mint a vetők. Ez a mészkő ugyanis lényegesen keményebb a Budai Márgánál, jobban ellenáll az eróziónak, a lepusztulásnak. Ezért az alatta lévő részt (egy meredek rézsűvel: ez most a Vár-hegy oldala) megvédte a lepusztulástól, miközben mellette a Duna egyre mélyebbre vágódott, és ezt követte természetesen a befolyó mellékpatak, az Ördög-árok bevágódása is. Feltűnő, hogy a Vár-hegy platójának a területe mennyire egybevág az édesvízi mészkő összlet előfordulásának határával! Ebben az értelmezésben tehát inkább tanúhegyről beszélhetünk, mint kiemelt geológiai helyzetű horsztról – nem kizárva, hogy kisebb mérvű kiemelkedés is volt. Eléggé valószínűtlen, hogy a két (egymással szöget bezáró) határoló vető mellett teljesen egyforma mérvű kiemelkedés történt – a Gellért-hegy is meglehetősen aszimmetrikus keresztmetszetű: a meredek dunai oldallal szemben a hegy nyugatias lejtői sokkal szelídebb lejtésűek. A Vár-hegy tetején az édesvízi mészkő azonban

teljesen vízszintes településű – ez jól megfigyelhető a Halászbástya egyes pontjai alatt kibukkanó kőzetrétegeken *(1. kép)*.



1. kép. Kibukkanó édesvízi mészkő a Halászbástya alatt
Picture 1. Outcrop of the freshwater limestone under the Fisherbastion.

Mivel a Vár-hegy egyik oldalán mutatható csak ki vető (és vertikális mozgás amellett sem), nem indokolt kiemelt rögnek nevezni: mai formáját elsősorban és édesvízi mészkőtakarónak, valamint a Duna és ahhoz kapcsolódóan az Ördög-árok bevágódásának köszönheti. Erre már *HORUSITZKY* (1939) is utal, amikor a Vár-hegyről szóló összefoglalójában így ír: „*A Vár-hegy az eróziós és a tektonikus hegyek kevert típusát mutatja*". A Vár-hegytől keletre kell lennie egy vetőnek, hiszen a pesti oldalon a fiatalabb oligocén rétegek is megvannak, az alsóoligocén korúak pedig jóval mélyebben húzódnak, de egyáltalán nem szükségszerű, hogy ez a vető párhuzamos legyen a Vár-hegy tengelyével.

Hasonló ellentmondás fedezhető fel *SCHEUER* (1986) dolgozatában is. Munkája elején hangsúlyozza, hogy a Vár-hegy tk. „*eróziós terasz szigethegy*", ami „mai formáját döntően a kemény, különféle lepusztulási folyamatoknak jól ellenálló édesvízi mészkőnek köszönheti, mely megakadá-

lyozta az alatt lévő laza és az eróziónak kevésbé ellenálló üledékek lepusztulását". Ugyanakkor később, a tektonikai fejezetben már arról ír, hogy „*a tektonikai tényezőknek meghatározó szerepük volt*". *SZONTÁGH* (1908) és *HORUSITZKY* (1938) alapján ő is megemlíti a Vár-hegy Duna felőli peremének a törésrendszerét, és „*a pleisztocén folyamán szakaszosan végbemenő függőleges mozgásokról*" beszél. Valószínű, hogy a jégkorszak közepén, a mindel végi szerkezeti mozgások során a Vár-hegy tágabb környezet emelkedett ki, nemcsak a maga a Vár-hegy. Ez egy jelentős eróziót indukált, így a Vár-hegy területén (és a környékén is!) lepusztultak az oligocén végén leülepedett, normál és csökkent sós vízi agyagos, homokos rétegek (pl. a Törökbálinti Homokkő Formáció rétegei), amelyek a Duna túloldalán, a Vár-heggyel átellenben néhány száz méteres távolságban a mélyben megtalálhatók. (A 2011-es extrém alacsony vízállásnál a Duna medréből a Szabadság-híd budai pillérétől északra kibukkanó „*Éhség-sziklából*" általam gyűjtött, szálban állónak tűnő kőzet homokkőnek bizonyult!). Ha csak a Vár-hegy „*röge*"emelkedett volna ki a környezetéből, akkor csak arról pusztult volna le ez a kőzet, és a hegy környezetében, a völgyekben megtalálható lenne! A terület kiemelkedése miatt a Duna, és a beléje futó patakok (Ördög-árok) „*kénytelenek voltak*" medrüket mélyebbre vájni. 350.000-160.000 évvel ezelőtt leülepedett az édesvízi mészkő (*SCHEUER*, 1986), ami a mai Vár-hegy területén az alatta lévő rétegeket megvédte a lepusztulástól, így az fokozatosan kiemelkedett a környezetéből.

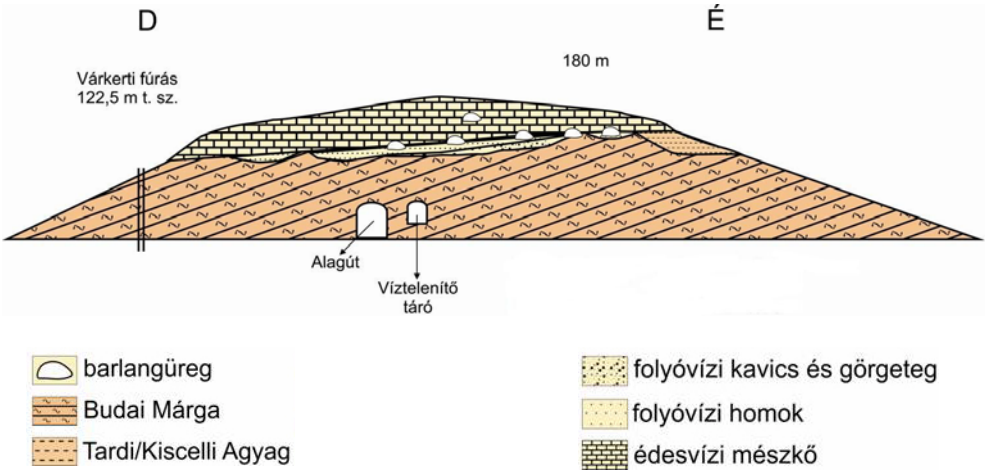
Az eddigi leírásokat összegezve, a tényanyagot elemezve magam sem zárom ki a kisebb mérvű kiemelkedést, de nem látom bizonyítottnak, és a hegy mai formájának elnyerésében sokkal fontosabbnak, döntőnek érzem az édesvízi mészkőtakarónak köszönhetően kialakult tanúhegy jelleget.

A Vár-hegy közvetlen környékén az alaphegységet triász időszaki karbonát, a Fődolomit alkotja. Ez a Budai-hegységben átlag 1-1,5 km-es összletet alkot. Szürke színű platform képződmény, képződése a karni korszak legvégén kezdődhetett, és kb. a nóri korszak közepéig tartott (*GYALOG*, 1996). A mikrofosszíliák közül fácies- és korjelző foraminiferák fordulnak elő, pl. Glomospirellák (*HAAS*, 2004).

Az alapkőzet Vár-hegy alatt csak jelentősebb mélységben fordul elő. Az 1938-ban mélyített, 122,5 m-en induló un „*Várkerti fúrás*" a felszínhez képest 238 m mélyen találta meg ezt a kőzetet, amelyben még közel 30 métert haladt (*HORUSITZKY*, 1938).

A Fődolomit leülepedése után a mai Vár-hegy területe is (a Budai-hegység többi részéhez hasonlóan) vélelmezhetőleg szárazra került, és leülepedés, akkumuláció helyett a lepusztulás, az erózió volt jellemző rá kb. 160 millió éven keresztül (Természetesen az is lehetséges, hogy az üledék-

képződés tovább tartott, csak a legfelső üledékrétegek később lepusztultak). A felsőeocén transzgresszió első üledékei (az alapbreccsa, ill alapkonglomerátum, valamint az ezt követő, a Rózsadomb térségében széles elterjedésű Szépvölgyi Mészkő) a Vár-hegy területén hiányoznak, csak a szomszédos Gellért-hegyen fordulnak elő legközelebb.



2. ábra. A Vár-hegy méretarányos, túlmagasított szelvénye.
Fig. 2. Section of the Castle hill (to scale, vertical exaggeretion is 1:3,5)

A Vár-hegyen a Fődolomitra közvetlenül a Budai Márga települt a hivatkozott 1938-as fúrás tanúsága szerint *(2. ábra)*. Ennek a karsztosodásra kevésbé hajlamos kőzetnek az alsó, még sekély vízben lerakódott rétegeiben (ez a bryozoás márga) előfordulhatnak barlangjáratok: a Rózsadombi barlangok felső járatai ebbe a kőzetbe mélyülnek (*LEÉL-ŐSSY*, 1995), a szomszédos Gellért-hegyen a 2007-ben felfedezett, mára már fokozottan védett, hófehér gipsz kiválásairól híres Citadella-kristálybarlang teljes egészében ebben a kőzetben oldódott ki (*LEÉL-ŐSSY et al*, 2007). A Budai Márga képződése átnyúlt az oligocénba. A tenger mélyülésével párhuzamosan rétegei egyre nagyobb agyagtartalommal bírnak. Gyakoriak benne a mohaállat, a tengeri sün, a kagyló maradványok, és a mediterrán eredetű plankton foraminiferák (*HANTKEN* 1871, 1873, *B. BEKE* 1972, S*ZTRÁKOS* 1974, *BÁLDI*, 1983).

A kőzetet a Vár-barlang (melynek sokfelé a feküjét képezi) több helyen is feltárja.

Az alsóoligocénban folytatódott a tenger kimélyülése, és a Budai-hegységben egy mélyebb vízi, kifejezetten agyagképződmény: a *Tardi Ag-*

yag rétegei váltották fel a Budai Márgát konkordáns módon, folyamatos átmenettel (*PETERS*, 1857, *SZABÓ*, 1879, *MAJZON* (1940)

Pteropoda és gazdag halfauna (Meletta) jellemző rá (*LŐRENTHEY* 1908, *WEILER*, 1935). Csak kb. 30 %-ban áll agyagból: főleg a kissé durvább szemcseméretű kőzetliszt (aleurit) alkotja. Mésztartalma 10 % alatti, kifejezetten rosszul osztályozott (*BÁLDI*, 1983). Valódi vastagsága 100 m körüli (*GYALOG*, 1996). Mélyebb rétegei euxin fáciesűek, az oxigénhiányos környezet miatt nincs benne benthosz fauna. A Vár-hegyen az északnyugati lejtőkön található meg.

A tágabb terület földtani fejlődése során a Tardi Agyag leülepedés után valószínűleg egy gyors tengerszint csökkenés, azaz regresszió következett be, és egy átmeneti, talán 3-4 millió évig tartó szárazulati szint azonosítható (*TELEGDI-RÓTH*, 1912).

Hamarosan újabb tengerelöntés következett be. A gyors transzgressziónak a kezdeti üledéke, bázisképződménye a nevével ellentétben sokfelé inkább konglomerátumos kifejlődésű, tehát kavicsokból felépülő, a Budai-hegység keleti felében erős cementáltságú *Hárshegyi Homokkő,* amely ugyan normál sósvízi körülmények között ülepedett le, de kavicsanyagát folyóvizek szállították északi irányból a tengerbe. Ez a kőzet azonban a Vár-hegy területén hiányzik.

A transzgresszió előrehaladtával, a tengermélyülés során a rétegsorban a *Kiscelli Agyag* következik. Ez a kőzet kis foltban fordul elő a Várhegy keleti oldalában. Hidrológiai szempontból vízzáró volta miatt igen fontos kőzet. A Kiscelli Agyag üde állapotban szürke kőzet, amely szemcseméretét tekintve félig agyag, félig aleurit, és néhány %-ban finom homokot is tartalmaz. Mállott állapotban sárgás, sárgásbarna színű. Kb. 20 %-ban tartalmaz kvarcot, és nagyjából ugyanennyi benne a földpát (főleg plagioklász) is. 25-30 % benne a csillám főleg szericit-illit-klorit összetételben. Karbonát tartalma 10-30 % között változik. Átlagosan kb. 800 m mély tengerben rakódott le. (*BÁLDI*, 1983). Faunája világhírű. *HANTKEN* úttörő munkáinak (1868, 1875) köszönhetően, amelyek a kőzet foraminifera faunáját dolgozták fel, és máig forgatott monográfiák. A molluszka faunával *HOFMANN* (1873) foglalkozott először, majd *BOGSCH* (1929) vizsgálta. A legjelentősebbek azonban id. *NOSZKY* (1939, 1940) monográfiái, amelyek széles körben ismertté tették ezt a nagy diverzitású faunát.

A Kiscelli Agyagnál fiatalabb tercier üledékek a Vár-hegyen nem maradtak fenn. Igen jelentősek azonban a negyedidőszaki képződmények: a folyóvízi üledékek és az édesvízi mészkő. Leülepedésüket viszonylag hosszú, több millió éves üledékhézag előzte meg a környéken. A negyedidőszaki üledékek, és a feküjüket képező Kiscelli Agyag között kb. 25 millió év

a korkülönbség! Ahol Tardi Agyagra települ a kvarter üledék, ott még több, és ahol a Budai Márgára, ott 32 millió év!.

Már a két világháború között konstatálták egyes várbeli pincék oldalfalának vizsgálata (Táncsics M. u. 5, 24, Országház u 6, Úri u. 32, Nándor u. stb.) alapján, hogy az édesvízi mészkő alatt kiterjedten található egy vékony, *görgeteges-kavicsos lepel* (0,5-1,5 m vastagságban), aminek a folyóvízi eredete vitathatatlan (*SCHEUER*, 1986, *HAJNAL*, 2003). Az első szerzők (*KÉZ*, 1933, *KADIČ*, 1933, *CHOLNOKY*, 1941, *LÁNG IN PÉCSI*, 1958) ezt először a Duna kavicsanyagának gondolták, és az un. „*fellegvári*", IV. sz. teraszként azonosították – párhuzamosítandó a pesti oldalon megtalálható teraszokkal. Későbbi, hetvenes évekbeli vizsgálatok (*KROLOPP et al*, 1976) azonban elemezték a kavicsanyagot. Kiderült, hogy az nem lehet a Duna terméke, hiszen a Duna-teraszok kavicsanyaga Budapestnél túlnyomórészt jól kerekített kvarcit, ami a mai szlovák-magyar határról, a Helembai-hegységből származtatható, és a több tíz km-es út megtétele alatt nagymértékben lekerekítődött és apróra kopott. Nem ritkák benne a Dunakanyarból származó andezit kavicsok sem. Ezzel szemben a vári pincékben talált hordalék kavicsanyaga nagyrészt mészkő, ill. Hárshegyi Homokkő, és sok közöttük a kavics frakció legnagyobb méreténél (6,4 cm) is nagyobb görgeteg.

A várbeli pincékben és a barlangban (pl. a 201-es és a 169-es teremben,) csak olyan kavics fordul elő, ami az Ördög-árok vízgyűjtő területén megtalálható (*KROLOPP et al*, 1976, *SCHEUER*, 1986). (Legszebb feltárásai a Hilton-szálló alapozásakor voltak tanulmányozhatók a múlt század hetvenes éveiben.). 2012 májusában, a Várpalota kapujánál, a XIX. szd.i istálló ásatása során ideiglenesen a felszínre került szelvényben a Budai márgát 0,8 m vastagságban fedte ez a kavicsos homok, amin kb. 0,6 m ártéri meszes iszap (völgytalpi összlet) települt kivételesen gazdag faunával, ami a Krolopp Endre által leírt Helicigona vertesi biozónába sorolható középső-pleisztocén fauna (Sümegi Pál szóbeli közlése), aminek a részletes feldolgozása folyamatban van. Erre települ diszkordánsan az édesvízi mészkő.

Tehát a középső-peisztocénban az Ördög-árok még a mai Vár-hegy (akkori) tetejének a szintjében folyt.

Ahol nincs is jelen a hordalékkavics, ott is találhatunk más típusú fluviatilis üledéket: itt un. *völgytalpi összlet* fordul elő, aminek az anyagát az iszap és az agyag adja, csekély homoktartalommal. Elképzelhető, hogy ezek a helyszínek akkoriban kissé magasabban helyezkedtek el, mint ahol az Ős-Ördög-árok folyt. Az aktív vízfolyás a völgy alján szállította a durvább kavicsanyagot, görgeteget, a völgytalp kissé magasabban fekvő árterületén, csak az áradások során vízzel borított térszíneken pedig a finomabb szemű

üledék rakódott le: a dunai árvizek valószínűleg néhány 100 m hosszban visszaduzzasztották az Ördög-áron vizét is. A völgytalpi összletet *KORDOS*, 1969 a feltörő hévíztől származtatja.

A finomabb szemű, egyre nagyobb mésztartalmú üledék hol helyettesíti a kavicsréteget (pl. a Vár-hegy D-i részén), hol arra rátelepülve, fedi azt (pl. a Bécsikapu tér környékén). Ebből látszik, hogy az Ős-Ördög-árok változtatta medrét, ill. a mélyebbre vágódása során a hajdani mederszintnek megfelelő kavicsüledéknél a későbbiekben mélyebben folyt, és az már az ártérre került, ahol csak finomabb szemű üledék képződhetett. Aztán a bevágódás előre haladtával már az ártér is mélyebb térszínre helyeződött át, a mai Vár-hegyen megszűnt a folyóvízi üledékképződés. Valószínű, hogy ezzel egyidejűleg, vagy nem sokkal utána megkezdődött a folyóvízi üledékeket lefedő *édesvízi mészkő* kiválása is a forrásokból, hiszen különben ez a vékony, csak kevéssé diagenetizálódott folyóvízi összlet gyorsan lepusztult volna. Azokat a helyszíneket, ahol nem találunk kavicsmaradványokat, azokat az Ős-Ördög-árok medre valószínűleg elkerülte. Az tehát, hogy hol találunk kavicsokat, vagy helyette ártéri üledéket, esetleg egymás fölött mindkettőt, az a helyszín és a hajdani Ördög-árok medrének viszonyától függ.

Az egész Vár-hegy szempontjából ennek a kemény kőzetnek van a legnagyobb jelentősége. A vár-hegyi édesvízi mészkő szinte a plató egész területét elfoglalja (a Dísz tér egy kis részén hiányzik csak). Valószínű, hogy kiterjedése eredetileg nagyobb volt, csak a peremi részek (a puhább fekü platószéli eróziója következtében) le-letöredeztek: a Várlejtőn többfelé találni gravitációsan legurult, több méteres mészkőblokkokat *(2. kép)*.

A kőzetet először *SCHÉTER* (1909) vizsgálta. A II. világháború után legtöbbet a *SCHEUER-SCHWEITZER* (1973, 1974, 1980, 1988 stb.) szerzőpáros foglalkozott a témával, de mások is végeztek idevágó kutatásokat, pl. (a teljesség igénye nélkül) *KROLOPP et al 1976*, *SCHEUER,* 1986, *SCHEUER et al*, 1993, ill. legújabban pedig *TÖRÖK et al* (1998), és *KELE* (2009, 2011) valamint *SIERRALTA et al* (2010).



2.kép. Lejtőn legurult édesvízi mészkőtömbök
Picture 2. Rolled down freshwater limestone boulders.

A szálban álló édesvízi mészkő felszínének tengerszint feletti magassága változó: a legmagasabban a hajdani források közvetlen közelében a mai Szentháromság téren fordul elő a kőzet (167-170 m közt), innen északra kicsit, délre erősebben lejt a felszíne (a plató északi részén magassága 160-164 m tszf, a Várpalota alatt 152-154 m tszf.). A déli rész alacsonyabb orográfiai magasságának *DÉNES* (1975) szerint az a magyarázata, hogy az elsősorban a mai Szentháromság tér környékén feltörő meleg vizes források vize déli irányban lefelé folyt (az Ördög-árok bevágódásához kacsolódóan).

Az édesvízi mészkő paplan átlagos vastagsága a régebbi szakirodalom (*CHOLNOKY*, 1936, *KEREKES*, 1940 stb.) szerint 10 m, a Szentháromság tér környékén pedig 13-15 m. *HAJNAL* (2003) szerint (az általa feldolgozott fúrásadatok alapján) ennél kissé szerényebb adatokkal kell számolni: átlagos vastagságnak 5 métert, és a Szentháromság téren is csak 10 méteres vastagságot ad meg.

A barlangban: a felszínig vezető kutakban felnézve látni lehet, hogy a barlangi mennyezettől (ami az édesvízi mészkő aljával esik egybe) a járda szintjéig vezető kürtők általában 6-8 m mélyek, és ebből az adatból még le kell számítani az antropogén feltöltést. A legnagyobb magasságkülönbséget a Szentháromság térre vezető, legszélesebb barlangi kürtő hidalja át az

újonnan létesített („*gomba*”) barlangi kijárat mellett, de az sem több 10 méternél. A maximális értéket egy, a Hilton szállónál lemélyített fúrás produkálta 13 méterrel.

Az édesvízi mészkövet lerakó források feltörésére csak akkor nyílt lehetőség, amikor a teljesen vízzáró agyagképződmények (Tardi Agyag, Kiscelli Agyag, l. előbb) nagyrészt lepusztultak a mai Vár-hegy felszínéről. A forrásfeltörési helyeket pedig a Budai Márgát átszelő tektonikai vonalak tették lehetővé.

A Polgárváros alatt a kőzet színe fehér, vagy szürkésfehér, kalapálhatóan kemény, jól kristályosodott, prorózus-üreges, gyakran tartalmaz levéllenyomatokat, pizolit szemcséket (*SCHAFARZIK*, 1882). Sokfelé tömör kifejlődésű, rétegzetlen, máshol pados, ill. vékonyan rétegzett. A hegy déli részén, a palota alatt sokkal lazább szerkezetű, gyakran kézzel törhető, morzsolható (*KROLOPP et al*, 1976).

A negyedidőszaki ősmaradványok vizsgálatával a Vár-hegyen többen is foglalkoztak. Molluszka leletek szórványosan már a XIX század végén is előkerültek a Vár-hegyről (*SZABÓ*, 1879, *SCHAFARZIK*, 1882). *MOTTL* (1942, 1943) orrszarvú féléket írt le innen, majd *JÁNOSSY* is beszámolt első itteni gyűjtéseiről (1969). A leghíresebb ősmaradvány a Várbarlang 137-es termének mennyezetében talált, ma is látható zománctöredékes mamutfog lenyomat (Elephantidae), amit *BARÁTOSI* (1970) említ először. A botanikai vizsgálatokat *SKOFLEK* (*IN KROLOPP et al*, 1976) végezte, de már *KORDOS* (1969) is említ innen levéllenyomatokat. Csillárka (Chara) levelek bekérgezett maradványai, mohák (Bryophyta), fenyőfélék (Pinus), boróka levelek (Juniperus) kerültek elő nagy számban.

A gazdag puhatestű (molluszka), főként kagyló és csiga fauna (46 kistermetű faj) modern feldolgozását *KROLOPP* (*IN KROLOPP ET AL*, 1976) végezte el. Összességében a csigafauna meleg száraz éghajlatot és nyílt, füves vegetációjú környezetet jelez, ahol a források vízhőmérséklete 30-35 ^{o}C, a tetarata medencéké pedig 20-25 ^{o}C lehetett.

A molluszkák begyűjtése során több helyszínen gerinces lelet is előkerült, melyeket *JÁNOSSY* (*IN KROLOPP et al*, 1976) határozott meg. Találtak medve (Ursus stehlini) és más nagy gerinces (pl. szarvasféle) maradványokat is, valamint megtalálták a kardfogú tigris szemfogának töredékét. *JÁNOSSY* gazdag kisemlős faunát határozott meg: cickányokat, pelét, hörcsögöt, pockokat és denevéreket. Előkerültek kétéltű és hüllőmaradványok is, valamint az őshód és túzok maradványa is. Összességében ez a több mint 50 fajt és számos, csak genus szinten meghatározható leletet tartalmazó fauna a középsőpleisztocén fiatalabb szakaszára utal.

Az őslénytani leletek között nem szokták tárgyalni az ősemberi, előemberi leletanyagot, mert az a régészet tárgykörébe tartozik. Mégis, úgy érzem, a Vár-hegy esetében az áttekintés nem lenne teljes, ha nem emlékeznék meg az emberi leletekről.

Az első híradás *KADIČ-tól* (1939) származik, aki 17 db kovaszilánkot gyűjtött az Úri u. 72. pincéjében, az édesvízi mészkő feküjét képező kavicsos, folyóvízi üledékből. A pattintott kőszerszámokat *VÉRTES* (1965) a vértesszőlősi lelettel párhuzamosította, és Buda-ipar néven, mint paleolit leletet írta le. *MARON* (1970) említése szerint *HAAS*, valamint *SZABLYÁR* (akkor a Szabó József Geológiai Technikum tanulói) is találtak 1964-ben a barlangban megmunkált kovaszilánkokat.. A kovaszilánkokat az édesvízi mészkőből szedték elő, azok nem a barlangi eredetűek, hanem a kőzet leülepedésekor kerültek bele, a később keletkezett barlang csupán feltárta azokat. (*HAAS* (2011) *szóbeli közlése*).

Tehát bizonyított tény, hogy a mai Vár-hegy területén, valamikor a középsőpleisztocénban az ősember is tanyát vert.

Az édesvízi mészkő a Nagy-labirintus legtöbb termében a mennyezet alkotója, sok esetben látványos oldásformákkal díszített

HORUSTIZKY (1938) még *lösz*t is említ, ami az édesvízi mészkövet borítja a Vár-hegyen, de ennek a nyoma ma már nem lelhető fel.

4. Eredmények

A helyszín zajló építkezések sok éven át tartó megfigyelése, a Vár-barlang járatainak részletes vizsgálata, a területről készült földtani térképek és az irodalom áttanulmányozása alapján egyértelművé vált, hogy a Vár-hegy mai képének kialakulásáért a széles körben elterjedt véleményekkel szemben nem a peremi vetők mentén történő kiemelkedés, hanem elsősorban a platót fedő édesvízi mészkő paplan (melynek a vastagsága a barlangi kutak, légaknák vizsgálata szerint kisebb, mint amit a irodalomból ismerünk) a felelős. Így a Vár-hegy esetében nem horsztról, hanem inkább tanúhegyről kell beszélnünk. Végleg bebizonyosodott, hogy a Budai Márgára települő hordalékos réteg kavicsanyag nem a Duna hordaléka, hanem az Ördög-árok szállította mai helyére. Az édesvízi mészkő barlangtermeiben talált ősember szerszámok idősebbek a barlangnál, így azok még az üregek kioldódása előtt kerültek a kőzetbe, egyidejűleg annak leülepedésével.

IRODALOM

BARÁTOSI K. (1970): Mammutfog lenyomat a Budai Várbarlangban.- Hidrológiai Tájékoztató, 1970/VI. p. 189..
BÁLDI T. (1983): Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
B. BEKE M (1972): The nannoplankton of the Upper Eocene Bryozoan and Buda Marls.- Acta Geol Sci. Hung. 16. pp. 211-228.
BENE Z., KOVÁCS L-NÉ, MEDNYÁNSZKY M. (1998): Város a Vár alatt.- Budavári Önkormányzat, 155 p.
BEUDANT F. S. (1822): Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Tome I-IV. Paris
BOGSCH L. (1929): Adatok a kiscelli agyag újlaki és pasaréti feltárásainak ismeretéhez.- Kézirat, Budapest, ELTE, 29 p.
CHOLNOKY J. (1936): A budai várhegyi barlangok.- Barlangvilág, 6. 12.,pp. 10-18.
CHOLNOKY J. (1941): A cseppkő és a mésztufa.- Barlangvilág/11, pp. 1-4.
DÉNES GY. (1975): A budai Vár-hegy forásmészkő takarójának kiterjedése déli irányban.- Kézirat, Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat, 5 p.
FERENCZY I. (1925): Adatok a Buda-Kovácsi-hegység geológiájához.- Földtani Közlöny, LV. pp. 196-211.
FODOR L. – MAGYARI Á. – FOGARASI A. – PALOTÁS K. (1994): Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. – Földtani Közlöny 124/2, pp. 130-305.
GYALOG L. (1996): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása.- MÁFI alkalmi kiadvány, 171 p.
HAAS J. (2004): Triász.- ELTE, Eötvös Kiadó, 384 p.
HAJNAL G. (2003): A budai Várhegy hidrogeológiája.- Akadémiai Kiadó Budapest, 128 p.
HANTKEN M. (1868): A kiscelli tályog foraminiferái.- Földtani Társulat Munkálatai, IV. pp. 75-96.
HANTKEN M (1871): A budai Hunyadi János úton feltárt márgarétegek faunája.- Földtani Közlöny 1, 57 p.
HANTKEN M. (1873): A budai márga.- A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 3., pp. 167-191
HANTKEN M. (1875): A Clavulina szabói rétegek faunája.- Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve IV, pp. 1-82.
HOFMANN K. (1871): A Buda-kovácsi-hegység földtani viszonyai.- Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 1. pp. 199-272.

HOFMANN K. (1873): Adalék a Buda-kovácsi-hegység másodkori és régebbi harmadkori képződései puhány faunájának ismeretéhez.- Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 3, pp. 193-215.
HORUSITZKY H. (1937): A budai Várhegy csuszamlási okairól új megvilágításban.- Földtani Közlöny, 67.pp. 101-109.
HORUSITZKY H. (1938): A várkerti melegforrás.- Hidrológiai Közlöny, 18. pp. 1-8.
HORUSITZKY H. (1939):Budapest Duna – jobbparti résznek geológiai viszonyai.- Hidrológiai Közlöny, 18. pp. 1-404.
JÁNOSSY (1969): StratigraphischeAuswertung der euiropäischen mittelpleistozänen Wilbertierfauna.- Ber –DeutschGes,. Geol.Wiss., A. Geol.paläont. 14. Bd. 4. Heft.
KADIĆ O. (1933): Beszámoló a várbeli pincebarlangok kutatásáról.- Barlangvilág 3.pp. 14-20.
KADIĆ O. (1934): A budavári pincebarlangok jelentősége.- Természet, 30, pp. 220-223.
KADIĆ O. (1939): A budavári barlangpincék földtani viszonyai.- Akadémiai Értesítő, pp. 1-21.
KADIĆ O. (1942): A budavári barlangpincék, a várhegyi barlang és a Barlangtani Gyűjtemény ismertetése.- Barlangvilág 12., pp. 49-75.
KELE S., DEMÉNY A., SCHEUER GY., CHUAN-COU SHEN, HONG-WEI CHIANG (2009): U-series dating and isotope geochemical study of the Gellért Hill (Budapest) Travertine.-Central European Geology, Vol. 52/3-4, pp. 199-224.
KELE S. (2011): A rózsadombi édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata.- Földtani Közlöny, 141/3, pp. 293-313.
KEREKES J. (1940): A budavári barlangpincék.- Természettudományi Közlöny 72., pp. 129-133.
KESSLER H. (1971): A budai Várbarlangban végzett hidrológiai mérések értékelése.- Kézirat, Budapest, FŐMTERV
KÉZ A. (1933): A budai Várhegy terraszkavicsa.- Földrajzi Közlemények 61.,pp. 266-268.
KLEB (szerk) (1993): Kőzettani, tagoltsági, kőzetfizikai vizsgálatok, földtani reambuláció és paleokarszt elemzés. – Kézirat, BME 700 p.
KORDOS L. (1969): A budai Várhegy és a Várbarlang földtani viszonyai.- Karszt és barlang, pp. 47-50.
KROLOPP E., SCHWEITZER F., SCHEUER GY., DÉNES GY., KORDOS L., SKOFLEK I., JÁNOSSY D. (1976): A budai Várhegy negyedkori képződményei.- Földtani Közlöny, 106, pp. 193-228,

LÁNG S. (1958): Budapest és környékének geomorfológiája – In: Pécsi /szerk/: Budapest természeti képe.- Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 149-247.
LEÉL-ŐSSY CS., LEÉL-ŐSSY SZ., ADAMKÓ P. (2007): A Citadella-kristálybarlang.- Karszt és Barlang, pp. 67-78.
LEÉL-ŐSSY SZ. (1995): A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai. – Földtani Közlöny 125/3-4, pp. 363-432.
LŐRENTHEY I. (1903): Pteropodás márga a budapesti óharmadkori képződményekben.- Földtani Közlöny, 33. pp. 472-475.
MAJZON L. (1940): A bükkszéki mélyfúrások. – Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 34. pp. 253-259.
MARON F. (1970): Őskori kemping a várhegyen. Delta, 4/8, pp. 9-11.
MOTTL M. (1942): Adatok a hazai ó- és ú-jpleisztocén folyóterraszok emlősfaunájához.– Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 36/II. pp. 1-70.
MOTTL M. (1943): A budavári barlangpincék ó-pleisztocén emlősfaunája.- Barlangvilág 12. pp. 88-89.
NAGYMAROSY A. (1974): Az Észak-budai kiscelli agyag kőzetrétegtani és fáciestani feldolgozása.- Kézirat, ELTE szakdolgozat
id. *NOSZKY J*. (1939): A kiscelli agyag Molluszka-faunája. I. Lamelli-brqanchiata.- Anneles Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, 32. pp. 19-46.
id. *NOSZKY J.* (1940): A kiscelli agyag Molluszka-faunája. II.-Loricata, Gastropoda, Scaphopoda.- Anneles Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, 3.
PAPP F. (1936): A budai Várhegy.- Földtani Értesítő 1.,pp. 69-71
PÉCSI M. (szerk.) (1958): Budapest természeti képe.- Akadémiai Kiadó, Budapest, 744 p.
PÉCSI M. (szerk.) (1959): Budapest természeti földrajza.- Akadémiai Kiadó, Budapest, 416 p.
PETERS K. (1857): Geologische studien aus Ungarn I. Die Umgebung von Ofen.- Jahrbuch der kaiserlichen und königlichen Reichsansalt, Wien 8. 308. p.
SCHAFARZIK F. (1882): A budai Várhegyben talált pisolith-telepről. Földtani Értesítő 3. pp. 99-102.
SCHAFARZIK F - VENDL A. (1929): Geológiai kirándulások Budapest környékén.- Stádium, 341 p.
SCHAFARZIK F.–VENDL A.–PAPP F. (1964): Geológiai kirándulások Budapest környékén.- Építőipari és Közlekedési Műszaki Egyetem Budapest, 224 p.

SCHEUER GY. (1986): A budai Vár-barlang geológiai vizsgálata, geológiai állapotfelvétel.- Kézirat, Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat, Budapest, 72 p.
SCHEUER GY.–HERTELENDI E.–SZÖŐR GY.–SCHWEITZER F.–SÜMEGI P. (1993): A magyarországi Quarter és neogén édesvízi mészkővel termoanalitikai és izotópgeokémiai elemzése fácies és rétegtani értékeléssel.- Hidrológiai Közlöny 73/5. pp. 298-307
SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. (1973): A magyarországi travertino összletek képződésének fázisai a negyedkorban.- Földrajzi Közlemények 21., pp. 141-144.
SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. (1974): Új szempontok a budai hegység környéki édesvízi mészkőnek képződéséhez.- Földrajzi Közlemények 22.,pp. 113-133.
SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. (1980): A budai termál és karsztforrások fejlődéstörténete a felsőpannontól a holocénig. – Hidrológiai Közlöny 60, pp. 223-244.
SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. (1988): A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – Földrajzi Tanulmányok, 20 p.
SCHRÉTER Z (1909): Harmadkori és Pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a budai hegyekben.- Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, XIX. pp. 14-219.
SIERRALTA, M.–KELE, S.–MELCHER, F.–HAMBACH, U.–REINDERS, J., R.–GELDER, R. (2010): Uranium-series dating of travertine from Süttő: Implications for reconstruction of environmental change in Hungary.- Quaternary International 222, pp. 178-193.
SZABLYÁR P. (2004): Föld alatti Magyarország.- Panoráma, Budapest, 208 p.
SZABÓ J. (1858): Pest-Buda környékének földtani leírása.- Kéziratos jelentés, MTA, Pest
SZABÓ J. (1879): Budapest geológiai tekintetben.- A magyar orvosok és természetvizsgálók 1879. évi vándorgyűlésének évkönyve Budapest.
SZÉKELY K.(2003): Magyarország fokozottan védett barlangjai.- Mezőgazda, Budapest, 426 p.
SZONTÁGH T. (1908): A budai várhegyi Alagút hidrogeológiai viszonyai.- Jelentés a Várhegyi Alagút vizesedésének okairól. Kézirat, Budapest, 23 p.
SZONTÁGH T. et al (1909): A budai várhegyi alagút vízmentesítése és helyreállítása.- Második jelentés, Kézirat, Budapest, 7 p.
SZTRÁKOS K. (1974): Paleogene Planktonic Foraminiferal Zones in Northeastern Hungary.- Fragm. Min. et Pal. pp. 29-81.

TAKÁCSNÉ BOLNER KATALIN (2003): Budai Vár-barlang (in Székely K.: Magyarország fokozottan védett barlangjai).- Mezőgazda, Budapest, pp. 244-248.
TELEGDI-RÓTH (1912): A Magyar Középhegység északi részének felső oligocén rétegeiről, különös tekintettel az Eger vidéki felsőoligocénre.- Koch Emlékkönyv, Budapest, pp. 111-126.
TÖRÖK et. al. (1998): A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkő összleteinek komplex földtani vizsgálata.- Kézirat, Ifjúsági OTKA jelentés, 71 p.
VERESS M. (2004): A karszt.- Berzsenyi Dániel Főiskola, Szombathely, 215 p.
VÉRTES L. (1965): Az őskor és az átmeneti kőkor emlékei Magyarországon.- Budapest, 395 p.
VITÁLIS GY. – HEGYI I-né (1982): Adatok a Budapest édesvízi mészkövek genetikájához.-Hidrológiai Közlöny 62/2, pp. 97-111.
WEILER W.(1935): Die Fischreste aus dem Budaer (Ofner) Mergel des Gellért-hegy (Blocksberg) bei Budapest. – Anneles Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, 29. pp. 97-11.
WEIN GY. (1977): A Budai-hegység tektonikája.- Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa, Budapest, 76 p.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 23-33.

BARADLA-BARLANG MÜNNICH-ÁTJÁRÓ ELŐTERÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI

VIKTORIK ORSOLYA[1] - BERÉNYI ÜVEGES ISTVÁN[1] - NÉMETH TIBOR[2] - JÓZSA SÁNDOR[3] - BENDŐ ZSOLT[3] - BERÉNYI ÜVEGES JUDIT[1] - VID GÁBOR[1]

[1]Niphargus Barlangkutató Egyesület, 3758 Jósvafő, Kaffka-Péter u. 4.
info@niphargus.hu
[2]Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék
[3]Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzettan-Geokémiai Tanszék

Abstract: *We examined the geologic conditions of the foreland of the Munnich-tunnel situated in the Baradla-cave, We found that the foreland of the Munnich-tunnel is filled in great thickness with sandy silts. Quartz is the dominant mineral in it. The grains of the examined deposit are hardly rounded, therefore they suggest short transition.*

1. Bevezetés

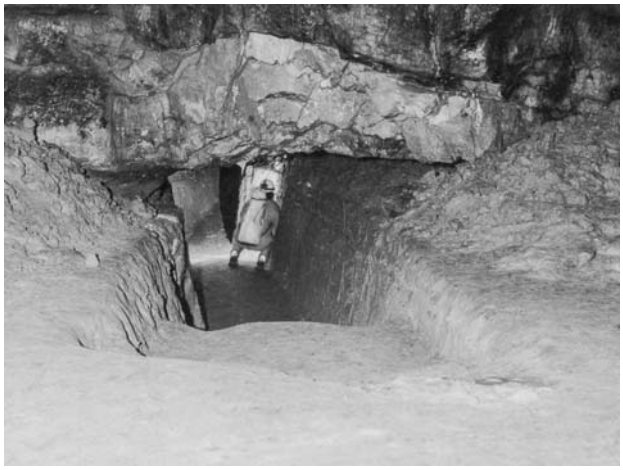
Kutatócsoportunk 2002 óta vizsgálja a Baradla-barlang üledékeit. A vizsgálatokról korábban elsősorban a Karsztfejlődés konferenciákon, illetve 2008-ban Lans en Vercors-ban tartott nemzetközi konferencián, valamit több egyéb hazai konferencián számoltunk be.

A Münnich-átjáró az Aggteleki főbejárattól 1300m-re található. Nevét onnan kapta, hogy a barlang első nagyobb arányú idegenforgalmi kiépítésekor (1890-ben) Münnich Kálmán bányamérnök felismerte, hogy ezen a helyen egy rövid eltömődött járatszakasz átbontásával olyan kényelmes túraútvonal hozható létre amely kikerüli a barlang akkori viszonyok között nehezebben járható szakaszát a Nehéz-utat. Gyakorlatilag ekkor alakult ki a mai túraútvonal (*1. ábra*).

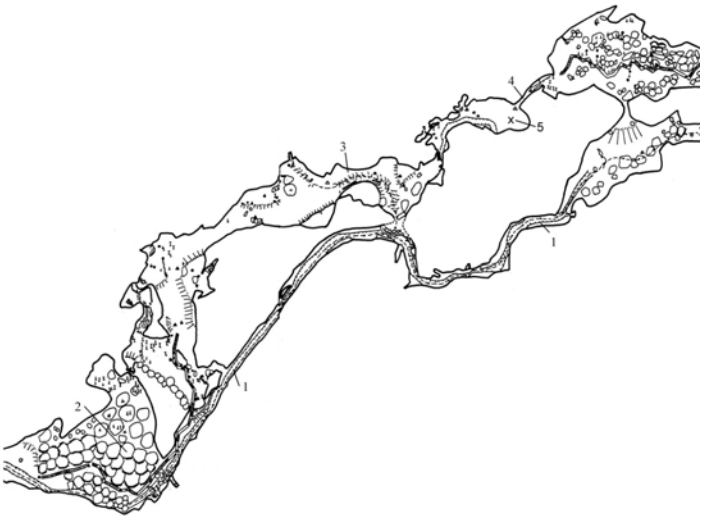
Az átjáró készítésekor mindkét oldalon megmaradt az eredeti üledékfal, amely így jól vizsgálhatóvá vált (*1. kép*).

A Münnich-átjáró Aggtelek felé eső oldalán (a továbbiakban ezt tekintjük az átjáró előterének) korábban az 1980-as években a MÁFI (Magyar Állami Földtani Intézet) Szilágyi Ferenc vezetésével már készített egy kutatófúrást, azonban annak sem a jegyzőkönyve, sem az akkor felszínre került mintaanyaga nem maradt fent. Szintén itt végzett Móga János munkatársai-

val paleomágneses, és U/Th soros kormeghatározást, méréseik szerint az üledékösszlet tetején lévő cseppkőkéreg kora kb. 100-120 000 év, valamint megfigyeltek az átjáró oldalfalában pólus átfordulást. Egybevetve az U/Th soros kormeghatározással a pólus átfordulást a Blake-eseményhez kötik (*BOSÁK et al.*, 2004). Kutatócsoportunk 2002-ben is itt készítette első fúrásait.



1. kép: Baradla-barlang Münnich átjáró (aggteleki oldal felől);
Picture 1: Baradla-Cave Münnich-Tunnel (from Aggtelek side)



1.ábra: Münnich-átjáró és környékének térképe (ORSZÁG ET AL. 1989), a térképen balra található Aggtelek, jobbra Jósvafő. Jelmagyarázat: 1: Nehéz-út, 2: Mórea-hegye, 3: Viasz-utca, 4: Münnich-átjáró, 5: Fúrás helye
Fig. 1: Map of Münnich tunnel and it's region (ORSZÁG ET AL. 1989), left side: direction to Aggtelek, right side direction to Jósvafő. Legend: 1: Hard passage, 2: Hill of Mórea, 3: Wax street, 4: Münnich-tunnel, 5: Place of borehole

Az elmúlt években összegyűlt ismeret anyag alapján 2011/12 években azt a célt tűztük ki, hogy a lehető legtöbb információt szerezzük meg a Münnich-átjáró előterének földtani viszonyairól. Ennek a munkának a legfontosabb eredményeit mutatjuk be cikkünkben.

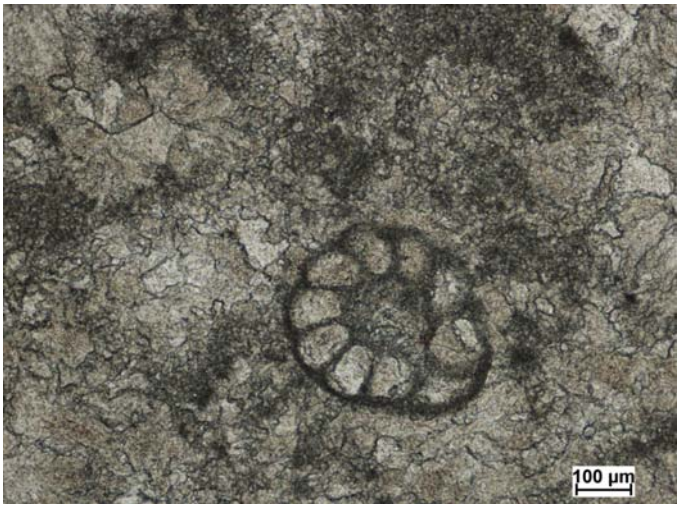
2. Befogaló kőzet

A Baradla-barlang a Gömör-Tornai-karszthegység területén található, a hegység alapkőzetének legvastagabb rétegeit a középső-felső-triász mészkőképződmények alkotják. A barlangrendszer üregei a Guttensteini, Steinalmi és Wettersteini mészkövekben alakultak ki.

A barlang kőzetének részletes fácies és mikrofácies vizsgálata (*VELLEDITS* 2009, *VELLEDITS et al.* 2011) megállapította, hogy a barlang Drégely vára (Aggteleki bejárattól 5200 m) és a Vaskapu (Aggteleki bejárattól 1800 m) közötti része Wettersteini zátonyban, míg az aggteleki bejárat és a Hangverseny terem (Aggteleki bejárattól 500 m) közötti szakasza Wettersteini lagúna képződményben alakult ki. A kettő közötti rész (így az általunk vizsgált Münnich-átjáró előtere is) átmeneti fáciest képvisel a zátony és a lagúna között. Az igazi zátonyalkotó szervezetek, a szivacsok és a Microproblematikumok nagyrészt már eltűntek, de a lagúnákra oly jellemző algák még nem jelentek meg. Ezt az általunk elvégzett vizsgálatok is megerősítették.

A Münnich-átjáró előterében két minta vizsgálatára került sor. Az egyik minta a korábbi kézi fúrás során a fúrástalpról felszínre került mészkőtörmelék, a másik az átjáró fölötti a főtéből származik.

Az átjáró előtt a főtéből származó minta ősmaradvány-tartalmú, világosszürke, egyenetlen törésű, feltárásban közepes-, vagy vastagpados, tömött mészkő. A mintából készült vékonycsiszolat (*2. kép*) mikroszkópos vizsgálatával megállapítottuk, hogy a mátrix mikrites-, mikropátitos jellegű, melyben szórványos mennyiségű (< 2%) fosszilia váz figyelhető meg. A szemcsék nem érintkeznek egymással, a szemcseközi teret mésziszap tölti ki. A mikrites-, mikropátitos részek nagy pátitos üregekkel váltakoznak. Az üregkitöltő pátit megjelenése ekvigranuláris. A mátrixban a legfontosabb szemcsefajta a bioklaszt, mely foraminifera (Variostoma sp., Nodosaria sp., Hoyenella gr. sinensis, Trochammina almtalensis, Meandrospira sp.), Cyanobakterium, Microproblematics (Tubithytes?) és brachiopoda vázból, illetve váztöredékéből tevődik össze. Szintjelző fossziliák nem figyelhetők meg a csiszolatokban. A nagyszámú üreg jelenléte alapján feltehetően mikrobiális eredetű, tehát genetikailag feltételezhető, hogy ez a képződmény csekély vízmozgású, mikrobiális zátony (mud mound) területén ülepedett le.



2. kép: Münnich-átjáró főtéjéből származó minta egy részlete (vékonycsiszolat, 1N, Variostoma sp.)
Picture 2: Specimen from roof of the Münnich-Tunnel (thin section, 1N, Variostoma sp.)

A fúrástalpról származó minta az alkalmazott fúrási technika miatt (kézi, Ø55 mm spirálfúrás) mindössze egy kisméretű kb. 1 cm átmérőjű kőzet törmelék. A minta ősmaradvány-tartalmú, egyenetlen törésű, világosszürke, tömött mészkő. A mintából készített vékonycsiszolat vizsgálatával megállapítottuk, hogy az hasonló a főtéből származó mintához. A két vizsgált minta között eltérés a megfigyelt bioklasztos elegyrészekben jelentkezik. A csiszolatban a következők figyelhetők meg: microproblematicum, Endotriadella wirzi, Endotheba gr. badouxi, Foraminifere, gen. et sp. ind.

3. Módszerek

A Münnich-átjáró előterét nagy vastagságban, finomszemcsés üledék alkotja, az üledéket kézi fúrással 755 cm vastagságban tártuk fel (*1. ábra*). A fúrást, hagyományos, kézi talajmechanikai fúrókészlettel, Ø55 mm spirállal mélyítettük. A fúrás során a helyszínen rögzítettük az üledék legfontosabb jellemzőit, majd a mintákat szabad levegőn történő szárítás után laboratóriumban vizsgáltuk tovább (*I. táblázat*). A laboratóriumi vizsgálatok során a szemcse eloszlást, illetve a legfontosabb ásványi alkotórészeket vizsgáltuk. Az ásványi összetételt egyrészt röntgen pordiffrakciós módszerrel, másrészt a minta nedves szitálása és nehézfolyadékos frakcionálása után az egyes frakciókat binokuláris mikroszkópban vizsgáltuk. Az átjáról oldalfalából vett, bolygatatlan mintából ezenkívül elektronmikroszonda (SEM/EPMA EDAX) vizsgálatot végeztünk. Az elektronmikroszonda vizsgálatokat, az átjáró oldalfalából vett bolygatatlan mintán végeztük. A vizsgálat céljára

egy 10x10x10cm méretű, az eredeti szerkezetet megőrző mintatestet vágtunk ki az átjáró oldalfalából. Ezt szabad levegőn szárítottuk. A szárítás után vákuumimpregnátor segítségével műgyantába ágyaztuk. Ezt követően az eredeti 10x10x10cm mintatest belsejéből egy kb. 3x3x1 cm méretű, az elektronmikroszonda mintatartójába illeszkedő mintadarabot vágtunk ki, majd ezt políroztuk. A vizsgálatokat ezen végeztük el. Az elektronmikrosznda vizsgálathoz a mintadarabot vákuumban grafittal vontuk be. A vizsgálatot az ELTE TTK Földrajzi és Földtudományi Intézet Amray X 1830 I/T6 SEM/EDX készülékével végeztük.

Az üledékek ásványtani és agyagásványtani vizsgálata röntgen-pordiffrakciós (XRD) módszerrel, az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetének Philips PW 1710 készülékén történt, Cu Kα sugárzással, 35 mA csőáramot és 45 kV gyorsítófeszültséget alkalmazva. A teljes üledékanyag dezorientált röntgen-pordiffrakciós felvételéből becsültük a minták félmennyiségi ásványos összetételét.

A minták agyagásványos összetételének meghatározása a 2 μm alatti szemcseméret-frakcióból történt, amelyet az előzetesen desztillált vízben többször átmosott mintákból ülepítéssel állítottunk elő. A duzzadó agyagásványok meghatározásához minden mintát etilén-glikollal szolvatáltunk. Ugyanígy elvégeztük az összes minta hőkezelését is 350, illetve 550 ºC-on, elsősorban a kaolinit és a klorit elkülönítése, továbbá az OH-közberétegződés kimutatása érdekében.

I. táblázat
Table I.

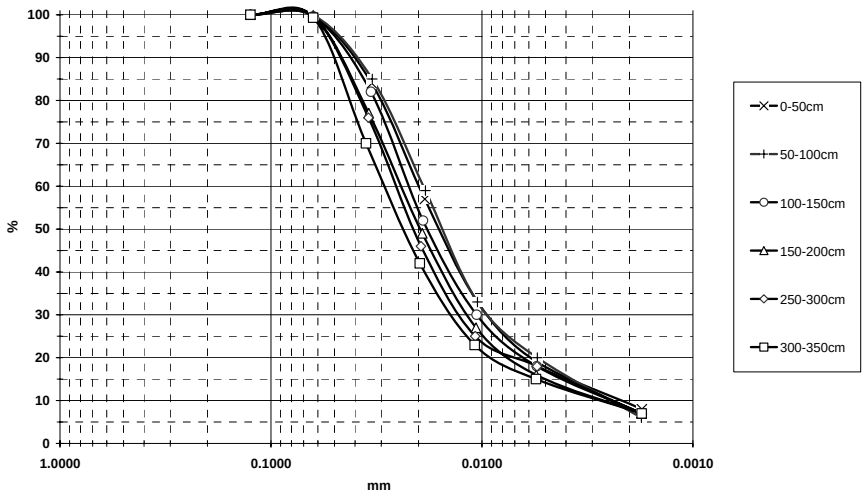
A fúrás leírása
Description of the borehole

Mélység/depth	**Anyag**	**Material**
0-195 cm	vörösesbarna iszap	redish brown silt
195-202 cm	faszéntartalmú iszap	silt with charcoal
202-220 cm	világosbarna iszapos homokliszt	light brown silty sand
220-245 cm	vörösesbarna iszap	redish brown silt
245-400 cm	sárgásbarna iszap	yellowish brown silt
400-710 cm	sárgásbarna homoklisztes iszap	yellowish brown silty sand
710-755 cm	sárgásbarna homoklisztes iszap fekete szemcsékkel	yellowish brown silty sand with black grains

4. Kiértékelés

A rétegsor ásványtani, kőzettani jellemzői alapján egyveretű, jelentős eltérés nem mutatható ki. A rétegsorban a vizsgált szemcseeloszlási görbék (2. ábra) nagyon hasonlóak. Megfigyeltük, hogy a rétegsor tetején és az alján a limonit-aggregátumok alakja változik: a rétegsor tetején lemezesek, míg az

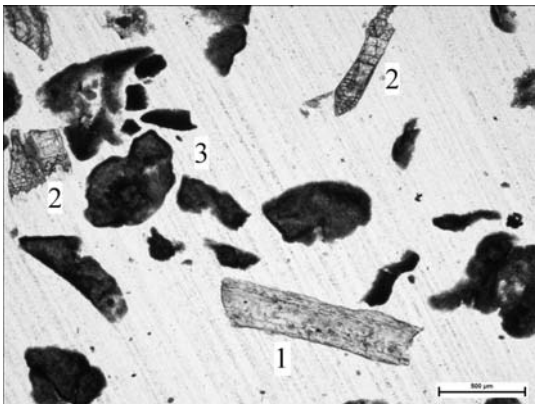
alján halmazosak. Szintén kimutatható különbség, hogy a fúrás alján megjelenik a goethit. A fúrás anyagában a karbonát csak ott fordul elő, ahol egy cseppkőkérget fúrtunk át.



2. ábra: A rétegsorban mért szemcseloszlási görbék. Particle size distribution curves measured in the sequence.
Fig. 2: Particle size distribution curves measured in the sequence

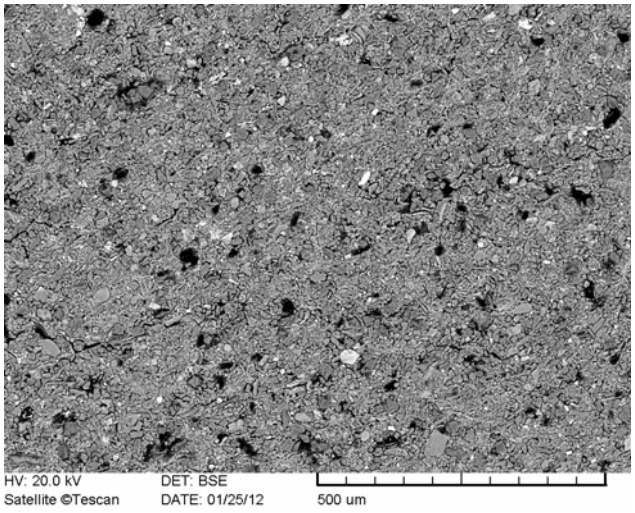
.

Az üledék fő összetevője a kvarc, jelentős mennyiségben találunk faszén szemcséket, rostos és törmelékes kifejlődésben, illetve limonit aggregátumokat. Szórványosan muszkovit és metamorf kőzettörmelék szemcsék is megfigyelhetők. Néhány mintában megfigyelhető volt kalcit törmelék, illetve csont maradvány (*3. kép*).



3. kép: A fúrás 0-50 cm mélységéből származó minta >250 µm szemcséiből készített beágyazott vékonycsiszolat egy részlete (1N). Jelmagyarázat: 1: csont törmelék, 2:kalcit szemcsék, 3: limonit aggregátumok
Picture 3: Part of bedded thin section sample from 0-50cm depths >250 µm grains. Legend: 1: bone fragment, 2:calcite, 3: limonite aggregate

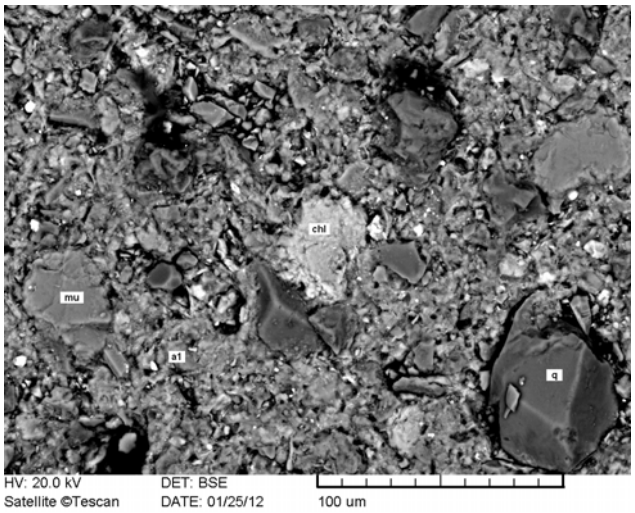
Az elektromikroszonda átnézeti felvétel (*4. kép*)alapján látható, hogy az üledékszemcsék érintkeznek, a szövet szemcsevázú. A szemcsék jól osztályozottak, szögletes, szilánkos megjelenésűek. A felvétel és a szemcseeloszlási görbe eredménye egybevág. Összevetve a kettőt, elmondhatjuk azt, hogy a szemcseméret 10-60 μm között változik, valamint azt, hogy 20-30 μm közé esik a görbe legmeredekebb része. Az üledék, uralkodóan kvarc szemcsékből, muszkovit lemezekből, limonitos aggregátumokból áll, ami mellett kisebb mennyiségben előfordul klorit és turmalin (*5. kép*).



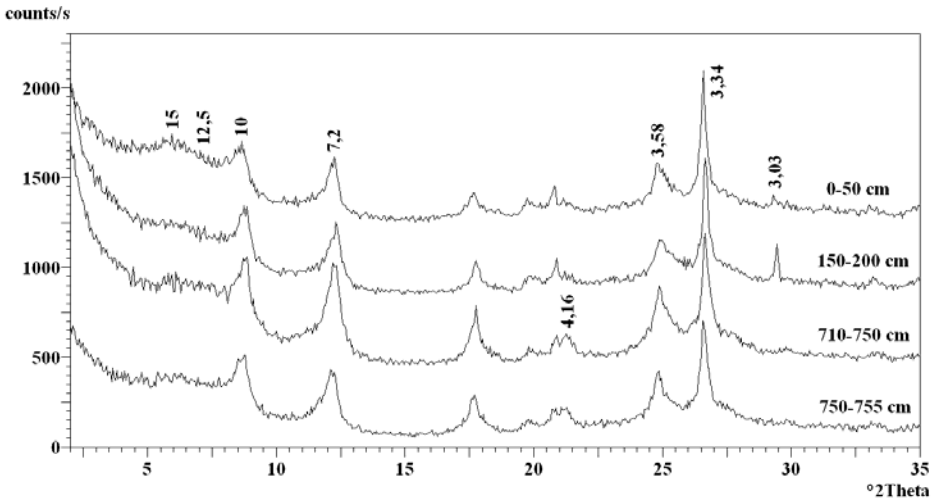
4. kép: A Münnich-átjáró oldalfalából vett minta átnézeti visszaszórt elektron képe.
Picture 4: Backscattered electron image of the sample taken from the sidewall of the Münnich-tunnel

A felvételeken megfigyelhető szögletes, szilánkos alakú szemcsék rövid szállításra utalnak. Az üledék helyszíni megfigyelésével kiegészítve megállapíthatjuk, hogy az feltehetően egy lassan mozgó (szivárgó) vízfolyásból vagy tavi környezetben rakódhatott le.

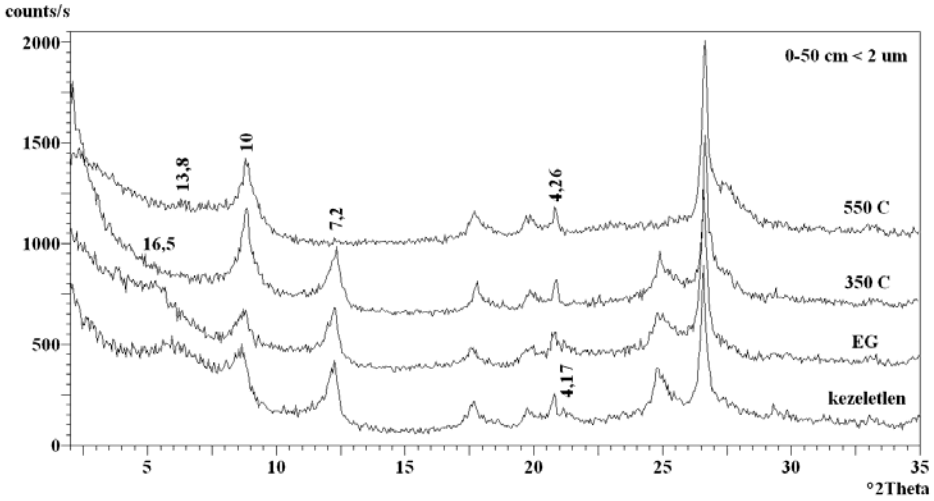
A röntgen-pordiffrakciós módszerrel állapotható meg, hogy a vizsgált barlangi üledékminták uralkodó ásványa az 50–70 %-nyi kvarc, amely mellett 5 % földpát (káliföldpát és plagioklász egyaránt megjelenik), valamint rétegszillikátok, agyagásványok (csillám-illit, kaolinit, illit/szmektit, szmektit) társulnak. A két legmélyebbről vett mintában 5 % alatti mennyiségben goethit mutatható ki. Feltűnő, hogy a négy minta közül három teljesen karbonátmentes, míg a 150–200 cm-ből származó mintában jelentős (15–20 %) a kalcit mennyisége, mely egy átfúrt cseppkőkéregből származhat.



5. kép: A Münnich-átjáró oldalfalából vett minta egy részletének visszaszórt elektron képe, az azonosított főbb ásványszemcsékkel. Jelmagyarázat: q: kvarc, mu: muszkovit, chl: klorit, a1: alapanyag
Picture 5: Backscattered electron image of the sample taken from the sidewall of the Munnich-tunnel with identified, main minerals. Legend: q:quartz, mu: muskovite, chl: chlorite, a1: base material



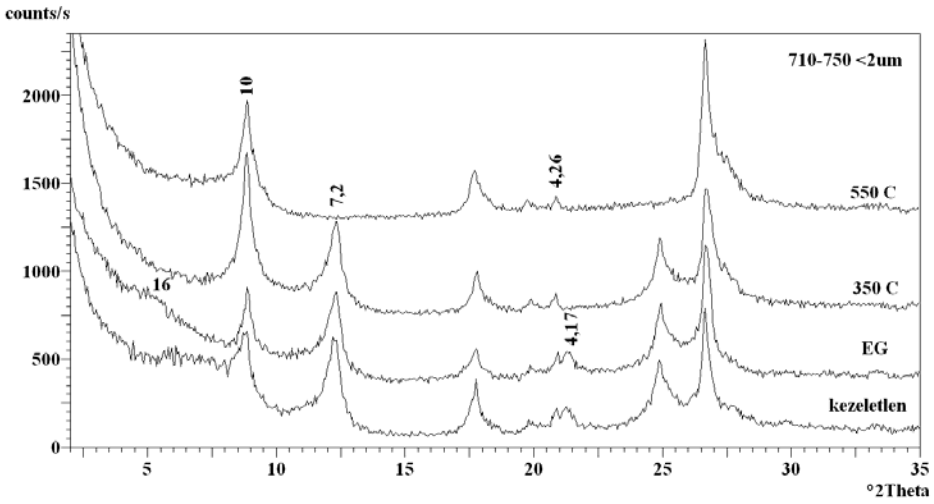
3. ábra: Az agyagfrakciókról készült XRD felvételek a mélység szerint. A számok d értékeket jelentenek Å-ben. 15: szmektit, 12,5: illit/szmektit, 10: illit, 7,2: kaolinit, 4,25: kvarc, 4,16: goethit, 3,03: kalcit
Fig.3: XRD patterns of the clay fractions by depth. Numbers indicate d values in Å. 15: smectite, 12,5: I/S, 10: illite, 7,2: kaolinite, 4,25: quartz, 4,16: goethite, 3,03: calcite



4. ábra: Az agyagfrakciókról készült XRD felvételek a különböző kezelések után a 0–50 cm-es mintában. A számok d értékeket jelentenek Å-ben. 16,5: szmektit, illit/szmektit, 10: illit, 7,2: kaolinit, 4,26: kvarc, 4,17: goethit, 13,8: klorit. EG: etilén-glikolos, 350, 550 ºC: 350 és 550 °C-os hőkezelés.
Fig. 4: XRD patterns of the clay fractions of 0–50 cm sample. Numbers indicate d values in Å. 16,5: smectite, I/S, 10: illite, 7,2: kaolinite, 4,26: quartz, 4,17: goethite, 13,8: chlorite. EG: ethylene glycol solvated, 350, 550 ºC: heat treatment at 350 and 550 °C, kezeletlen: untreated sample.

A rétegszilikátok összmennyisége 20–25 %-ra becsülhető. Mennyiségük változásában a mélységgel nem látszik semmiféle tendencia, azonban az agyagfrakciót vizsgálva minőségi eltérések már megfigyelhetőek (*3. ábra*). Az illit és a kaolinit a két uralkodó agyagásvány a mintákban. Az agyagfrakcióban ezek egymáshoz viszonyított aránya közelítőleg végig azonos a szelvényben. Az előbbiekhez képest nem jelentős mennyiségben duzzadó agyagásvány (szmektit) is előfordul az üledékben, méghozzá főképp illit/szmektit kevert szerkezetű agyagásvány formájában. A szelvényben felfelé haladva a szmektites jelleg egyértelmű növekedése figyelhető meg, olyannyira, hogy a 0–50 cm-es mintában a szmektit illetve a szmektitben dús illit/szmektit aránya már összevethető az illittel és a kaolinittel. Az üledékrétegek eredetét és lerakódási környezetét illetően jelentősége van a klorit hiányának, illetve annak, hogy kevés klorit csak a legfelső szintből mutatható ki biztosan (*4. ábra*). Ezzel szemben a legalsó mintában, a kevert szerkezetű agyagásványokban, alacsonyabb a szmektit komponens aránya, továbbá nem jelenik meg klorit (*5. ábra*). Ugyanakkor a szelvény legmélyebb részén a goethit az agyagfrakcióban is számottevő mennyiségben megjelenik, ami a goethit kis szemcseméretére, esetleg felszíni mállási vagy pedogén eredetére utal. Az Aggteleki-karszt vörösagyagjaiban *FEKETE* et al. (2008) kutatásai alapján a goethit a domináns vasásvány, ugyanakkor *CZIRBUS* et al. (2010) hematitban gazdag vörösagyagos rendzina talajról

számolnak be Aggtelek környékéről. A goethit tehát származhat a felszíni vasas képződményekből. Ugyanezen képződmények agyagásványos jellege sem egynemű: előfordul nagy montmorillonit tartalmú kaolinites (*FEKETE* et al., 2008) és uralkodóan kaolinites (*CZIRBUS* et al., 2010) egyaránt.



5. ábra: Az agyagfrakciókról készült XRD felvételek a különböző kezelések után a 710–750 cm-es mintában. A számok d értékeket jelentenek Å-ben. 16: illit/szmektit, 10: illit, 7,2: kaolinit, 4,26: kvarc, 4,17: goethit. EG: etilén-glikolos, 350, 550 ºC: 350 és 550 ºC-os hőkezelés
Fig. 5: XRD patterns of the clay fractions of 0–50 cm sample. Numbers indicate d values in Å. 16: I/S, 10: illite, 7,2: kaolinite, 4,26: quartz, 4,17: goethite. EG: ethylene glycol solvated, 350, 550 ºC: heat treatment at 350 and 550 ºC, kezeletlen: untreated sample.

5. Következtetések

Az ásványtani és agyagásványtani vizsgálatok alapján nem zárható ki, hogy a barlangi üledékanyag az Aggteleki-karszt felszíni talajaiból, agyagjaiból származik. Rövid szállítási útra utal az idiomorf kvarc és turmalin jelenléte is a mintákban. Ennek alátámasztására azonban nem kerülhető el a barlang egykori vízgyűjtőjén a felszíni laza képződmények részletes vizsgálata a közeljövőben.

IRODALOM

BOSÁK, P.–HERCMAN, H. – KADLEC, J. –MÓGA, J. –PRUNER, P. (2004): Paleomagnetic and U-series dating of cave sediments in Baradla Cave, Hungary – Acta Carsologica Ljubljana 33/2 pp. 219-238.
VELLEDITS F. (2009): Az aggteleki zátony – Természet Világa: 2009 február pp. 56-59.

*VELLEDITS, F. –PÉRÓ, Cs. –BLAU, J. –SENOWBARI-DARYAN, B. – KOVÁCS, S. –PIROS, O. –POCSAI, T. –SZÜGYI-SIMON, H. –DUMITRICĂ, P. –PÁLFY, J. (*2011): The oldest Triassic platform margin reef from the Alpine–Carpathian Triassic, Aggtelek, NE Hungary – Rivista Italiana di Paleontologia e Sratigrafia. 177/2 pp. 221-268.

CZIRBUS N. – NYILAS T. – BOZSÓ G. – HETÉNYI M. (2010): Az aggteleki-karsztról származó vörösagyagos rendzina talaj szerves anyagának geokémiai jellemzése Rock-Eval pirolízissel – Kárpát-medencei Doktoranduszok Nemzetközi Konferenciája, Konferencia Kötet, pp. 46-54.

FEKETE J. – CSIBI M. – STEFANOVITS P. (2008): Magyarországi vörösagyagok jelentősége, fontosabb talajtani jellemzőik. – Talajvédelem különszám pp. 585-594.

ORSZÁG GY. – VID Ö. – SZILÁGYI F. – VÉGH ZS. – GYURICZA GY. – FRUNYÓ E. – TÓTH ZS., Sorozatszerkesztő: *HAZSLINSZKI T.* (1989): Baradla-barlang 1:1000, Magyarország barlangtérkepei 7. kötet

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 35-46.

ÉDESVIZI MÉSZKÖVET LERAKÓ FORRÁSOK GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA A MECSEKBEN

KOLTAI GABRIELLA[1]– KELE SÁNDOR[2]– KÁRMÁN KRISZTINA[2]– KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA[1]

[1]Szegedi Tudományegyetem Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2., koltai@geo.u-szeged.hu
[2] Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi u 45.

Abstract: The geochemical and stable isotope analyses of karst springs and their freshwater carbonate deposits provide an opportunity to reconstruct past climate changes. Nevertheless such studies in Hungary have been delayed. The monitoring of karst springs with the aim detecting seasonal changes is essential for interpreting past events. 7 freshwater tufa sites (Anyák-kútja, Csurgó Spring,Pásztor Spring, Dagonyászó Spring, Mariska Spring, Kánya Spring and Melegmányi Spring) located in the Mecsek Mts (Southern Hungary) have been monitored since September 2011 in order to reconstruct the paleoclimatic conditions of the area. The basic physicochemical parameters of the carbonate depositing waters are measures in situ, besides water and rock samples are collected for stable isotope measurement. Stable isotope analyses of the investigated karst springs revealed unambiguous differences between the Eastern and Western Mecsek. The possible cause of this difference could be the so-called "altitude effect", which is stronger concerning the higher Eastern Mecsek, than the lower Western Mecsek. The stable isotope analysis of the rock samples have shown that the samples from Mecsek Mountains are similar to the tufas collected in Poland and in the Dinaric Karst concerning $\delta^{18}O$ values, reflecting the effect of continentality compared to the tufas collected from Western-Europe (Andrews 2006).

1. Bevezetés

Napjainkban egyre hangsúlyosabbá válik a globális felmelegedés és a klímaváltozások kérdésének tanulmányozása. A jövőbeli változási trendek előrejelzéséhez kiemelkedő fontosságú adatokat szolgáltathat a múltbéli események megértése. A közelmúltban számos hazai és nemzetközi kutatás indult az édesvízi mészkövek (travertínók, mésztufák) és cseppkövek paleoklimatológiai célú vizsgálatára, amelyek során bizonyítottá vált, hogy e képződmények is felhasználhatóak a földtörténeti események rekonstruálására (*PAZDUR et al.* 1988, *ANDREWS et al.* 1993, *ANDREWS* 2006). Az édesvízi mészkövek és barlangi képződmények geokémiai, illetve stabilizotóp-geokémiai vizsgálatai során nyert adatok összevethetők a jégmagfúrások (*PETIT et al*. 1999) és mélytengeri üledékek (*IMBRIE et al.* 1984) alapján szerkesztett globális paleoklíma-változást jelző adatsorokkal.

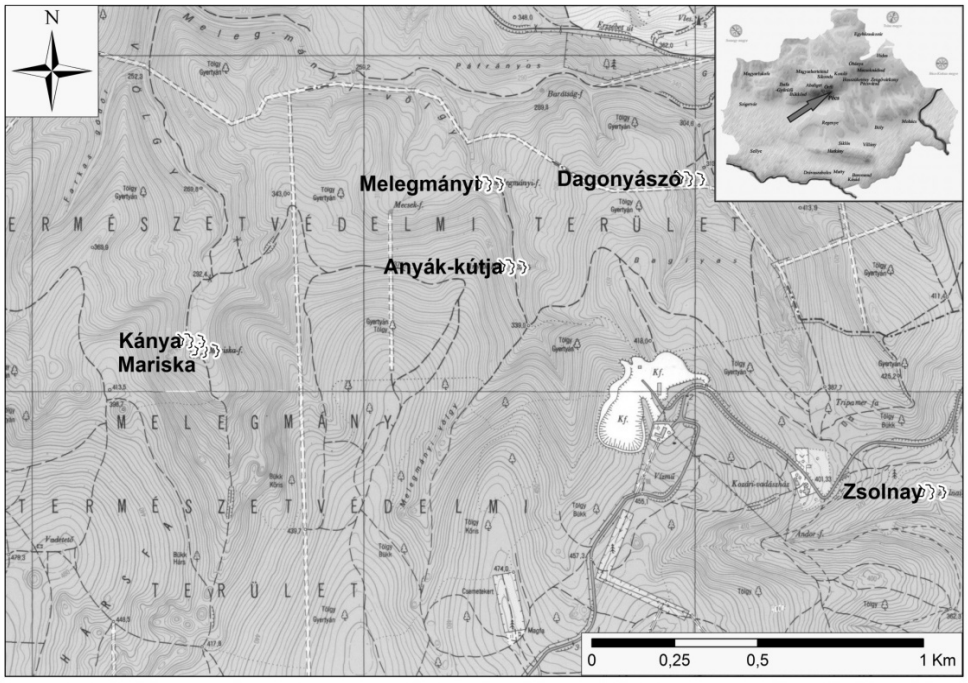
A Mecsek hegységben gyakoriak a recens mésztufa előfordulások (*KRAFT et al.* 1986), amelyek mintázása könnyen kivitelezhető. Vizsgálatuk

a lokális hőmérséklet és csapadékviszonyok mellett, a paleoklimatológiai, paleohidrológiai, valamint a környezeti eseményekről is információkat szolgáltathat.

A kutatás tárgyát a Mecsek hegységben található legfontosabb, karbonátot lerakó források komplex geokémiai vizsgálata képezi *(1, 2. ábrák*). Jelen tanulmányunkban a 8 hónapja tartó vizsgálataink előzetes eredményeit mutatjuk be.

2. Vizsgálati anyag és módszerek

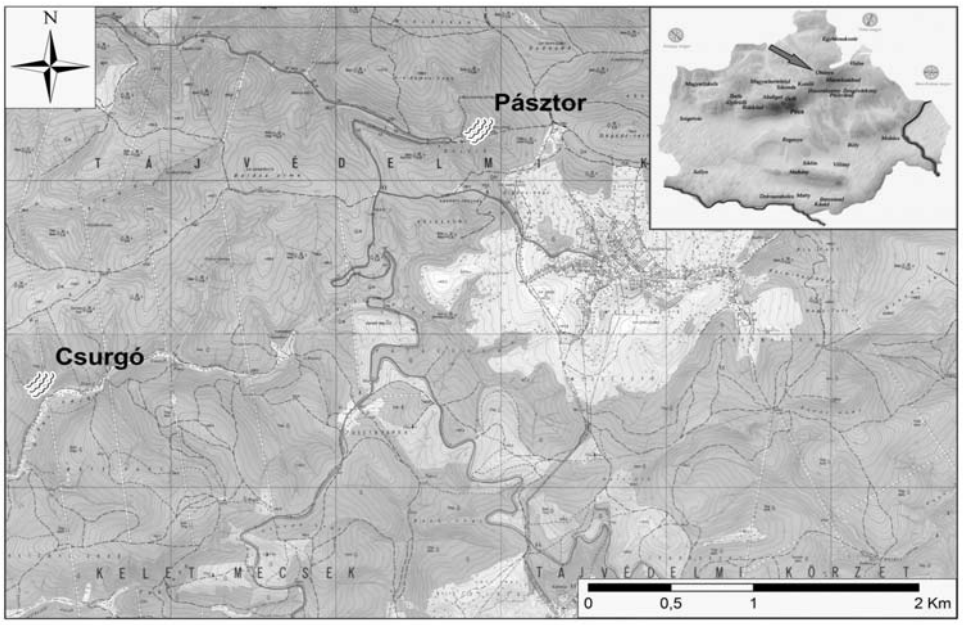
2.1. Kutatási terület



1. ábra: A vizsgált források elhelyezkedése a Melegmányi-völgyben.
Fig. 1: The study area in Melegmányi Valley, Western Mecsek Mts., Hungary.

Mintavételi területünk a Kelet-és a Nyugat-Mecsek egy-egy részét foglalja magába. A Nyugat-Mecsek karsztosodásra alkalmas kőzetei egy egységes tömbhöz tartoznak, a felszínen azonban három különálló zónában találhatóak (*BARTA0 – TARNAI* 1999). Az első, legnagyobb területet magába foglaló közel 40 km^2 karsztos tömbön helyezkedik el hat forrás (Anyák-kútja, Melegmányi-forrás, Kánya-forrás, Mariska-forrás, Dagonyászó-forrás) a vizsgált objektumok közül (*1. ábra*). A területet jól

karsztosodó, triász időszaki kőzetek építik fel (Lapisi Mészkő Fomáció, Zuhányai Mészkő Formáció, Csukmai Dolomit Formáció) amelyekben számtalan kisebb-nagyobb barlang (pl. Abaligeti-barlang, Spirál-barlang), dolina és karsztforrás alakult ki (*BARTA – TARNAI* 1999). A Kelet-Mecsek karbonátos kőzetei a jura időszakban keletkeztek, amelyek karsztosodásra és barlangképződésre kevésbé alkalmas kőzettani adottságokkal rendelkeznek. Az itt előforduló mésztufa kiválásokkal rendelkező források közül a Hidasi-völgyben található Csurgó-forrást és a Vár-völgyben lévő Pásztor-forrást mintáztuk (*2. ábra*).



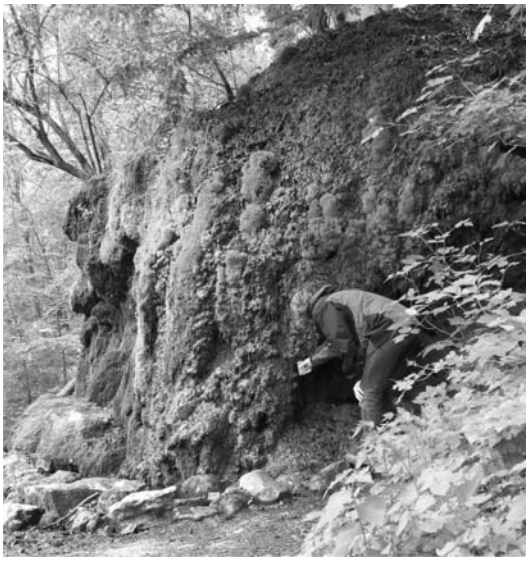
2. ábra: A Kelet-mecseki kutatási terület.
Fig. 2: The study area in Eastern Mecsek Mts., Hungary.

2.2. Mintavételi módszerek

Az első terepbejárások 2011 nyarán történtek. Ekkor stabilizotóp-geokémiai elemzés céljából 17 forrásnál gyűjtöttünk vízmintát, valamint 10 forrásnál 15 darab kőzetmintát vételeztünk. 2011 szeptembere óta havi rendszerességgel monitoring vizsgálatokat végzünk 7 mecseki édesvízi mésztufa kiválásnál. A helyszínen a forráskilépésnél, illetve a mésztufa kiválásnál meghatározzuk a karbonátot lerakó források alapvető vízkémiai

paramétereit (pH, vezetőképesség, vízhőmérséklet), valamint rögzítjük az adott pillanatban uralkodó léghőmérséklet, illetve a relatív páratartalom értékeket. Ezen felül 100 ml vízmintát gyűjtünk, amelyet minden esetben 24 órán belül 0,1 mol/dm^3-es HCl oldattal titrálunk az alkalinitás meghatározása céljából.

Az Anyák-kútjánál, a Pásztor- és Csurgó-forrásoknál minden mintavételezés alkalmával vízmintákat gyűjtünk $\delta^{18}O$ és δD értékük meghatározása céljából (*1. kép*). A víz- és kőzetminták stabilizotóp-geokémiai elemzése az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet stabilizotópos laboratóriumában történik Finnigan delta plus XP tömegspektrométer és LGR LWIA-24d típusú lézeres vízizotóp-arány meghatározó műszer segítségével. A mért eredmények szórása vízminták esetében ±0.1 ‰ $\delta^{18}O$-ra és ±0.4 ‰ δD-ra vonatkozóan, míg a kőzetmintáknál $\delta^{18}O$-re és $\delta^{13}C$-re nézve is ±0.2 ‰ alatti volt.

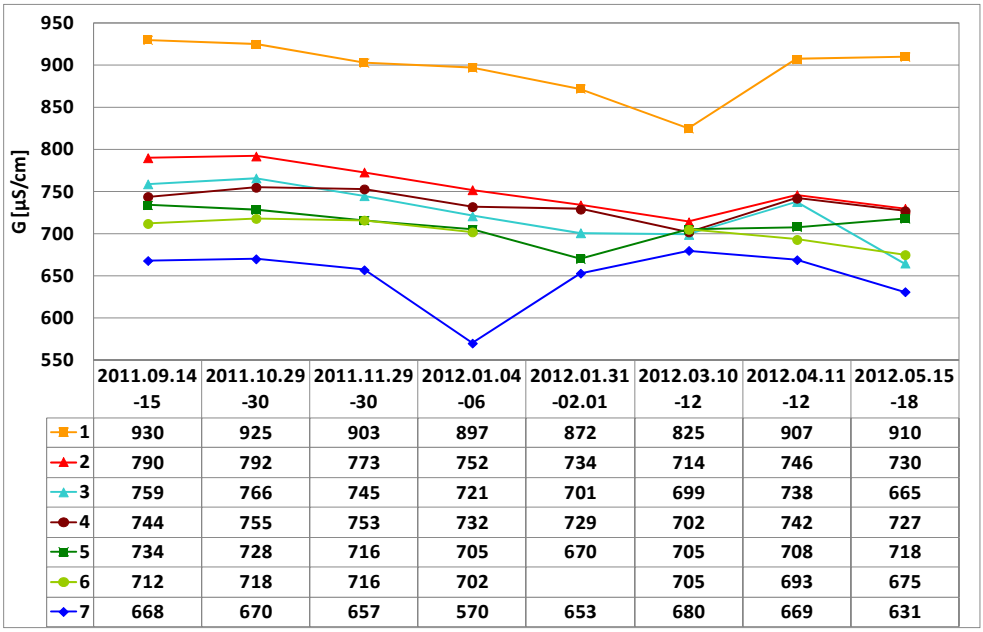


1. kép: Vízminta gyűjtés a Csurgó-forrásnál.
Picture 1: Water sampling at Csurgó Spring, Eastern Mecsek Mts.

3. Eredmények és értelmezés

3.1.Vízkémiai paraméterek változása

Az egyes hónapokban a forráskilépési pontoknál mért vezetőképesség értékek (*3. ábra*) egységesebb, míg a pH értékek igen összetett képet mutattak (*4. ábra*).

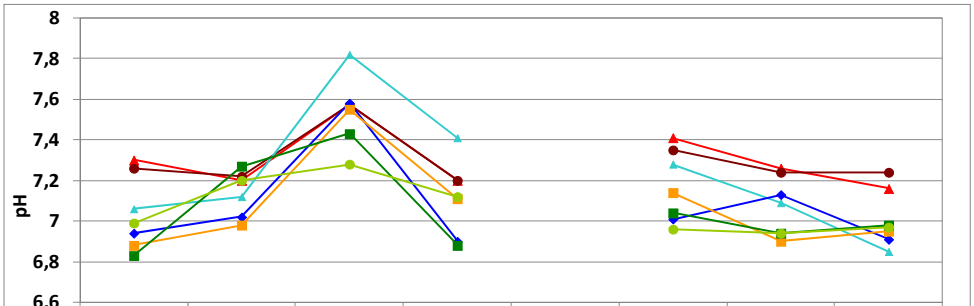


	2011.09.14 -15	2011.10.29 -30	2011.11.29 -30	2012.01.04 -06	2012.01.31 -02.01	2012.03.10 -12	2012.04.11 -12	2012.05.15 -18
1	930	925	903	897	872	825	907	910
2	790	792	773	752	734	714	746	730
3	759	766	745	721	701	699	738	665
4	744	755	753	732	729	702	742	727
5	734	728	716	705	670	705	708	718
6	712	718	716	702		705	693	675
7	668	670	657	570	653	680	669	631

3. ábra: A vezetőképesség értékeinek havi változása
Jelmagyarázat1: Melegmányi-forrás, 2: Mariska-forrás, 3: Anyák-kútja, 4: Kánya-forrás, 5: Csurgó-forrás, 6: Dagonyászó-forrás, 7: Pásztor-forrás
Fig. 3. Monthly changes of conductivity
Legend: 1: Melegmányi Spring, 2: Mariska Spring, 3: Anyák Spring, 4: Kánya Spring, 5: Csurgó Spring 6: Dagonyászó Spring, 7: Pásztor Spring

A vezetőképesség értékeinek változási trendjei alapján egy csoportba sorolhatóak a Melegmányi-, Mariska-, Kánya- és Csurgó-források, valamint az Anyák-kútja (*3. ábra*). A legmagasabb értékek (930-825 [µS/cm]) a Melegmányi-forrás esetében, míg a legalacsonyabb értékek (680-540 [µS/cm]) a gyönyörű kiválásokkal rendelkező Pásztor-forrásnál tapasztalhatók. Ennek oka a víztározó kőzet eltérő minőségében keresendő. A Vár-völgyben (Mária-kút, Lobogós-kút), illetve az Óbányai-völgyben (Béke-forrás, Bodzás-forrás) fakadó forrásokra hasonlóan alacsony értékek jellemzőek. A pH értékek (*4. ábra*) 2011. november végén egy csúcsot mutatnak. A nyári időszakban mért alacsonyabb pH értékek a fokozott talaj aktivitás következtében megnövekedett oldott CO_2 koncentrációval magyarázhatóak (*KANO et al.* 1999). Egymáshoz hasonló módon változnak a Kánya-, Melegmányi-, Csurgó-és Dagonyászó-forrás, valamint az Anyák-

kútja és a Mariska-forrás pH értékei (*4. ábra*)[1]. A Pásztor-forrás csoportba sorolásához a 2012.04.12-én mért kisebb „csúcs" miatt további monitoring vizsgálatokra van szükség.

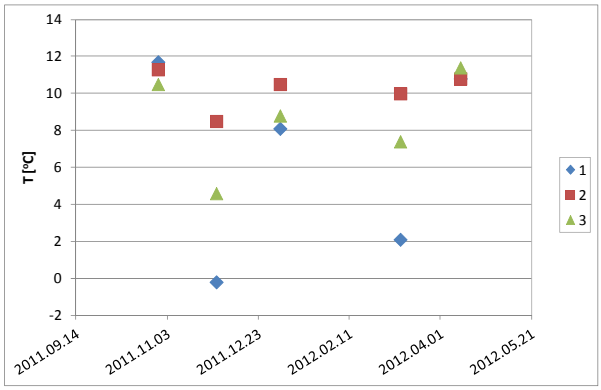


	2011.09.14 -15	2011.10.29 -30	2011.11.29 -30	2012.01.04 -06	2012.01.31 -02.01	2012.03.10 -12	2012.04.11 -12	2012.05.15 -18
1	7,3	7,2	7,57	7,2		7,41	7,26	7,16
2	7,26	7,22	7,57	7,2		7,35	7,24	7,24
3	7,06	7,12	7,82	7,41		7,28	7,09	6,85
4	6,94	7,02	7,58	6,9		7,01	7,13	6,91
5	6,88	6,98	7,55	7,11		7,14	6,9	6,95
6	6,83	7,27	7,43	6,88		7,04	6,94	6,98
7	6,99	7,2	7,28	7,12		6,96	6,94	6,97

4. ábra: A pH értékek változása havi lebontásban
Jelmagyarázat: 1: Mariska-forrás, 2: Kánya-forrás, 3: Anyák-kútja, 4: Pásztor-forrás, 5: Melegmányi-forrás, 6: Csurgó-forrás, 7: Dagonyászó-forrás
Fig. 4: Monthly changes in the pH profile of the investigated spring waters
Legend: 1: Mariska Spring, 2: Kánya Spring, 3: Anyák Spring, 4: Pásztor Spring, 5: Melegmányi Spring, 6: Csurgó Spring, Dagonyászó Spring

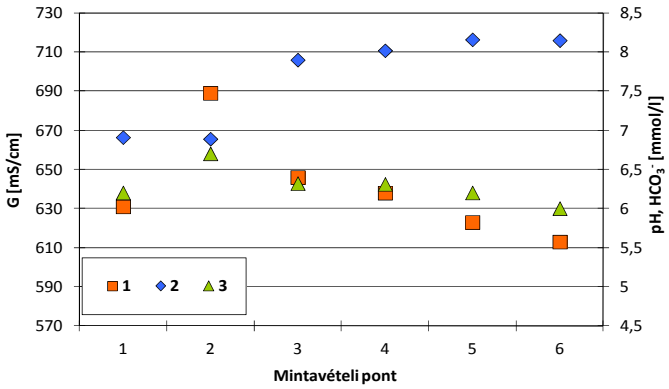
A nagyobb kiválások (Anyák-kútja, Pásztor-forrás, Csurgó-forrás) esetében 5-8 mérési pontot vettünk fel a patakmederben. Az 1. pont minden esetben a forrást jelölni. Az egyes helyszínek egymástól változó távolságra, 5-120 m-re, egy-egy jellegzetes kiválásnál találhatóak. A különböző vízkémiai paraméterek változását tekintve elmondható, hogy a vízhőmérséklet a patakmederben az adott időpontban uralkodó felszín léghőmérséklettel párhuzamosan változik: meleg időszakban a vízhőmérséklet növekedése, hideg időszakban pedig csökkenése tapasztalható (*5. ábra*)

1 Műszerhiba miatt a 2012.01.31-02.-01. között mért értékek nem kerülnek feltüntetésre. A mérés időpontjában nagyon hideg volt, így a pH mérő nem lehetett rendesen kalibrálni.



5. ábra: Vízhőmérséklet változása a Dagonyászó-forrás esetében
Jelmagyarázat: 1: Léghőmérséklet a forráskilépési pontnál, 2: Vízhőmérséklet a forráskilépési pontnál, 3: Vízhőmérséklet a mésztufa kiválásnál kb. 40 méterre a forrástól
Fig. 5: Changes in water temperature in case of Dagonyászó Spring
Legend: 1: Air temperature az the spring 2: Water temperature at the spring 3: Water temperature at the tufa site, approximately 40 metres from the spring

A pH értékek a mésztufa kiválások megjelenésével a folyásirányi szelvény mentén fokozatosan nőnek, míg a vezetőképesség és az oldott HCO_3^- tartalom csökken (*6. ábra*), hasonlóan a szakirodalomban tapasztalt értékekhez (*KANO et. al,* 1999). A második mérési pontban látható ellentétes változás oka a mintavételi pont kiválasztásában rejlik. A 2. mintavételi pont egy kisebb becsatlakozó vízfolyás volt. Az első mésztufa kiválást a 3. pont jelölte.

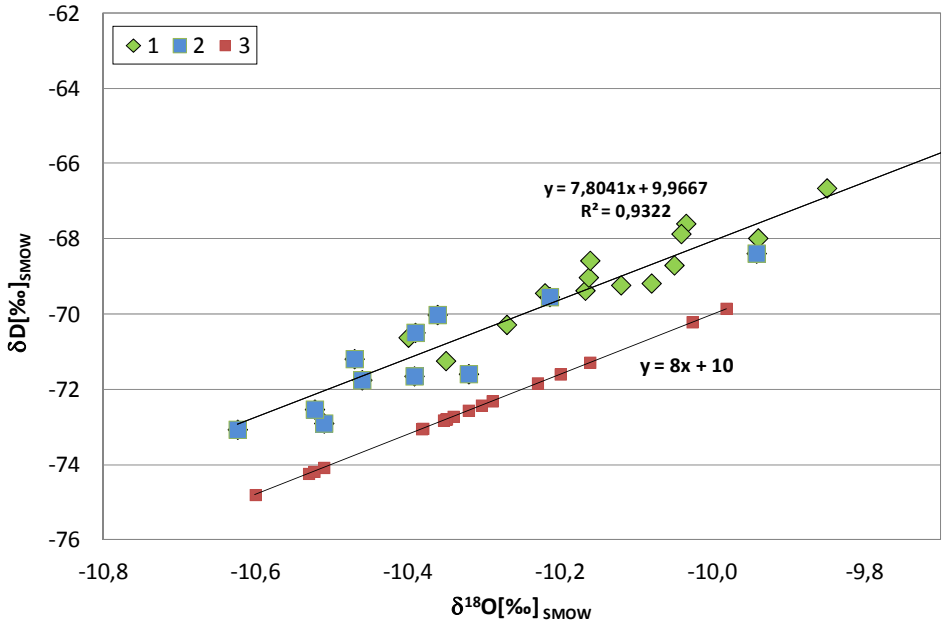


6. ábra: Vízkémiai paraméterek változása folyásirány menti szelvény mentén a Pásztor-forrás esetében 2012.15.16-án.
Jelmagyarázat: 1: vezetőképesség [µS/cm],2: pH, 3:HCO_3^- [mmol/l]
Fig. 6: Changes of basic physicochemical parameters of water along the flow direction profile of Pásztor Spring, 16.05.2012
Legend: 1: conductivity [µS/cm],2: pH, 3:HCO_3^- [mmol/l]

3.2. Stabilizotóp-geokémiai összetétel

2011 nyarán begyűjtött forrásvizek $\delta^{18}O$ és δD értékeket vizsgálva erős lineáris összefüggés (R^2= 0.93) figyelhető meg közöttük. A vízminták $\delta^{18}O$ és δD értékei illeszthetőek a Globális Csapadékvíz Vonalhoz (Global, Meteoric Water Line, GMWL), alátámasztva meteogén eredetüket és alkalmasságukat paleoklimatológiai vizsgálatokra (*7. ábra*).

A mintázott vizek stabilizotópos összetétele különbséget mutat a Kelet- és Nyugat-Mecsek forrásai között (*7. ábra*), amelynek hátterében a „*tengerszint feletti magassági hatás*" (altitude effect) állhat (*AMBACH et al.* 1968, *ANDREWS,* 2006). Adott helyen (pl. hegységekben) a csapadék izotóposan egyre „*könnyebbé*" válik a magasság növekedésével [átl. 0.2 ‰ /100m (*AMBACH et al.* 1968)], hasonlóan a nagyobb tengerszint feletti magasságon elhelyezkedő vízgyűjtő területtel rendelkező Kelet-mecseki vízkilépések esetéhez, ahol negatívabb $\delta^{18}O$ és δD értékeket találunk. Számos egyéb körülmény is hatással lehet a forrásvizek stabilizotóp arányára, így a későbbiekben célunk a beszivárgási körülmények, a párolgás tanulmányozása, valamint a csapadékvíz izotópos összetételének vizsgálata.



7. ábra: Mecseki forrásvizek stabilizotópos összetétele.
Jelmagyarázat: 1: Kelet-Mecsek, 2: Nyugat-Mecsek, 3: Globális Csapadékvíz Vonal
Fig. 7: Stable isotopic composition of spring waters in Mecsek Mts.
Legend: 1: Eastern Mecsek Mts, 2: Western Mecsek Mts, 3: Global Meteoric Water Line

A forrásvizek stabilizotópos értékeinek havi változására kismértékű különbségek jellemzőek, így ezek a kiválások legnagyobb valószínűséggel alkalmasak paleoklimatológiai vizsgálatokra (*I. táblázat*). Az eddig mérések során a legnagyobb eltérést az Anyák-kútja esetében tapasztaltuk: a legmagasabb és legalacsonyabb érték közötti különbség $\delta^{18}O$ esetén 0,37 ‰ (szeptember-január), δD tekintve pedig 2,7 ‰ (augusztus-október) volt[2].

I. táblázat
Table I.

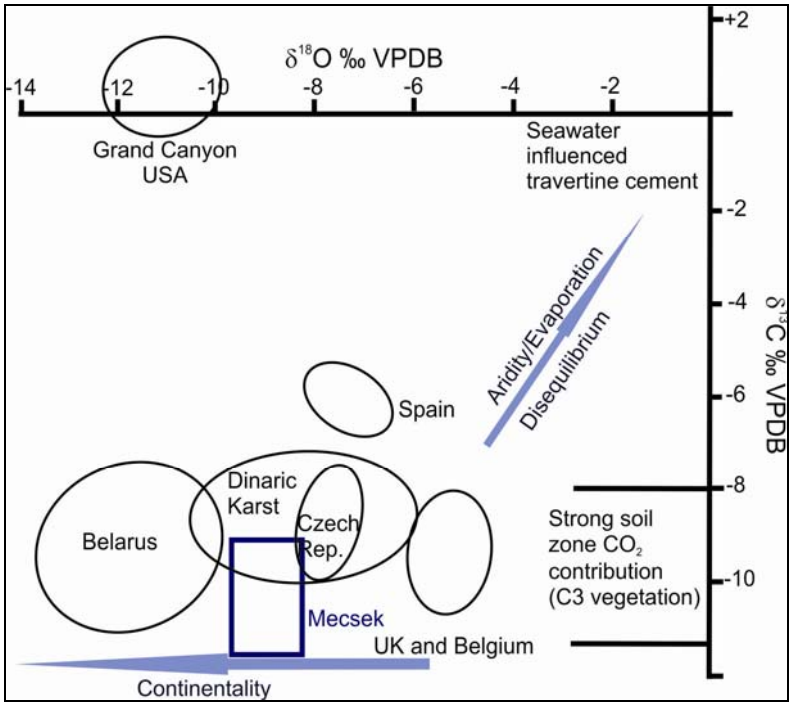
A vizsgált forrásvizek izotópos értékeinek változása.
Isotopic composition of the investigated springs

Forrás	**Mintavételi időszak**	**δ^2H [‰] SMOW**	**$\delta^{18}O$ [‰] SMOW**
Anyák-kútja	2011.08.01	-68,6	-10,2
	2011.09.15	-71,2	-10,4
	2011.10.29-30	-71,3	-10,3
	2011.11.29-30	-69,6	-10,0
	2012.01.05-06	-68,9	-10,0
	2012.03-10.12	-70,5	-10,3
Csurgó-forrás	2011.09.15	-71,6	-10,3
	2011.10.29-30	-71,3	-10,4
	2011.11.29-30	-71,0	-10,2
	2012.01.05-06	-70,6	-10,4
	2012.03-10.12	-70,9	-10,2
Pásztor-forrás	2012.06.16	-73,1	-10,6
	2011.09.15	-72,9	-10,5
	2011.10.29-30	-72,4	-10,5
	2011.11.29-30	-71,1	-10,4
	2012.01.05-06	-70,9	-10,4
	2012.01.31-02.01	-71,0	-10,3
	2012.03-10.12	-71,4	-10,5

A mésztufa minták $\delta^{18}O$ és $\delta^{13}C$ értékeit összehasonlítottuk az Andrews által 1997-ben publikált adatbázisban található előfordulások értékeivel (Andrews et al. 1997). A vizsgált kőzetminták $\delta^{18}O$ értékei –9.5 ‰ (VPDB) és –8.5 ‰ között mozognak (átl. –9.0 ‰). Az elemzés azt mutatja, hogy a mecseki édesvízi mészkövek $\delta^{18}O$ értékei tükrözik a kontinentális hatást, izotópos értékeik jóval negatívabbak a Nyugat-európai előfordulásokénál, a Lengyelországban és a Dinári karszton gyűjtött minták értékeihez hasonlítanak. Mintáink $\delta^{13}C$ értékei –9.0 ‰ (VPDB) és –11.6 ‰ között változnak (átl. –10.3 ‰), ami a talajzónából származó erőteljes CO_2

2 Jelen tanulmánynak nem célja az édesvízi mészkőkiválásoknál vett vízminták izotópos értékeinek bemutatása, azonban a paleoklimatológiai vizsgálatokra való alkalmasságuk szempontjából fontos megjegyeznünk, hogy a havi változások tekintetében hasonlóan alacsony értékeket kaptunk a kiválásoknál is.

hozzájárulásra utal, ami jellemző a meteorikus eredetű mésztufa képződménykehez és hasonló a bükki mésztufa kiválások értékeihez (Kele 2009, *8. ábra*).



8. ábra: Mecseki kőzetminták $\delta^{18}O$ és $\delta^{13}C$ értékeinek összevetése más európai mésztufa kiválások stabilizotópos értékeivel (Andrews 2006 alapján).
Fig. 8: Isotopic cross plot of freshwater tufa deposits from Mecsek Mts. with other European samples (based on Andrews 2006).

4. Összefoglalás

Munkánk során 8 hónapon át vizsgáltuk a Nyugat-és Kelet-Mecsek néhány édesvízi mésztufa kiválással rendelkező forrását. A monitoring időszak alatt láthatóvá vált az általános vízkémiai paraméterek szezonális változása. A többpontos mérések során a kiválások mentén a patakmederben a pH fokozatos növekedése, míg a vezetőképesség és az alkalinitás csökkenése volt tapasztalható.

A forrásvizek stabilizotóp-geokémiai elemzése különbséget tárt fel a Nyugat- és Kelet-Mecsek között, aminek hátterében feltehetően a „*magassági hatás*" állhat. A kőzetminták vizsgálata kimutatta, hogy a mecseki édesvízi mészkövek $\delta^{18}O$ értékei tükrözik a kontinentális hatást, izotópos értékeik jóval negatívabbak a Nyugat-európai előfordulásokénál, a

Lengyelországban és a Dinári karszton gyűjtött minták értékeihez hasonlítanak leginkább. A mésztufák $\delta^{13}C$ értékei erőteljes talajaktivitásra utalnak.

IRODALOM

AMBACH, W. – DANSGAARD, W. – EINSER, H. – MOLLER, J. (1967): The altitude effect on the isotopic composition of precipitation and glacier ice in the Alps. – Tellus XX, 4, pp. 596-600.

ANDREWS, J.E. – RIDING, R. – DENNIS, P.F. (1997): The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 129, pp. 171-189.

ANDREWS, J.E. – RIDING, R. – DENNIS, P.F. (1993): Stable isotopic compositions of Recent freshwater cyanobacterial carbonates from the British Isles: local and regional environmental controls. – Sedimentology 40, pp. 303-314.

ANDREWS, J.E. (2006): Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. – Earth-Science Reviews 75, pp. 85-104.

BARTA, K. – TARNAI, T. (1999): Karstmorphological research in the Mecsek Mountains, South Hungary. – Acta Carsologica 28, 1, pp.13-26.

IMBRIE, J. – HAYS, J.D. – MARTINSON, D.G. – MCINTYRE, A. – MÍX, A.C. – MORLEY, J.J. – PISIAS, N.G. – PRELL, W.L. – SHACKLETON, N.J. (1984): The orbitall theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. – In: Berger et al. (Eds.), Milankovitch and Climate, Part 1, D.Riedel, Hingham, MA, pp. 269-305.

KANO, A. – KAMBAYASHI, T. – FUJII, H. – MATSUOKA J. – SAKUMA K. – IHARA, T. (1999): Seasonal variation in water chemistry and hydrological conditions of tufa deposition of Shirokawa, Ehime Prefecture, southwestern Japan. Journal of the Geological Society of Japan 105, 4, pp. 289-304.

KELE, S. (2009): Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. Doktori disszertáció

KRAFT, J. — SCHEUER, GY. — SCHWEITZER, F. (1986): Pécs környéki forráslerakódások vizsgálata. – Pécsi Műszaki Szemle. 3. pp. 13-18.

PAZDUR, A. – PAZDUR, M. F. – SZULC, J. (1988): Stable Isotopes of Holocene Calcerous Tufa in Southern Poland as Paleoclimatic Indicators. Quaternary Research 30, pp.177-189.

PETIT, J.R. – JOUZEL, J. – RAYNAUD, D. – BARKOV, N.I. – BARNOLA,J.-M. – BASILE, I. – BENDER, M. – CHAPELLAZ, J. – DAVIS, M. – DELAYQUE, G. – DELMOTTE, M. – KOTLYAKOV, V.M. – LEGRAND, M. – LIPENKOV, V.Y. – LORIUS, C. – PÉPIN, L. – RITZ, C. – SALTZMANN, E. – STIEVENARD, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. – Nature, 399, pp. 429-436.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 47-61.

VERTIKÁLIS VÍZMOZGÁSOK VIZSGÁLATA A BÜKKI KARSZTVÍZSZINT ÉSZLELŐ RENDSZER ADATAI ALAPJÁN (KÜLÖNÖS TEKINTETTEL A VÍZSZINT CSÖKKENÉSEKRE)

DARABOS ENIKŐ – LÉNÁRT LÁSZLÓ

Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék, 3515, Miskolc, Egyetemváros
hgde@uni-miskolc.hu, hgll@uni-miskolc.hu

Abstract: In order to ensure that drinking water is supplied without interruptions, the amount of exploitable water resources of the Bükk are and has been continuously determined. This paper is concerned with the practical problems of this determination procedure. We are examining the expected rate of water level decreases and the possibilities of predicting water levels. We also make suggestions regarding the exact naming of the various water amounts. The delineation that is used to determine the physically exploitable water resources has been created based on the vertical fluctuation zone of the karst water in the Bükk open karst catchment area, with the help of the characteristic curve from the Nv-17 monitoring well (showing the process of the karst emptying during periods poor in precipitation), and by taking the depth of local caves into account.

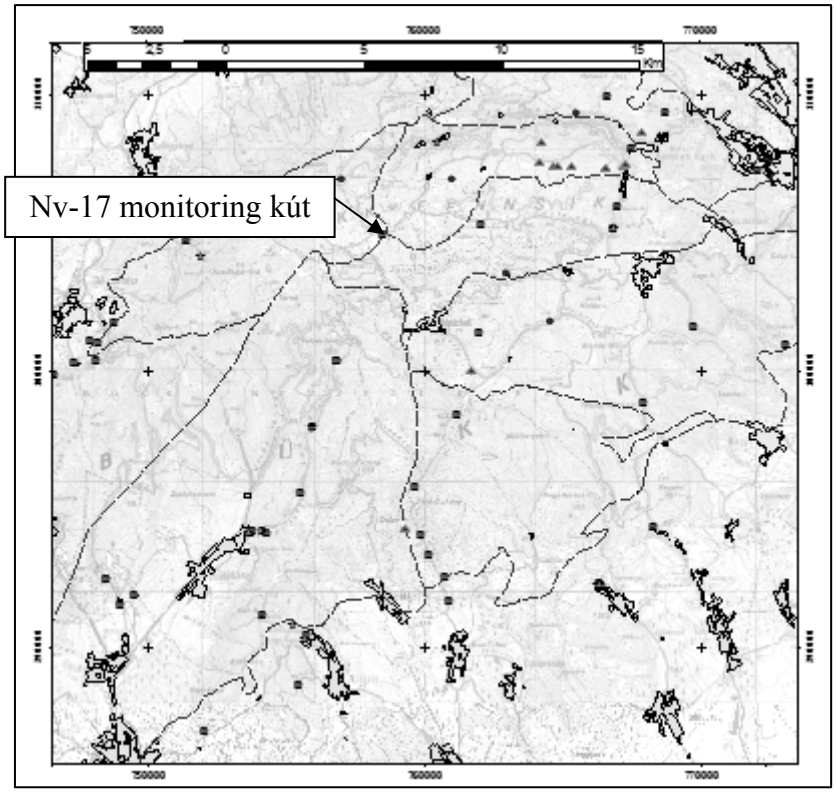
1. Bevezetés

A vízföldtani monitoring keretében zajló adatgyűjtés (információgyűjtés) lényegében a hidrológiai körfolyamat pillanatnyi állapotának megismerése érdekében történik, az ember vízigényének kielégítése, avagy a víz kártételeinek elkerülése érdekében. A hidrológián belül a hidrogeológia döntő mértékben tapasztalati tudomány. A fizikában, kémiában, biológiában jellemző kísérletek elvégzésére itt csak alárendelten van lehetőség, mivel a folyamatok vagy rendkívül összetettek, vagy lefolyásuk megfigyelése igencsak időigényes. Ezért különleges szerepe van az ide tartozó természeti jelenségek megfigyelésének, mérésének. A hidrológiai folyamatok az ember szándékától függetlenül következnek be. Ismételt bekövetkezésük, lezajlásuk módja csakis a lezajlott eseményekre vonatkozó megfigyelések (adatok) alapján jelezhető előre (*LÉNÁRT* 2006a).

A Bükk-térség esetében a társadalmi vízigények döntő többségének (esetenként teljes mennyiségének) kielégítése karsztvízből történik. Emiatt vált igen nagy jelentőségűvé a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) létrehozása, működtetése és adatainak feldolgozása. A mérőrendszer alapjainak számító kutakat 1983-ban hozták létre, a jelenlegi rendszer kialakítása 1992-ben kezdődött meg a folyamatos, elektronikus műszeres mérések beindításával (*LÉNÁRT* 2006b).

Jelenleg a bükki karszt területén összesen 34 helyen – kutakban, megfigyelő-kutakban és forrásokban – regisztrálják folyamatosan a vízszint, esetleg a vízhőmérséklet és a vezetőképesség értékeit a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer keretein belül. A rendszer egyik nagy előnye, hogy a Bükk-hegység csaknem teljes területét lefedi (*1. ábra*), ezáltal lehetőségünk van összehasonlító és korrelációs vizsgálatok végzésére is az egyes mérőhelyekről származó vízszint, vezetőképesség és hőmérséklet adatok között (*DARABOS et al.* 2012, *SZŰCS – HORNE* 2009, *DARABOS – LÉNÁRT* 2008).

Az elektronikus vízszint, vízhőmérséklet, vezetőképesség és radon méréseket folyamatosan mérő és rögzítő mérőműszerekkel végzik. A mérési gyakoriság zömében 15-60 perc, de elvétve előfordult 10, ill. 240 perces gyakoriságú mérés is (*LÉNÁRT* 2002).



1. ábra: A Bükki Karsztvízszint Észlelő rendszer mérőhelyei a 2010-es állapot szerint, megjelölve az Nv-17 monitoring-kút elhelyezkedése (LÉNÁRT – HERNÁDI 2011*)*

Fig. 1. The measurement locations of the Bükk Karst Water Monitoring System in 2012. Marked is the location of the Nv-17 monitoring well (LÉNÁRT – HERNÁDI 2011*)*

2. A Bükk-hegység és a karsztvíz szintje

A Bükk-hegység a Borsodi nagyszerkezeti egység része; a Darnó-zóna és a Középmagyarországi-zóna közötti térben fekszik. A fő szerkezeti egységek DNy-ÉK-itől ÉNy-DK-iig változó csapásban elnyúlt, néhány km vagy 10 km széles vetőszeletek meredek dőlésű, oldal eltolódásos jellegű határokkal, amelyek sokszor a réteghatárokkal közel párhuzamosan alakultak ki. A réteghatárok meredek helyzete egy korábbi, redőződéssel és palásság kialakulásával járó képlékeny deformáció eredménye. A hegységben egyaránt megtalálhatók paleozoós, triász, júra, eocén, oligocén, neogén és negyedkori képződmények (*PELIKÁN* 2005).

A karsztvíz a rétegvizekhez hasonlóan a csapadékból és a mélység felől pótlódhat. Hazai viszonyaink között a karsztok utánpótlódása lényegében csak csapadékból történik. Felszínig érő karsztterületeken helyesen járunk el, ha egyedüli utánpótlódásként a csapadék beszivárgó, ill. elnyelt fázisát vesszük csak figyelembe. A karsztvíz egyik jellegzetes tulajdonsága a csapadék hatására változó szintje (*JUHÁSZ* 2002).

3. Módszerek

Vizsgálataink alapját az 1992-óta folyamatosan működő Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer egyik legfontosabb, tetőhelyzetben lévő mérőhelye, a nagymezői, Nv-17 (*1. ábra*) vízszintadatai jelentik. A fenntartható miskolci ivóvízellátás segítése érdekében az utóbbi években megszakítás nélkül zajlott, ill. jelenleg is zajlik a Bükkből kitermelhető vízkészletek mennyiségének folyamatos meghatározása.

A vízkészletek becsléséhez először a várható vízszint értékek meghatározása szükséges, ez az eddigi gyakorlat szerint úgy történt, hogy az adott mérőhelyről származó mért adatokra egy jól illeszkedő trendvonalat vettünk fel, melynek meghosszabbítása alapján határoztuk meg a vízszintváltozás várható jellegét, ill. az adott napra a várható napi átlag vízszintet. Ezután a vízkészletek becslése következett, ehhez szükségünk volt az imént ismertetett metódus szerint becsült vízszint értékre, ill. egy viszonyítási alapra. Ez az alap a Bükk-hegység korábbi történetében regisztrált legnagyobb szárazság idején (1993. novemberben) mért legalacsonyabb vízszintérték volt, amelyet abban az időben „*kinevezetek*" a statikus és a dinamikus készletek határának. Vettük tehát a várható vízszint értéket és a statikus-dinamikus készlet határának gondolt alap vízszintet, a kettő különbségét megszoroztuk az átlagos hézagtérfogattal, így kaptuk meg a várható „pillanatnyi dinamikus vízkészlet" értékét az előrejelzési időszak utolsó napjára

m^3-ben. A hézagtérfogat értékét egy kisebb és egy nagyobb értéknek vettünk fel: 0,5, ill. 0,75 %-osra.

2011 novemberétől kezdve viszont egy speciális helyzet alakult ki, mégpedig amiatt, hogy az 1993-ban mért eddigi abszolút minimum alá csökkent a karsztvízszint. A novemberi és a decemberi előrejelzéseink során ezáltal azzal szembesültünk, hogy „negatív" dinamikus vízkészletek alakultak ki a vízszintadatok alapján, de a termelési lehetőségeket ez érdemben csak egyes helyeken alakította erősen a kedvezőtlen irányba. Ez a helyzet indokolta, hogy tovább vizsgáljuk a vízszint csökkenések, ill. a vízkészletek előrejelzési lehetőségeit. A legfontosabb szempont kezdetben az volt, hogy a rendelkezésünkre álló mérési adatokból a lehető legtöbb információt nyerjük ki, a minél pontosabb előrejelzés érdekében. Ezért döntöttünk úgy, hogy az eddig alkalmazott megoldást, most a rendelkezésre álló csaknem 20 éves adatsor alapján egy másik módszerrel próbáljuk helyettesíteni.

Abban az esetben, amikor vízszinteket, ill. a rendelkezésre álló kitermelhető vízkészletek nagyságát próbáljuk előre jelezni, biztonság szempontjából akkor járunk el a leghelyesebben, ha a lehető legrosszabb esetből indulunk ki. Ezen meggondolás alapján a bükki karsztvizet termelő vízmű szempontjából a legrosszabb peremfeltétel, ami előfordulhat az, hogy hosszabb ideig egyáltalán nem hullik az adott területen csapadék. (Épp egy ehhez hasonló kellemetlen időjárási körülmény indokolta 1992-ben a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer létrehozását is).

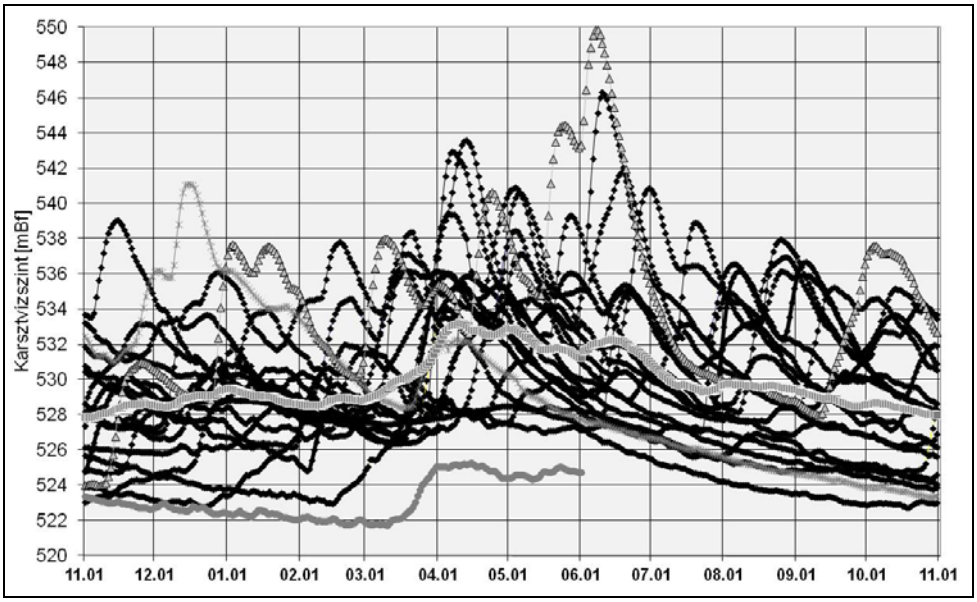
A vizsgálatok kiinduló pontját a *2. ábra* jelentette, melyen az Nv-17-mérőhelyen regisztrált napi vízszintek láthatóak 1993 és 2011 között. Ezen az ábrán a jelen dolgozat szempontjából releváns megállapítás, hogy az egyes években a vízszintek „*zavartalan*" csökkenéseinek meredeksége egymáshoz igen hasonló (*DARABOS* 2011).

Az iménti megfigyelésből arra a következtetésre jutottunk, hogy adott mérőhelyre létezik egy csapadékmentes időszakban érvényes, jellemző csökkenési görbe, melyet jelleggörbének neveztünk el. Ezután célként e görbe meghatározását tűztük ki.

4. Eredmények

A nagymezői mérőhelyről származó közel 20 éves adatsor alapján előállítottuk a „*jelleggörbének*" nevezett pontsorozatot, melynek lényege, hogy a rendelkezésre álló adatokból kiragadtuk azokat a részeket, ahol a vízszintgörbe zavartalanul csökkent (csapadékmentes időszakból származó csökkenés), majd ezeket - vízszinteknek megfelelően - egymáshoz illesztettük. Így egy csapadékhatástól csaknem teljesen mentes csökkenési görbét kaptunk

eredményül, mely 2011 decemberéig átfogta az addig mért maximum és minimum által meghatározott teljes tartományt, tehát a görbe előrejelzésre önmagában használható volt. 522,72 mBf-i az utolsó, a jelleggörbe meghatározásba bevehető adat, de a vízszintek tovább csökkentek, az eddig mért legalacsonyabb vízszint 2012. 03. 10-én 521,74 mBf-i érték volt, ezek az értékek azonban nem zavartalan csökkenésből adódtak, így a jelleggörbéhez nem lehetett őket felhasználni. Emiatt a jelleggörbét extrapolálnunk is kellett, ennek pontosítása érdekében az adatok folyamatos frissítése, ill. az újabb adatok birtokában további pontosítások, esetleges felül bírálat az aktuális adatok alapján történik.



2. ábra: Azonos napra rendezett napi átlag vízszintek 1993 és 2011 között az Nv-17 mérőhely adatai alapján
Jelmagyarázat: fekete vonalak - vízszintek 1993 és 2012 között; szürke háromszög - vízszintek 2010-ben, szürke csillag - vízszint 2011-ben, sötétszürke folytonos vonal - vízszintek 2012-ben, világosszürke folytonos vonal - átlag vízszintek 1993-2012 között
Fig.2. Average daily water levels, arranged for the same day, between 1993 and 2012, based on the data from the Nv-17 monitoring well ;
Legend: black lines - water levels between 1993 and 2012, gray triangles – water levels in 2010, gray stars – water levels in 2011, dark grey line – water levels in 2012, light grey line - average water levels between 1993 and 2012

Egyértelmű, hogy ennek a görbének a matematikai egyenletét kezdetben nem ismertük, mivel ez nem egy előállított pontsorozat, hanem a mért adatokból összeillesztett görbe. Abban a tartományban, ahol a mért adatok a zavartalan csökkenési görbe előállításához rendelkezésre állnak az előre jelzés csupán abból áll, hogy az aktuális vízszintgörbén az utolsó mért

ponthoz vízszinteknek megfelelően illesztjük a jelleggörbe adott szakaszát. Ahhoz viszont, hogy ennek segítségével előrejelzéseket tehessünk olyan tartományokban, ahol mérési adat nem áll rendelkezésre, extrapolálnunk kell, ehhez pedig szükségünk van a görbe egyenletére.

A pontsorozatból előállított görbe egyenletét különböző típusú trendvonalakkal próbáltuk meghatározni. Kezdetben 6. fokú polinommal próbálkoztunk, amely a görbe kezdeti szakaszán igen jól illeszkedett az eredeti pontsorhoz, viszont a 6. fokú polinom jellegzetességeiből adódóan, a görbe második szakaszán, ill. az extrapoláció során irreális eredményeket kaptunk.

Mivel az előbbi közelítés nem hozott eredményt a következő megoldást a logaritmikus görbe jelentette (*3. ábra*), az ezzel kapott eredmények az eddigi adatokat tekintve bíztatóak. Ezzel a megoldással a jelleggörbe pontsorozat és a logaritmikus egyenlet alapján meghatározott jelleggörbe között a korreláció 0,98, ami kiválónak minősíthető. Viszont, ahogy azt a *3. ábrán* is láthatjuk épp az alacsonyabb vízszintek tartományában jelentős (akár 70 cm-es) különbségek is adódtak, melynek következtében a jelleggörbe jelentős mértékben a mért görbe alá kerül. Emiatt úgy gondoltuk, hogy a további extrapolációval még nagyobb hibát vinnénk a számításokba, vagyis tovább kellett keresnünk a megfelelő egyenlettel leírható, legjobban illeszkedő görbét. Továbbá a *3. ábrán* azt is láthatjuk, hogy nagyon magas vízszintek esetében (~550-530 mBf) a csökkenés meredeksége is jelentősebb, mint az alsó szakaszon, majd megfigyelhető egy határozott töréspont ~530 mBf-i vízszint értékeknél (250 m a terepszint alatt). Emiatt, hogy a számítások még pontosabbak legyenek két részre osztottuk a görbét 530 mBf-i vízszintértéknél.

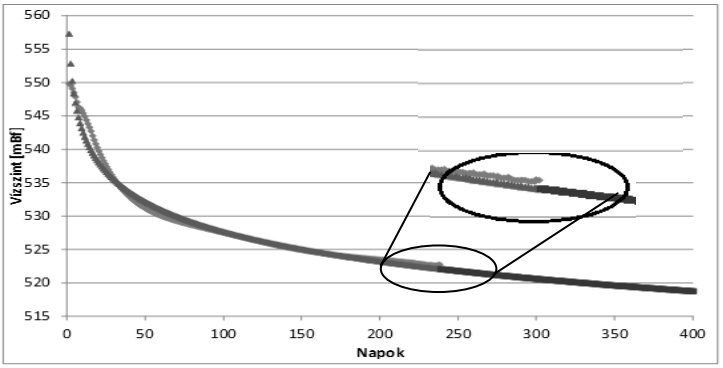
A *4. ábra* már csak az alsó szakaszt mutatja. Következő lépésként a jelleggörbe „*alsó*" szakaszára próbáltuk „*kézi*" módszerrel meghatározni a görbe egyenletét. Ennek érdekében kijelöltünk az összesen 178 pontból álló alsó jelleggörbe szakaszon 3 jellegzetes pontot, egyet az elején (10. adat: x1=10, y1=529,80), egyet a középső szakaszon (115. adat: x2=115, y2=525,00) és egyet a végén (230. adat: x3=230, y3=522,57).

Erre a 3 pontra állítottunk fel egyenletrendszereket, melyek közül az alábbi általános képlettel jellemezhető görbe hozta meg az eredményt:

$$y = \frac{a}{x+b} + c \quad , \qquad (1)$$

ahol
y=az adott napon mért vízszint,

x=a vizsgált nap sorszáma,
a, b, c=konstans.



3. ábra: Logaritmikusan előállított jelleggörbe, és a belőle levezetett extrapoláció
Jelmagyarázat: világosszürke négyzetek: a mért pontokból előállított jelleggörbe, sötétszürke háromszögek – a logaritmikusan számított jelleggörbe és a belőle levezethető extrapoláció
Fig. 3. Characteristic curve, created by logarhythm, and the resulting extrapolatio
Legend: light gray squares – characteristic curve obtained from the measured points, dark gray triangles - characteristic curve, created by logarhythm, and the resulting extrapolatio

Tehát, ha az (1) általános képletbe behelyettesítjük a 3 mért pont ismert koordinátáit, kapunk 3 egyenletet a 3 db ismeretlenhez (a, b, c). Az egyenletrendszer megoldása után megkaptuk az eddigi legtökéletesebben illeszkedő jelleggörbét (R^2=0,9980), melyet az alábbi egyenlettel számolhatunk:

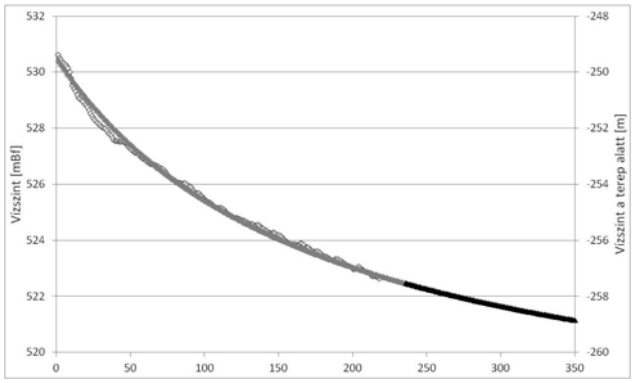
$$y = \frac{2522{,}4168}{x + 178{,}19507} + 516{,}3968 \ \left[mBf\right], \qquad (2)$$

ahol
y=az adott napon mért vízszint,
x=a vizsgált nap sorszáma.

Ezen eredménygörbe segítségével már kedvező feltételek mellett extrapolálhatunk, így kapjuk a *4. ábrát*.

Mindezek ismeretében már előre jelezhetjük a vízszint görbe csapadék mentes esetben várható menetét az eddigi mérési tartományon kívül is. Ehhez nem kell mást tennünk, csak az előrejelezni kívánt görbe utolsó pontjában mért vízszint adatot leolvasni, majd a számított jelleggörbén megkeresni az ehhez a ponthoz illeszthető vízszintet és ettől az értéktől kezdve a

jelleggörbével helyettesítjük, hosszabbítjuk meg az adatsorunkat. Ezáltal megtudjuk, hogy milyen ütemben várható a vízszint csökkenése, ha a vizsgált időszakban nem hullik érdemi csapadék.

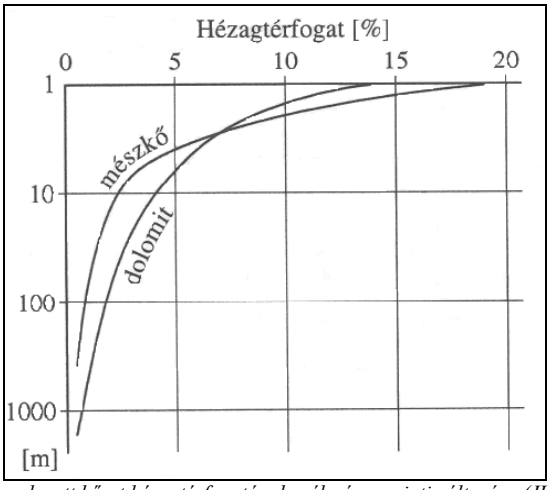


4. ábra: Saját képlet alapján számított jelleggörbe, és a belőle levezetett extrapoláció
Jelmagyarázat: fehér négyzetek – mért pontokból előállított jelleggörbe, szürke vonal – a saját számítás alapján előállított jelleggörbe, fekete vonal – a jelleggörbe extrapolációja
Fig. 4. Characteristic curve, calculated by own formula, and the resulting;
Legend: white squares - characteristic curve obtained from the measured points, gray line - characteristic curve, calculated by own formula,black line – the resulting

Az extrapoláció szempontjából nem releváns ugyan, de fontos megjegyeznünk, hogy még egy enyhe meredekség csökkenés megfigyelhető ezen az alsó szakaszon is, mégpedig 525 mBf-i vízszintek esetén, ami 255 m terepszint alatti mélységnek felel meg. A vízszint előrejelzésének szempontjából viszont ezt az alsó részt, egyelőre nem indokolt tovább osztani. Ezek alapján megállapíthatjuk, hogy 250 és 255 m terep alatti mélységben (530-525 mBf) elhelyezkedik egy átmeneti zóna, mely alatt a szabad szivárgás mértéke egyre kisebb, azt feltételezzük, hogy a hézagtérfogat értéke ez alatt a zóna alatt már igen alacsony. Ezt a feltételezést erősíti meg az *5. ábra* is, melyen a mészkő és a dolomit hézagtérfogatának mélység szerinti változása látható.

Az eredmények alapján jelenleg úgy gondoljuk, hogy a vízszint előrejelzések terén a helyzet tisztázott, a jelenlegi adatok birtokában kellő pontossággal jelezni tudjuk a vízszintek változását csapadékmentes időszakban.

A vízkészletek meghatározása viszont további pontosításokat igényel. Egyrészt a használt hézagtérfogat értéke (0,5; 0,75 %) az irodalmi ismeretek alapján túl magas, ennek értéke korábbi vizsgálatok alapján maximum 0,5 % lehet a Bükkben (*SZILÁGYI et al.* 1980).



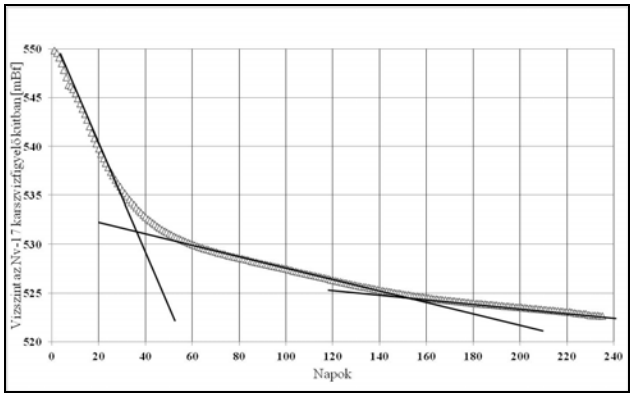
5. ábra: A hasadozott kőzet hézagtérfogatának mélység szerinti változása (JUHÁSZ 2002)
Figure 5. The porosity changes by depth in the fissure rock (JUHÁSZ 2002*)*

Az eddigi gyakorlat során a „*várható pillanatnyi dinamikus vízkészlet*” meghatározása történt. Szakmai tapasztalatok és ajánlások szerint ez az elnevezés manapság nem használatos, azokat a mai vízgazdálkodás egyik alapját jelentő EU-s Víz Keretirányelvben (VKI) sem használják. A kifejezés használatának elvetését indokolja az is, hogy a dinamikus vízkészlet fogalma szerint: „*a természetes dinamikus vízkészlet az a volumetrikus és áramló vízmennyiség, amely természetes körülmények között csapadékból történő utánpótlódással rendelkezik. A dinamikus készlet lényegében abban különbözik a statikus készlettől, hogy ha kitermeljük, a termelés során átalakult tároló a termelés megszűnése után újratöltődik.*” (*JUHÁSZ* 2002) Ezek szerint a „*dinamikus karsztvízkészlet*” olyan karsztvízkészlet, mely a nyíltkarszton a csapadékból folyamatosan utánpótlódó, tetőhelyzetben lévő karsztvízszinttől a forrásig, ill. karsztkútig tartó zónában, különböző sebességgel mozgó teljes karsztvízmennyiség. Így a Bükk-térségben a hideg és meleg, összefüggő karsztvízkészlet a legmélyebben lévő (a hidegkarsztvízzel kapcsolatban álló termálkarsztvíz) kivételi helyétől (a legmélyebb kút legalsó szűrőzött szakaszától) a legmagasabban lévő hidegkarsztvíz szintje közötti zónában helyezkedik el, ami az 550 mBf-i szinttől a -2150 mBf-i szintig tart 2012 elején, azaz egy 2700 m-es mélységközt fog át. Ez azt jelenti, hogy ezen rendszeren belül – ha azt mind „*egységesen dinamikus*”-nak tekintjük – nincs reális lehetőség a differenciálásra. A gyakorlati célokra inkább a „*fizikailag kitermelhető karsztvízkészlet*” megfogalmazás használható.

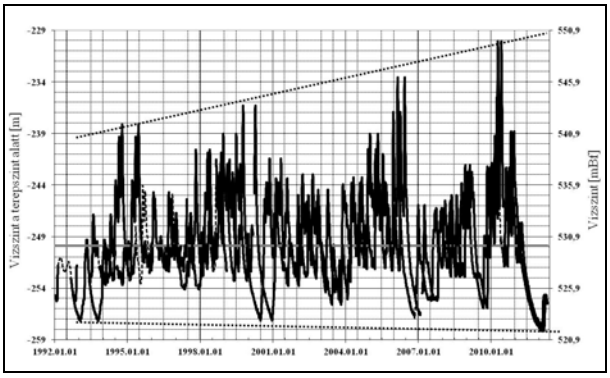
A következő kérdés, hogy ezt hogyan tudjuk meghatározni, mi az a viszonyítási alap, mely az eddig használt 1993. novemberben mért, „*abszolút minimumnak*” gondolt értéket helyettesíthetné?

A Bükk nyíltkarsztos jellegű területén a döntő mértékű – vertikális és horizontális – karsztvízmozgás zónáját több vizsgálattal próbáljuk megállapítani. Ahogy azt az imént láthattuk (*5. ábra*) az irodalmi adatok szerint a hézagtérfogat (mint minden kőzet esetében, így a karszt területeken is) lefelé exponenciálisan csökken (*JUHÁSZ* 2002). Az *5. ábra* szerint kb. 300 m alatt a hézagtérfogat gyakorlatilag azonos, kicsi, néhány tized %-os értékre csökken. Ez azt jelenti, hogy a mélység növekedése során a vízmozgás sebessége radikálisan csökken és kb. 300 m körül gyakorlatilag azonos mértékűvé válik. (Ez regionálisan mindenképpen igaz, lokális eltérés természetesen lehet.)

A Bükk nyíltkarsztos vízgyűjtő területén a karsztvíz vertikális ingadozásának zónája az 550 és 520 mBf-i magasságok, ill. a 230 és 260 m terep alatti mélységek által közrefogott sáv, a nagymezői Nv-17 karsztvíz-megfigyelő kút 20 éves adatsora alapján. Az Nv-17 karsztvíz-megfigyelő kútban a vizsgálati idő alatt tapasztalt karsztvízszint változását a *7. ábrán* mutatjuk be, kiemelve a mérések alapján megállapítható vertikális ingadozás tartományát, ill. a jelzett 530 mBf-i (-250 m terep alatti) karsztvízszintet.

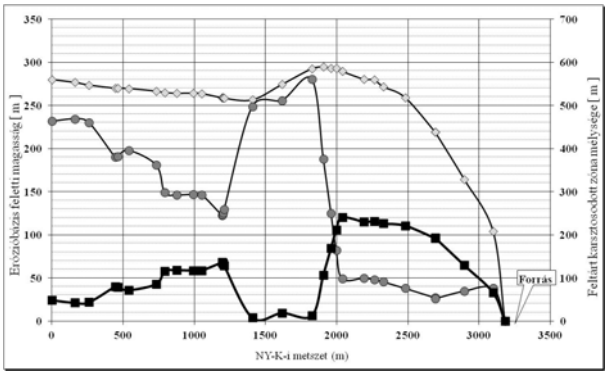


6. ábra: Az Nv-17 kútban mért, a csapadékhatástól megfosztott vízszinteket ábrázoló jelleggörbe, a jellemző görbeszakaszokra illesztett meredekségekkel
Fig. 6. Characteristic curve showing water levels without the effect of precipitation, measured in the Nv-17 monitoring well; with lines of tengency on the characteristic curve sections



7. ábra: A napi vízszintek az Nv-17 kútban, az ingadozási sáv megjelölésével
Fig. 7. Daily water levels in the Nv-17 monitoring well, with the fluctuation zone

Az Nv-17 esetében a jelleggörbén – melyet a csapadék által nem zavart vízszintekből állítottunk össze (*DARABOS – LÉNÁRT* 2012), – kb. 530 mBf-i szintben (-250 m terep alatti mélységben) van egy igen jelentős törés – *6. ábra* – amit az előbbieknek megfelelően, szintén a jól karsztosodott zóna aljának tulajdonítunk. Az intenzív horizontális és vertikális karsztvízmozgási zónát a hegységben lévő barlangok mélységének figyelembe vételével is megpróbáltuk meghatározni (*HERNÁDI et al.* 2012a, b). Ez a zóna a Bükkben 260 – 270 m terep alatti mélységűnek adódott a *8. ábra* alapján. (További, pontosítandó kérdés, hogy a karsztvízszintet elérő víznyelő barlangok fő vízvezető – legalsó, ember számára is járható – szintjei alatt van-e még érdemi vastagságú jó vízvezető zóna?)



8. ábra Vízgyűjtők erózióbázisa fölött eddig feltárt karsztosodott zóna, Soltész-forrás vízgyűjtőjéhez tartozó metszet (HERNÁDI et al. 2012a, b)
Jelmagyarázat: világosszürke trapéz - barlang bejárat, töbör; sötétszürke kör – barlang végpont, fekete négyzet: a feltárt karsztosodott zóna
Fig. 8. Karsted zone above the erosion base of the catchment areas, section belonging to the catchment area of the Soltész spring (HERNÁDI ET AL. 2012a, b);
Legend: Light gray trapezoid – cave entrance, doline; dark gray round – end of cave; dark square – explored carstic zone

A másik nagymezői, a Miskolchoz és a hegylábi forrásokhoz közelebbi, alacsonyabb szinten lévő M-6 karsztvízfigyelő kút -266 m (457 mBf) – -275 m (447 mBf) közötti vízszintváltozása jól kapcsolható mind a barlangok, mind az Nv-17 karsztvízfigyelő kút által kijelölt karsztosodási zónához.

A fentiek alapján a legjobban karsztosodott zóna alsó határát kb. 300 m terep alatti mélységben (kb. 480 mBf-i értékben) húzhatjuk meg a Nv-17 karsztvízfigyelő kútban. (Ezzel egy természetes határt jelölünk meg, melyet több vizsgálati eredmény is megerősít.)

A fizikailag kitermelhető készlethez a hegységperemektől távolabb lévő, a fedett termálkarsztba mélyült kút beáramlási zónája feltétlenül figyelembe veendő. Főleg azért, mert az utánpótlási terület – jelenlegi tudásunk alapján – elsősorban a Bükk nyíltkarsztos területéhez kapcsolódik, de részletesen meg kell vizsgálni az esetleges, törmelékes összletből, vagy a karbonátos összlet alatti kőzetekből történő utánpótlódás lehetőségét. (A felszíni porózus kőzetek alatt lévő termálkarsztos területeken a karsztosodott kőzetekben a fő áramlási zóna fúrásokkal feltárt vastagsága a Bükk-térségben 100 m-nél kevesebb.)

További kiegészítésként fontosnak tartjuk azt is, hogy maga a Bükk-hegység döntő mértékben hideg karsztvizet tartalmaz, de mivel a karsztos kőzetei közvetlen kapcsolatban vannak a törmelékes kőzetekkel, eltemetett karsztos kőzetekkel, ezért a Bükk-térségben egységes hideg-meleg karsztrendszerről lehet beszélni. Ennek a kapcsolatnak a maximális figyelembevétele a karsztvíz minőségének és mennyiségének, vízszintjének megóvásakor rendkívül nagy jelentőséggel bír. A kiemelt helyzetben lévő Bükk hegységben a hidegkarsztvíz nyomása hatására gyakorlatilag állandó, de különböző mértékű (alapvetően a hézagtérfogattól függő) mozgásban lévőnek tekinthető a nyílt és a fedett karsztban mozgó karsztvíz. (A tetőhelyzetben lévő karsztvízszinttől a forrásig, ill. a karsztkút beáramlási szakaszáig.)

Mivel azt az álláspontot fenntartjuk, hogy a fizikailag kitermelhető készletek esetében is igaz, hogy a termelés során átalakult tároló a termelés megszűnése után újratöltődik, már csak egy kérdés maradt: mekkora az az idő, amin belül a termelés során átalakult tároló a termelés megszűnése után újratöltődik? A „*csapadékból való utánpótlódás*” reális idejének meghatározása a csapadék változékonyságának ismeretében nagyon bizonytalanul határozható meg. (A 7, ill. 11 éves periódus léte meglehetősen elfogadott.) A BKÉR 20 évi adatai alapján a nagy minimumok 5-7 évente, a legjelentősebb maximumok 4-6 évenként következnek be. Ezek alapján a „*csapadékból való utánpótlódás*” reális idejének megközelítően egy 4-6 éves ciklus be-

csülhető, s ez meghatározza a csapadékhiányos időszakokban az esetleges helyi karsztvízszint csökkentés lehetőségét is.

5. Összefoglalás

Az ivóvíz ellátás zavartalan biztosítása érdekében folyamatosan történt és jelenleg is történik a Bükkből kitermelhető vízkészletek mennyiségének meghatározása. Az ivóvízellátás mennyiségi biztosításának szempontjából kritikus helyzetet a tartós csapadékmentes időszak jelent, ez indokolta, hogy a karsztvízszintek előrejelzését ilyen időszakban vizsgáltuk. A vizsgálati hely kiválasztásakor a Nagyvisnyó-17 nevű monitoring kútra esett a választásunk, mivel az eddigi előrejelzések is ez alapján a mérőhely alapján történtek, ill. ez az a megfigyelőhely, ami a Bükk-hegység karsztvízszintjét tekintve közel tetőhelyzetben van. A korábbiakban ezek az előrejelzések úgy történtek, hogy az éppen aktuális karsztvízszintekre egy jelleghelyes trendvonalat illesztettünk, és ennek a meghosszabbítása jelentette a várható vízszintek meghatározását, ehhez szükségünk volt még egy referencia szintre, amely „*feletti*” vízkészletet meghatároztuk. A referencia szint nem más volt, mint az 1993 novemberében mért „*abszolút minimum*” értéknek gondolt vízszint, melyet akkoriban kijelöltünk a dinamikus és statikus készletek feltételezhető határának. 2011-ben azonban a monitoring rendszer 20 éves története során soha nem mért szárazság lépett fel, így az addig mért „*abszolút minimum*” alá csökkent a vízszint, ami azt eredményezte, hogy az eddigi számítási módszerrel negatív eredményeket kaptunk a vízkészletek becslésekor, ami egyértelművé tette, hogy az előrejelzési módszerünket felül kell vizsgálnunk. Ennek során a 20 éves adatsorból kiindulva előállítottunk egy közel zavartalan csökkenési görbét, amit jelleggörbének neveztünk el. Ennek a mért görbének az egyenletét igyekeztünk a lehető legnagyobb pontossággal meghatározni, hogy azokra a tartományokra is tudjunk előre jelzéseket adni, ahol nincsenek mérési adataink. Többszöri kísérlet után, végül egy saját számítások alapján előállított (1/n) – típusú görbe bizonyult a legmegfelelőbbnek. Ez alapján az egyenlet alapján már extrapolálni is tudjuk a jelleggörbét, amely megmutatja számunkra a karszt kiürülésének folyamatát csapadékmentes időszakban.

Ezt a görbét azonban jelentős meredekségbeli különbségek miatt 530 mBf-i vízszinteknél (250 m terep alatti mélységben) 2 részre kell osztanunk, hogy a számítások a lehető legpontosabbak legyenek. Ez a meredekségbeli különbség továbbá meghatároz egy kb. 5 méteres tartományt, amely után jelentősen lecsökken a vízszintcsökkenés sebessége. Véleményünk szerint ez a hézagtérfogat mélységgel való jelentős csökkenésével magyarázható.

A Bükk nyíltkarsztos vízgyűjtő területén a karsztvíz vertikális ingadozásának zónája alapján, az Nv-17 jelleggörbéjét figyelembe véve (mely a karszt leürülésének folyamatát mutatja csapadékmentes időszakban), „*a hegységben lévő barlangok mélységének figyelembe vételével*" (*HERNÁDI et al.* 2012a, b) jelöltük ki azt a határt, amelyet figyelembe veszünk a fizikailag kitermelhető vízkészletek meghatározásához. Mindezek alapján a legjobban karsztosodott zóna alsó határát kb. 300 m terep alatti mélységben (kb. 480 mBf-i értékben) húzhatjuk meg a Nv-17 karsztvízfigyelő kútban. (Ezzel egy természetes határt jelölünk meg, melyet több vizsgálati eredmény is megerősít.) A viszonyítási alap elsődleges (az előzőekhez képest lényegesen, természetes alapon pontosított) kijelöléséhez elégséges az eddigi kutatási információ, de a most kijelölt viszonyítási alap pontosításához a BKÉR további tagjai, ill. a termálkarsztvizet termelő és megfigyelő kutak szolgáltatta adatokat is be kell vonni a vizsgálatba. Továbbá a jó vízvezető sávnak az értékeit a hegységperemen lévő nagy források térségében is meg kell határozni, s ezen vizsgálatok keretében célszerű eldönteni, hogy az kijelölheti-e a felfelé történő áramlási zónákat a hegységperemi nagy karsztforrások közelében, avagy ehhez feltétlenül szükségesek-e a peremi törésvonalak is. A vízkészletek meghatározása során a további vizsgálatok folyamán feltétlenül foglalkoznunk kell a növekvő számban létesített termálkarsztkutak által megváltoztatott, mozgásba hozott karsztvíz áramlási térével is.

6. Köszönetnyilvánítás

„A tanulmány/kutató munka a TÁMOP-4.2.1. B-10/2/KONV-2010-0001 részeként – az Új Magyarország Fejlesztési Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg"

IRODALOM

DARABOS E. – LÉNÁRT L. (2008): Csapadék és karsztvíz szintek összefüggéseinek vizsgálata a 2006. évi bükki karsztárvíz elemzése során, – Karsztfejlődés XIII. NyME, TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 43-60

DARABOS E. (2011): Examining relationships is data recorded with the Bükk Karst Water Monitoring System, –Karst Development 1. (1), pp. 6-12

DARABOS E. – LÉNÁRT L. (2012): Karsztvízszint előrejelzés a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) adatai alapján – Műszaki Tudo-

mány az Észak-Kelet Magyarországi Régióban, 2012. 05. 10., Szolnok (in press)
DARABOS E. – SZUCS P. – NÉMETH Á. (2012): Application of the ace algorithm on hydrogeological monitoring data from the Bükk mountains – Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica, Volume 47, 2, pp. 256-270
HERNÁDI B. – LÉNÁRT L. – HORÁNYINÉ CS. G. – TÓTH K. (2012a): A miskolci vízműforrások nyílt karsztjának vertikális és horizontális karsztosodottsága – http://fava.hu/siofok2012/eloadasok/d1_14_00_-hernadib.pdf.
HERNÁDI B. – LÉNÁRT L. – HORÁNYINÉ CS. G. – TÓTH K. (2012b): A bükki nyílt karszt vertikális karsztosodottsága. – Karsztfejlődés XVII. NyME, TTK, Szombathely (in press)
JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája – Akadémia Kiadó, Budapest, 188 p.
JUHÁSZ J. (2002): Hidrogeológia – Akadémiai Kiadó, Budapest, 938 p.
LÉNÁRT L. (2002): A bükki karsztvízkutatás történeti áttekintése. – A bükki karsztvízkutatás legújabb eredményei c. konferencia. Miskolc, 2002. január. 24-26. Karsztvízkutatás Magyarországon I., Budapest, pp. 1-18
LÉNÁRT L. (2006a): Környezet Informatikai Tankönyv – Kézirat, Miskolc, pp. 13-15
LÉNÁRT L. (2006b): „ A Bükk-térség karsztvízpotenciálja – a hosszú távú hasznosíthatóságának környezetvédelmi feladatai. – Észak-magyarországi Stratégiai Füzetek, Miskolc, III. (2): pp. 17-28
LÉNÁRT L. – HERNÁDI B. (2011): Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer, Karszthidrogeológiai mérési objektumok és víznyomjelzési eredmények, Térkép, Miskolc
PELIKÁN P. (2005): A Bükk hegység földtana, benne: Kovács S.: A Bükk fejlődéstörténete, MÁFI, Budapest, pp. 148-152
SZŰCS P. – HORNE RN. (2009): Applicability of the ACE Algorithm for Multiple Regression in Hydrogeology – Computaltional Geosciences 13., pp. 123-134
SZILÁGYI G. – BÖCKER T. – SCHMIEDER A. (1980): A Bükk-hegység regionális hidrodinamikai képe és karsztvízforgalma – Hidrológiai Közlöny, Budapest, 60. (2) pp. 49-96

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 63-78.

A BÜKKI NYÍLT KARSZT VERTIKÁLIS KARSZTOSODOTTSÁGA

HERNÁDI BÉLA – LÉNÁRT LÁSZLÓ – HORÁNYINÉ CSISZÁR GABRIELLA – TÓTH KATALIN
(hidrogeológusok) hernadib@t-online.hu

Abstract: In the period between 2006 and 2011, 1138 sinkholes were assessed for pollution. Between 1998 and 2011, 700 caves underwent the same assessment. Both were supported mainly by MIVÍZ. Based on the results, we have built a GIS database in recent years, suitable to lead to further conclusions, beyond answering the basic questions of the client.Some of the results are the isoline maps and their sections, showing the karsted zone. These are constructed by the level data of cave entrances, dolinas and cave end points, compared to the erosion base of the catchment area within the given partial catchment areas. When comparing these results to the influx zone of the karst water monitoring and karst water yielding drills in the Bükk and in its surrounding, we can conclude that the intensively karsted zone (important due to its water conductivity) in the Bükk and its surroundings is maximum 300 meters in thickness, with significant differences by areas.

1. Bevezetés

A Bükkben, ezen belül a MIVIZ (Miskolci Vízművek Kft) védőidomán 1998-2011 közt mintegy 700 barlang, 2006-2011-es időszakban 1138 töbör („*víznyelő*") szennyezés szempontú felmérésére került sor a MIVIZ támogatásával. A barlangok előzetes vizsgálata után a potenciálisan veszélyesnek tekintett 95 darabot különböző időszakokban, de rendszeresen ellenőrizzük, ill. a vizsgálataink alapvetően ezekre terjednek ki. Az éves tevékenységeket a kezdetektől, 10 ellenőrző jelentés tartalmazza (*LÉNÁRT* 2011a). (Mivel a munka vízművek céljainak megfelelően készült, ezért a töbör kifejezés helyett az eredeti dokumentumokban mindenkor víznyelők szerepelnek, itt viszont mindkét elnevezést használjuk, mivel minden töbör lényegében víznyelő is – vízműves szempontok alapján.)

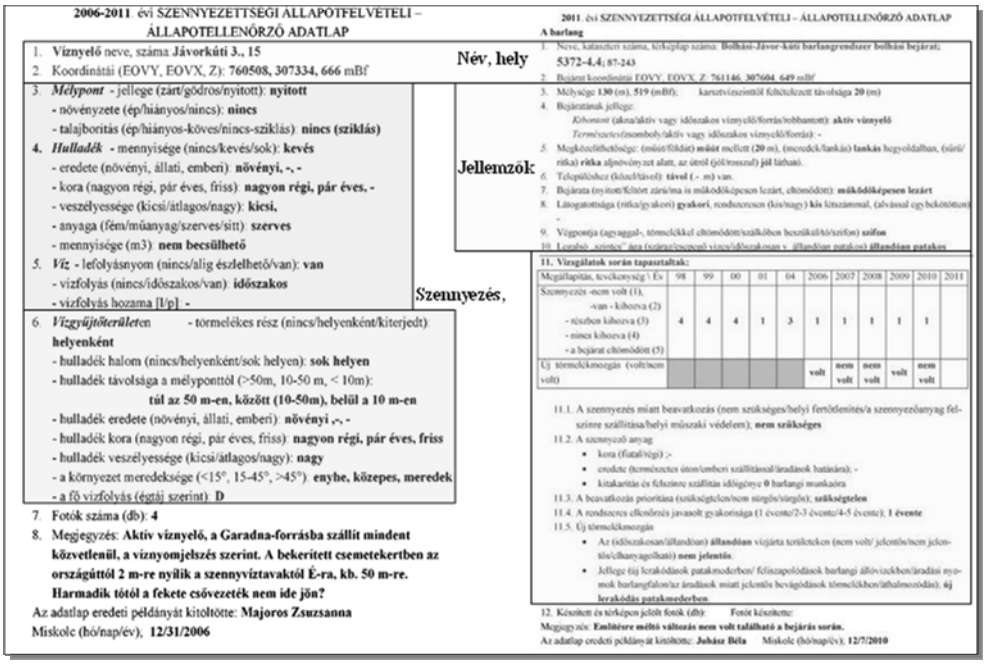
Az ellenőrzésekből származó, feldolgozandó adatok nagy tömege 2008-tól szükségessé tette a térinformatikai feldolgozás alkalmazását, melynek célja hármas.

- A felmérés irányítása (adatrögzítés és az adatbázis összeállítása).
- Térinformatikai adatbázis készítése.
- Tematikus térképek készítése a fent említett ellenőrző jelentésekhez. Az elmúlt négy év során elkészült számos térkép közül a térinformatikai adatbázisra építve a legjelentősebbek az alábbiak:
    - a vízgyűjtők lehatárolása, a felmért barlangok, töbrök („*víznyelők*") vízgyűjtőnkénti besorolása;

- a feltárt, karsztosodott zóna vastagságának meghatározása.

1. A felmérés, az adatrögzítés és az adatbázis összeállításának módszere

A 2008-ban az addigi munka folytatásaként a víznyelős (= töbrös) és a barlangos adatfelviteli űrlapokat a gépi adatfeldolgozás miatt kismértékben pontosítottuk, aktualizáltuk (*LÉNÁRT* 2011a)**.** Adatcsoportokat hoztunk létre és az adható válaszok körét az adatlapon feltüntetve csökkentettük ezzel könnyítve a felmérők helyszíni munkáját, és csökkentve a gépi adatrögzítés időigényét (*1. ábra*).



1.ábra: Víznyelők (töbrök) és barlangok szennyezettségi állapotfelvételi-állapotellenőrző adatfelviteli űrlapja
Fig. 1. Pollution assessment data form for sinkholes (dolinas) and caves

Az aktuális és a korábbi évek felmérési adatai az adatbevitelnek megfelelően kialakított „*víznyelős*” és „*barlangos*” Exceles táblázatba kerültek.

Ebből a barlangok rendszeres állapotellenőrzéséhez, a Word körlevél funkciót felhasználva, az előző időszaki állapotot tartalmazó adatfelviteli űrlapokat készítettünk objektumonként. Bejáráskor így azon csak a hiányzó részeket vagy a változásokat kellett jelölni, melyek a már említett adatbázisban rögzítésre kerültek.

2. Térinformatikai adatbázis

Az adatbázis kialakítása során nagy súlyt fektettünk a töbrök („*víznyelők*") és barlangok (köztük a víznyelő barlangok) pontos helyének meghatározására. Később ez adta az alapot a különböző raszteres térképek illesztéséhez és vektorizálásához. Térképünket a jobb felhasználhatóság érdekében egyéb adatbázisokból származó adatokkal is kiegészítettük (*2. ábra*).

II. Térinformatikai adatbázis

1. **Helymeghatározás**
   - Töbrök, víznyelők helyének meghatározása térképen, és a terepbejárásnál fellelt töbrök, víznyelők bemérése (GPS).
   - A jelentősebb barlangbejáratok helyének meghatározása.
2. **Raszteres alaptérképek illesztése és vektorizálása**
   - Barlangi térképek(felmérő csoportok munkáiból)
   - Víznyomjelzési térképek
   - Védőidom és vízgyűjtő lehatárolási térképek
3. **Egyéb adatbázisokkal való kiegészítés**
   - Országos Barlangnyilvántartás
   - VIFIR forráskataszter
   - VIMORE-s BKÉR

2. ábra: Térinformatikai adatbázis felépítése
Fig. 2. The structure of the GIS database

2.1. Helymeghatározás

Térképen, terepen GPS-es beméréssel, valamint barlangkataszter felhasználásával történt.

A víznyelős felméréseknél a töbröket („*víznyelőket*") részben a FÖMI M=1: 10 000-es alap, (*FÖMI* 1983) és a MÁFI földtani térkép (*MÁFI* 2002) egymásra illesztésével előre jeleztük, részben a felmérés során találtuk meg. A helyszíni GPS-s méréseket az adatrögzítés során M=1:10 000-es topgrafikus térképen ellenőriztük és szükség esetén korrigáltuk.

A barlangos adatok helymeghatározása és elnevezése a Barlang- és Földtani Osztály (Barlangtani Intézet) barlangkataszterének (*KVVM* 2008) alapján történt.

A korábbi térképről leolvasott koordináta értékeket a barlangkataszterből átvett GPS koordinátákkal és magassági adatokkal váltottuk fel. (E-

zek pontosságát a Z koordinátákra vonatkozóan ugyan kétségesnek tartjuk, de mivel „*hivatalos*” adat, kísérleti okokból használjuk. A térképeken nem vettünk észre erősen „*kiugró*” adatot, ami esetleg koordináta-problémára vezethető vissza.)

2.2. Raszteres alaptérképek illesztése és vektorizálása

A víznyelős és barlangi fedvényeken kívül az ábrázolandó térképi elemek részben raszteres, részben vektoros formában álltak rendelkezésre. Törekedtünk a térkép információgazdagságára és az áttekinthetőség biztosítására. Ezért az egyes objektumok pontosított koordinátái alapján megteremtettük annak a lehetőségét, hogy bármilyen raszteres térképet az ismert objektumok segítségével georeferálhassunk. Így sikerült illeszteni és vektorizálni különböző térképeket:

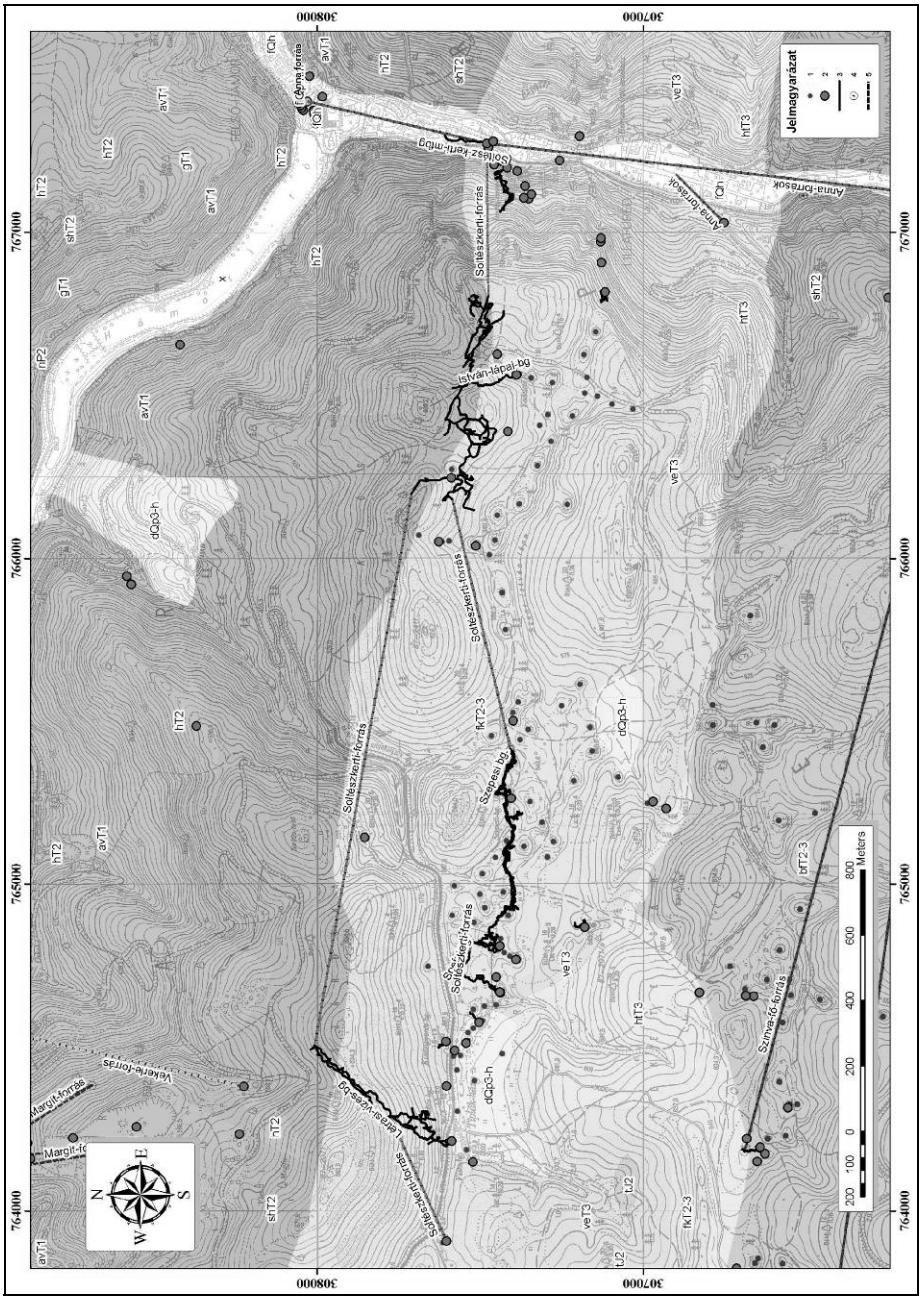
- A jelentősebb barlangok alaprajzi térképeit, a különböző felmérő csoportok munkáiból vettük át és illesztettük (KVVM 2012).
- Sásdi 2000. évi víznyomjelzési eredményeket összefoglaló térképét (*SÁSDI L*. 2000) az adatbázisunk alapján kiegészítettük, pontosítottuk.

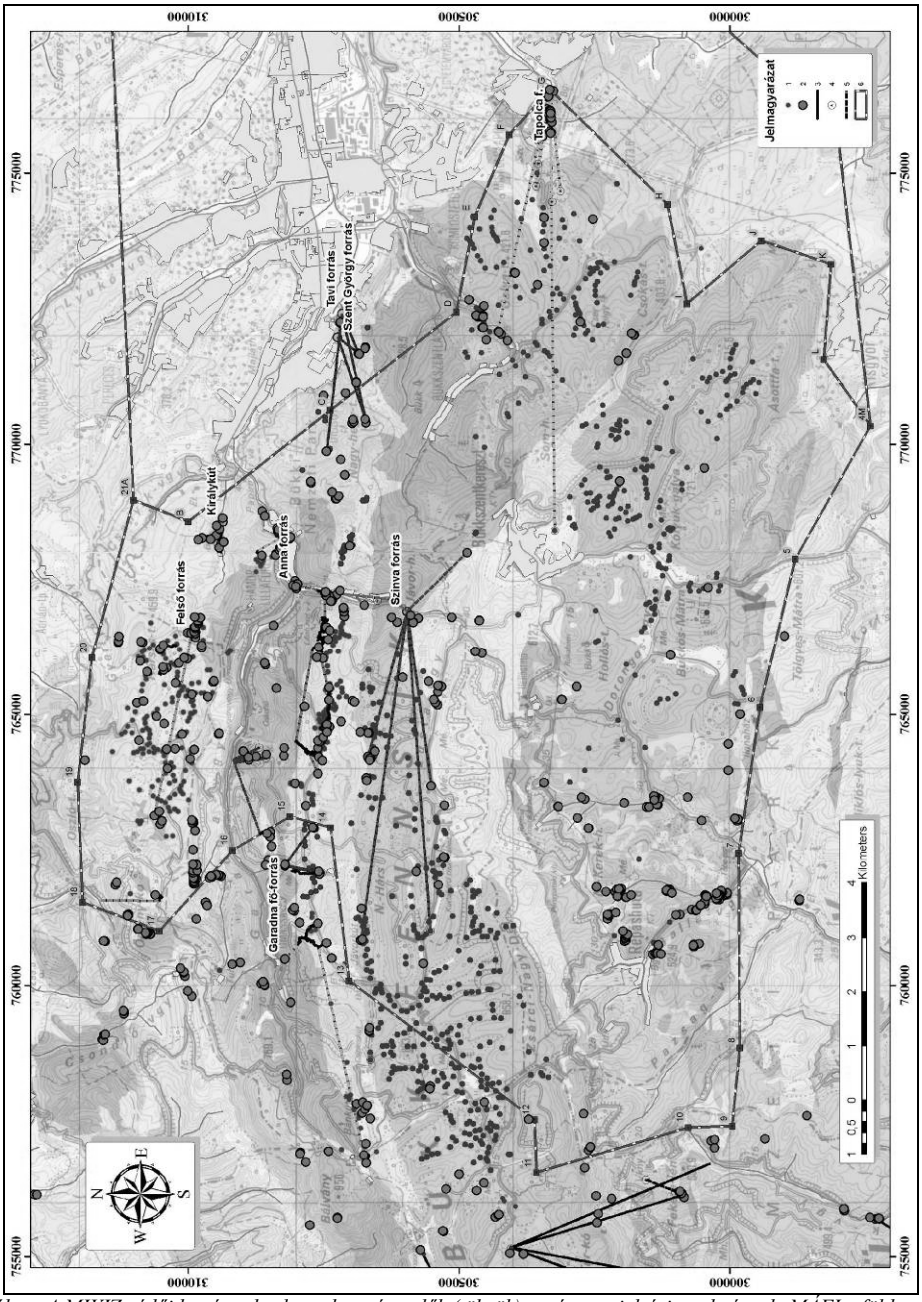
A munka eredményeként a legjobban feltárt Soltészkerti-forrás vízgyűjtőjén egybefüggő barlangrendszerek képe tárult fel (*3. ábra*).

Ábrázoltuk az eddig elkészült védőidom és vízgyűjtő lehatárolási térképeket, ezen belül a MIVIZ védőidom lehatárolását, a védőidom bejegyzési töréspont jegyzék felhasználásával (*BÖCKER – VECSERNYÉS* 1983, *4. ábra*).

A térképről jól látható, hogy a Garadna-forrás vízgyűjtője a MIVIZ védőidomnak nem része. A jelenleg befejezés előtt álló diagnosztikai vizsgálat ezt a hiányosságot már orvosolja.

Részletesebben vizsgálva a MIVIZ védőidomához tartozó vízellátásra foglalt forrásokat, a VITUKI vízgyűjtő lehatárolási térképe (*IZÁPY – MAUCHA* 1992) tesz egy kísérletet a forrásonkénti vízgyűjtő lehatárolásra (*5. ábra*) Itt a pontatlanságok jól láthatók, ezért szükségessé vált a vízgyűjtők lehatárolása az új ismeretek szerint.


Jelmagyarázat
Meters
Soltész-kerti-mbg
Soltészkerti-forrás
István-lápai-bg
Szapasi-bg
Szapasi-forrás
Szima-fő-forrás
Anna-bortasok
Margit-forrás
Vakarte-forrás
Cseresznyés-forrás
Cseresznyés-bg
Cseresznyés-mbg
Cseresznyés-tárna
Cseresznyés-tárna-mbg
Cseresznyés-tárna-forrás
Cseresznyés-tárna-bg



4. ábra: A MIVIZ védőidomán a barlangok, a víznyelők (töbrök), a víznyomjelzési eredmények MÁFI-s földtani és M=1:100 000-es FÖMI-s alaptérképen ábrázolva (Lénárt, Hernádi 2011) Jelmagyarázat: 1 víznyelő, töbör; 2 barlang bejárat; 3 barlangi alaprajz; 4 víznyomjelzés helye; 5 víznyomjelzési eredmény; 6 MIVIZ védőidoma;
Fig. 4. Caves, sinkholes (dolinas) and water trace results on the MIVÍZ protected zone, shown on the geological MÁFI map, and on the base map of FÖMI, M=1:10 000 (Lénárt, Hernádi 2011)
Legend: 1 sinkhole, recruitment; 2 cave entrances; 3 cave layout; 4 water tracer at; 5 water trace results belonging; 6 the MIVÍZ protected zone



5. ábra: A MIVIZ védőidomán a Maucha és Sárváry 1992. évi rész-vízgyűjtő lehatárolása, barlangok, töbrök („víznyelők"), víznyomjelzési eredmények MÁFI-s földtani és M=1:100 000-es FÖMI-s alaptérképen ábrázolva (Lénárt, Hernádi 2011). Jelmagyarázat: 1 víznyelő, töbör; 2 barlang bejárat; 3 barlangi alaprajz; 4 víznyomjelzés helye; 5 víznyomjelzési eredmény; 6 MIVIZ védőidoma; 7 Maucha és Sárváry (1992) rész-vízgyűjtő lehatárolás; Fig. 5. The Maucha and Sárvány partial catchment in 1992, delineated on the MIVÍZ protected zone; caves, sink-holes (dolinas) and water trace results , shown on the geological MÁFI map, and on the base map of FÖMI, M=1:10 000 (Lénárt, Hernádi 2011.) Legend: 1 sinkhole, recruitment; 2 cave entrances; 3 cave layout; 4 water tracer at; 5 water trace results belonging; 6 the MIVÍZ protected zone; 7 The Maucha-Sárvány partial catchment in 1992

2.3. Egyéb adatbázisokkal való kiegészítés

Egyéb adatbázisokkal való kiegészítés részben a vízgyűjtők lehatárolásának biztonságát, részben az egyes karsztvízészlelő objektumhoz tartozó (mérési, műszaki) adathalmazban való eligazodást segíti, melyek a következők:

- Barlangkataszteri adatok (*KVVM* 2008)
- VIFIR forráskataszter (*VITUKI* 2002)
- VIMORE-s BKÉR objektumok műszaki adatai (*LÉNÁRT* 2011b)

3. Tematikus térképek készítése

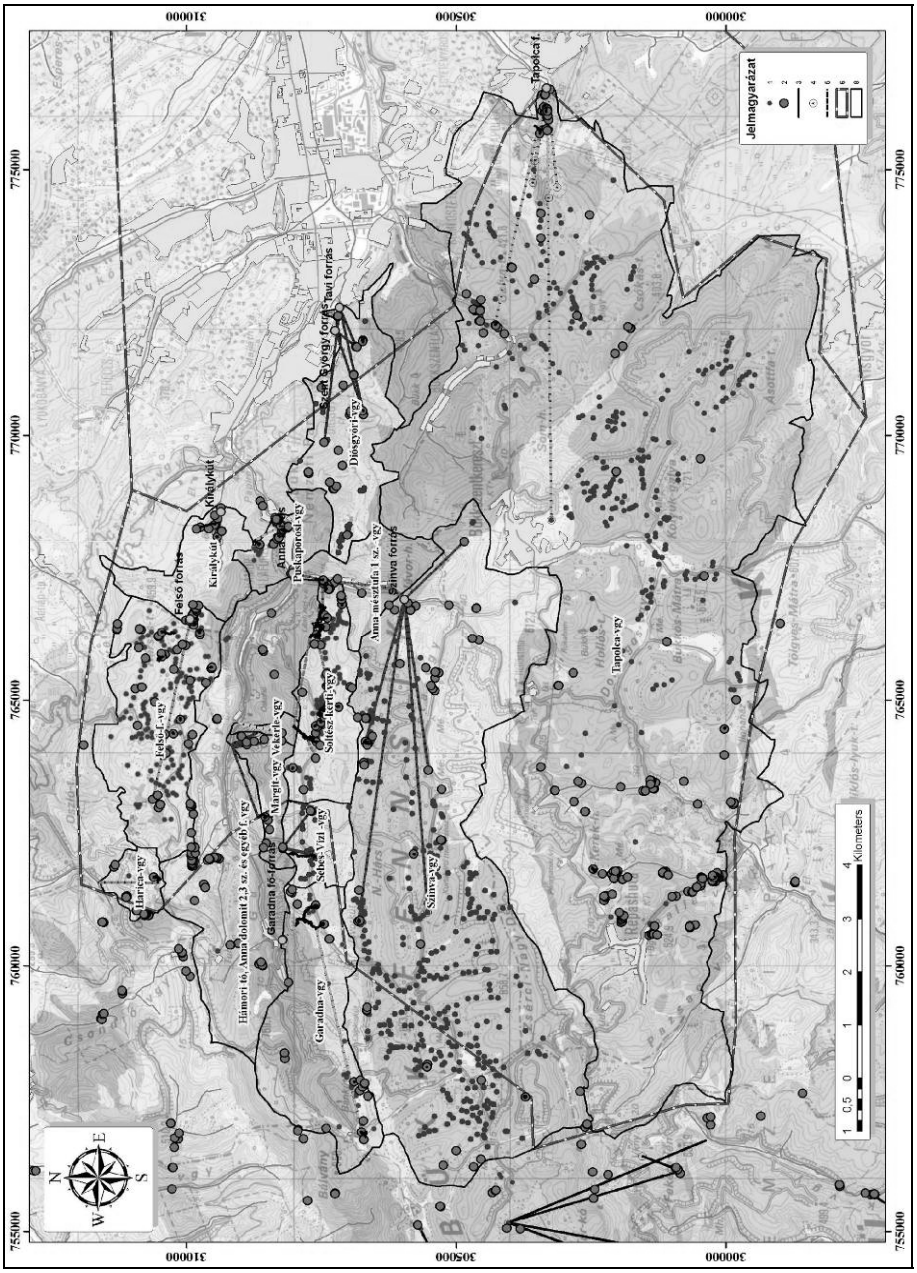
Az előzőekben ismertetett térinformatikai adatbázisra építve vizsgáltuk a MIVIZ védőidomához tartozóan a horizontális és vertikális karsztosodás mértékét.

3.1. A horizontális karsztosodás

Elkészítettük a vízgyűjtő lehatárolás térképét. Ennek során figyelembe vettük:

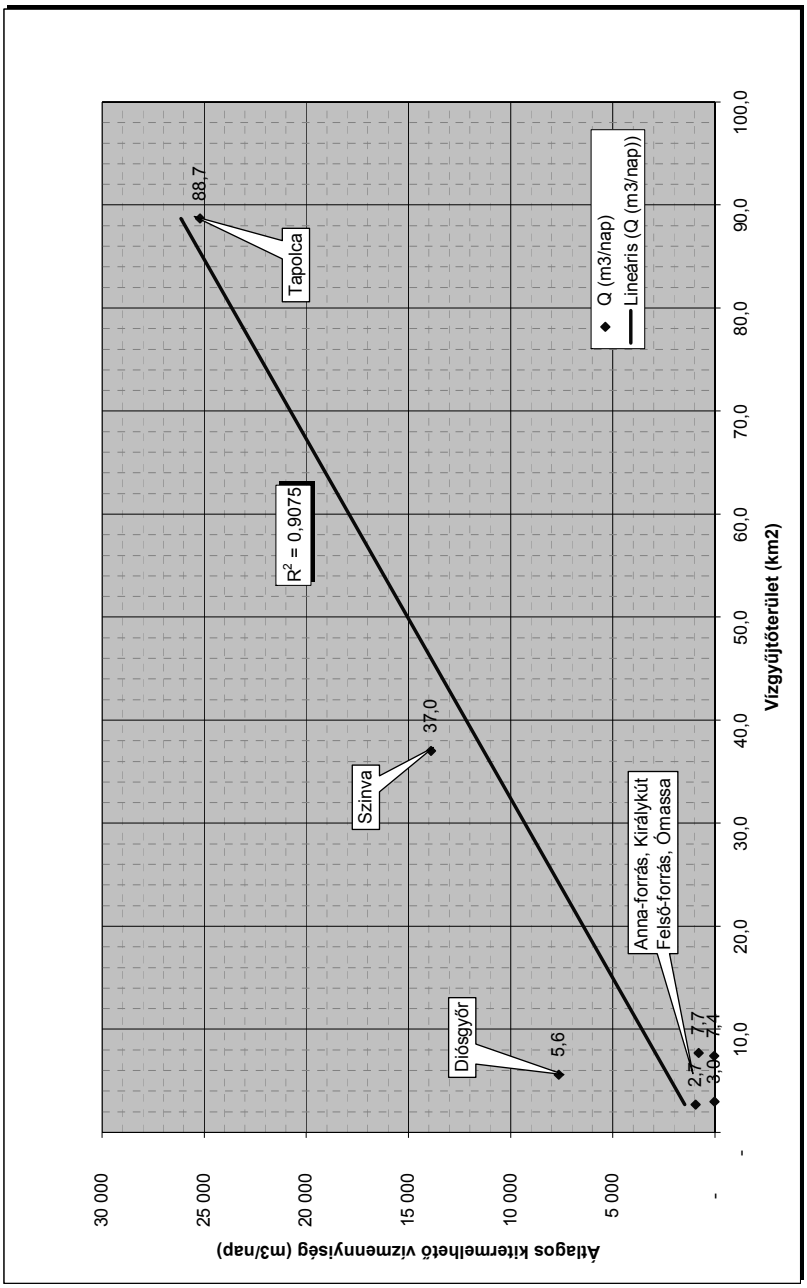
- a földtani viszonyokat és a VIFIR forráskatasztert a nem karsztosodó, vízrekesztő kőzetek meghatározásához;
- a földtani viszonyokat, a víznyelő-, barlangkatasztert, és a víznyomjelzési szűrt eredményeket a jól karsztosodó egyes vízgyűjtőkhöz tartozó területrészek lehatárolásához;
- a szintvonalas térképet a felszíni vízgyűjtőrész lehatárolásához. (*6. ábra*)

Az általunk lehatárolt vízgyűjtő területek nagyságát és a hozzájuk tartozó források kitermelhető vízmennyiségét kereszt korrelációban ábrázoltuk és a kapott 0,9-es korrelációs együttható bizonyította a szoros kapcsolatot a terület és a hozam között. Tehát megállapítható, hogy a lehatárolás arányosan történt.(*7. ábra*)



6. ábra: A MIVIZ védőidomán 14 rész-vízgyűjtő lehatárolása, barlangok, töbrök („víznyelők"), víznyomjelzési eredménye, MÁFI-s földtani és M=1:100 000-es FÖMI-s alaptérképen ábrázolva (Lénárt, Hernádi 2011) Jelmagyarázat: 1 víznyelő, töbör; 2 barlang bejárat; 3 barlangi alaprajz; 4 víznyomjelzés helye; 5 víznyomjelzési eredmény; 6 MIVIZ védőidoma; 8 a 14 rész-vízgyűjtő lehatárolása;

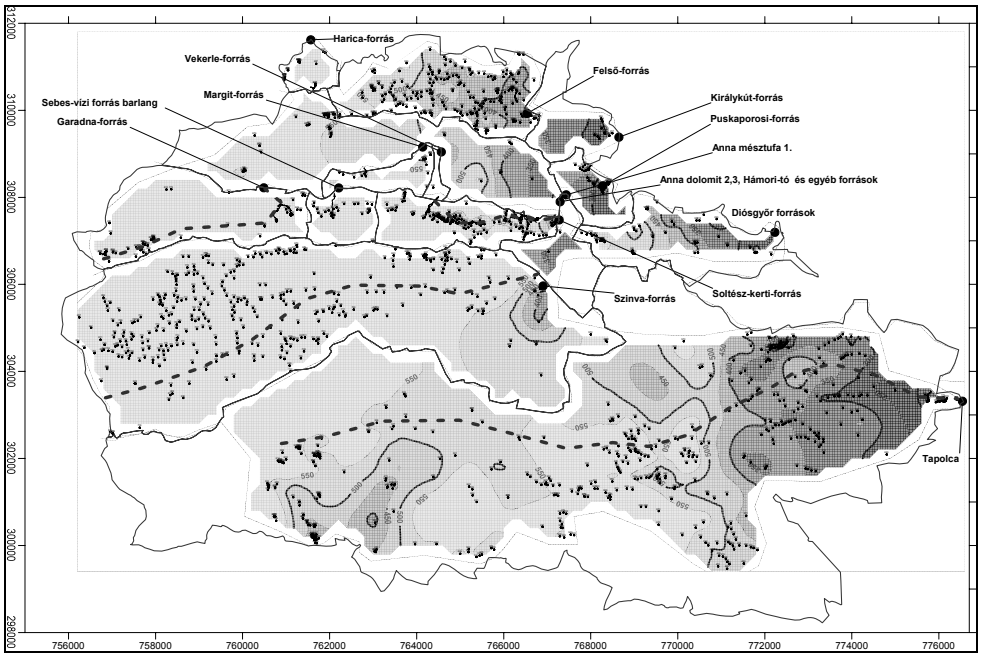
Figure 6. 14 partial catchment delineated on the MIVÍZ protected zone; caves, sinkholes (dolinas) and water trace results , shown on the geological MÁFI map, and on the base map of FÖMI, M=1:10 000 (Lénárt, Hernádi 2011) Legend: 1 sinkhole, recruitment; 2 cave entrances; 3 cave layout; 4 water tracer at; 5 water trace results belonging; 6 the MIVÍZ protected zone; 8 the 14 partial catchment delineated



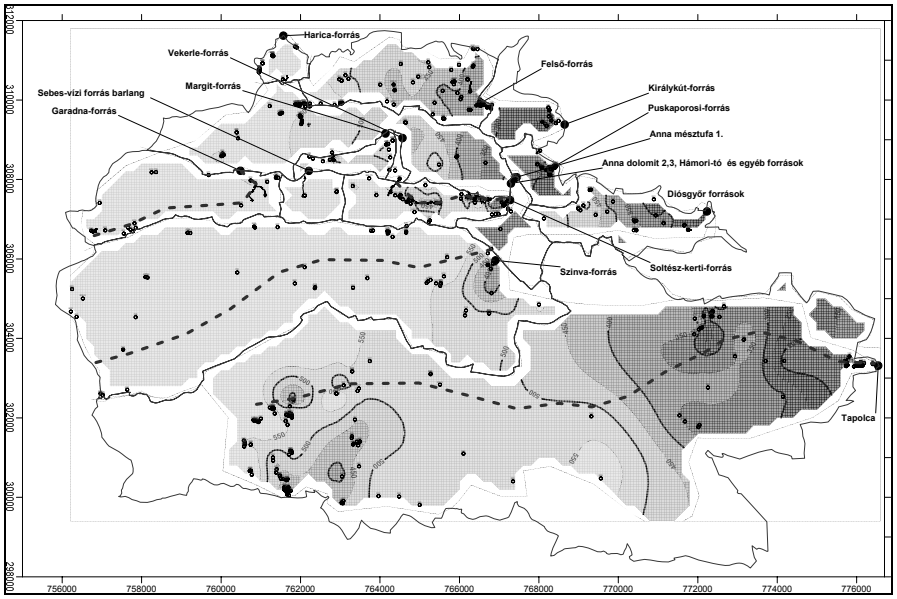
7. ábra: A lehatárolt vízgyűjtők [km^2] és a hozzájuk tartozó források vízjogi engedélyek alapján kitermelhető vízmennyiségének [m^3/nap] aránya (Horányiné, Hernádi 2012)
Fig. 7. The ratio of legally permitted exploitable water amount [m^3/day] on the delineated water catchment areas [km^2] and related springs (Horányiné, Hernádi 2012)

3.2. A vertikális karsztosodás

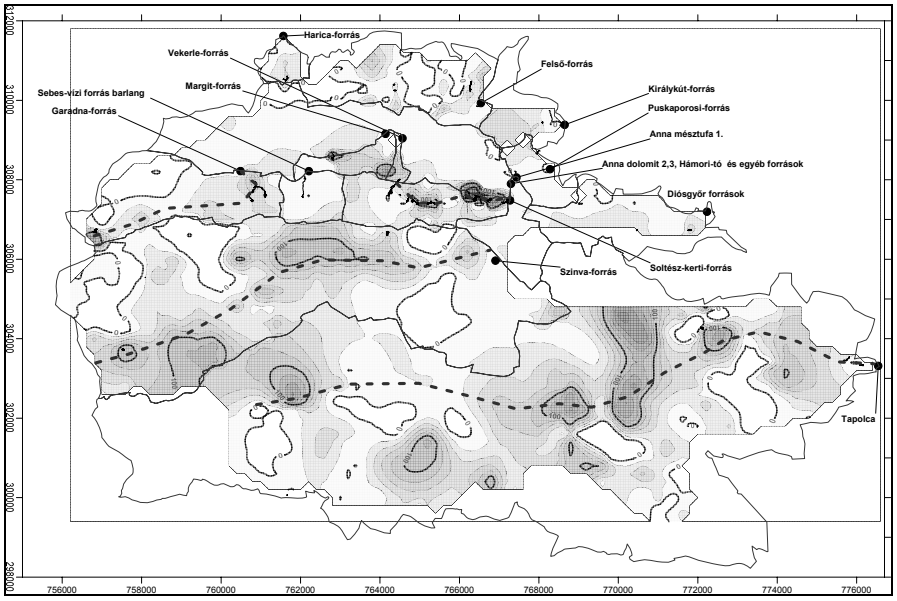
Vizsgáltuk még az általunk meghatározott vízgyűjtők erózióbázisához tartozó vertikális karsztosodás mértékét. A barlangbejáratok, töbrök („*víznyelők*"), valamint a barlangi végpontok szintjeiből térképeket és metszeteket szerkesztettünk. A barlangokkal eddig feltárt, erózióbázis feletti karsztosodott zóna az egyes vízgyűjtőkre meghatározhatóvá vált. (*8-13. ábra*).



8. ábra: Vízgyűjtők erózióbázisa fölött a barlangbejáratok, töbrök („víznyelők") szintadataiból szerkesztett izovonalas térkép [m], a metszetek nyomvonalával (Lénárt, Hernádi 2011)
Fig. 8. Isoline map [m], based on the level data of cave entrances and sinkholes (dolinas) above the erosion base of the catchment areas, with the traces of the section (Lénárt, Hernádi 2011)

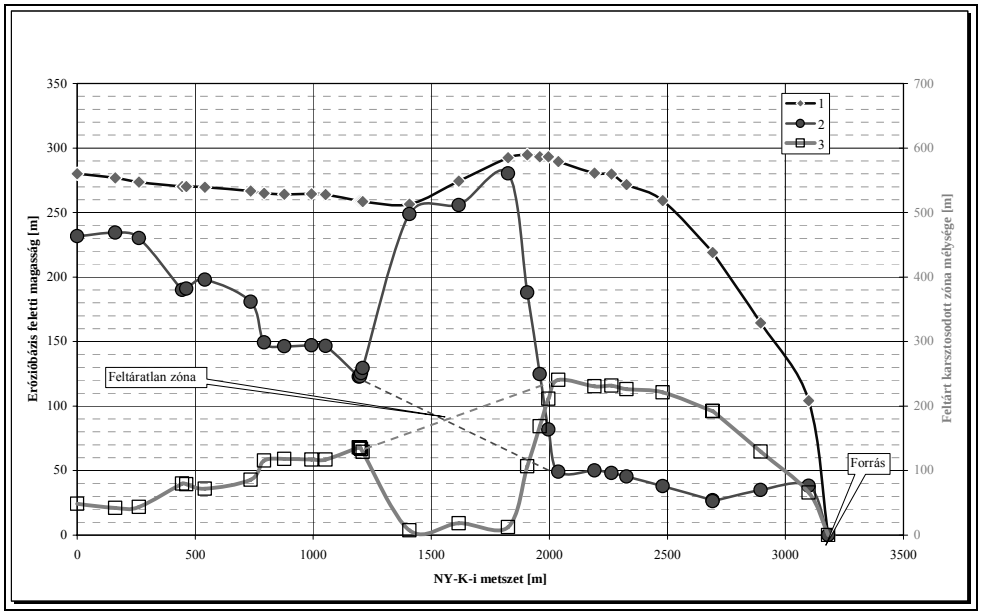


9. ábra: Vízgyűjtők erózióbázisa fölött eddig feltárt barlangbejáratok, töbrök („víznyelők") szintadataiból szerkesztett izovonalas térkép [m],a metszetek nyomvonalával (Lénárt, Hernádi 2011)
Fig. 9. Isoline map [m], based on the level data of cave passages and cave end points above the erosion base of the catchment areas, with the traces of the section (Lénárt, Hernádi 2011)



10. ábra: A vízgyűjtők erózióbázisa fölött eddig feltárt barlangjáratok zónája [m], a metszetek nyomvonalával (Lénárt, Hernádi 2011)
Fig. 10. Zone of explored cave passages [m] above the erosion base of the catchment areas, with the traces of the section (Lénárt, Hernádi 2011)

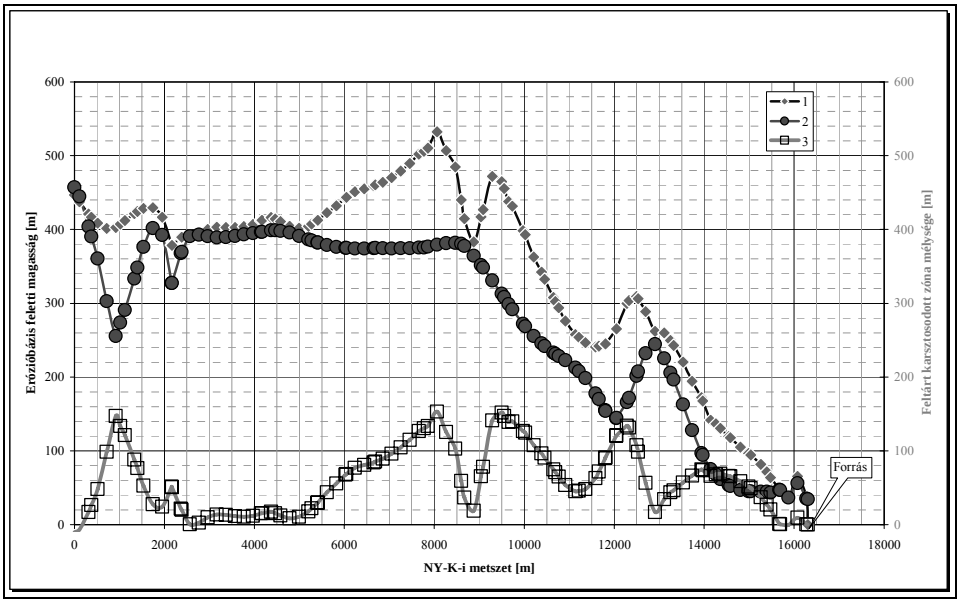
A mindössze (metszetben) 3,2 km hosszú Soltész Vízgyűjtő Rendszere, a karsztvízszintet elérő (Létrási-, Láner-, Szepesi-, István-lápai) eddig feltárt barlangjáratai alapján 50-260 m-es zónában karsztosodott (*11. ábra*).



11. ábra: A vízgyűjtők erózióbázisa fölött eddig feltárt karsztosodott zóna [m], a Soltész-forrás rész-vízgyűjtőjéhez tartozó metszet (Lénárt, Hernádi 2011). Jelmagyarázat: 1 barlangbejáratok, víznyelők (töbrök) szintadatai; 2 barlangjáratok, barlangi végpontok szintadatai; 3 eddig feltárt barlangjáratok zónája

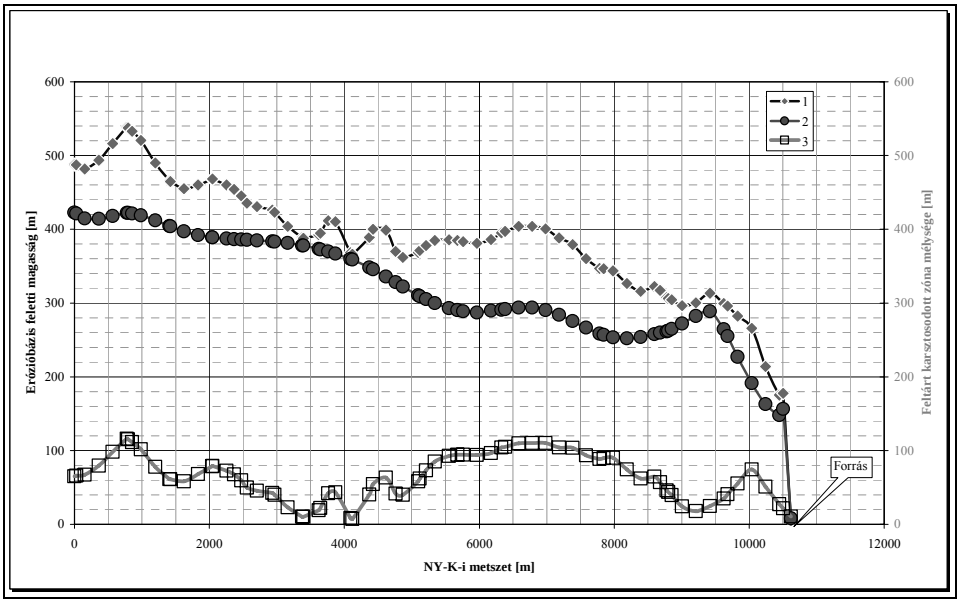
Fig. 11. Karsted zone [m] above the erosion base of the catchment areas, section belonging to the partial catchment area of the Soltész spring (Lénárt, Hernádi 2011). Legend: 1 cave entrances, sinkhole, recruitment levels data; 2 Flights cave, cave level data endpoints levels data; 3 zone has been explored underground caverns

A feltáratlan több mint 10 km hosszú Tapolca és Szinva rendszerhez tartozó vízgyűjtőn a karsztosodás maximális mértéke 300 m-re becsülhető (*12, 13. ábra*).



12. ábra: A vízgyűjtők erózióbázisa fölött eddig feltárt karsztosodott zóna [m], a miskolctapolcai rész-vízgyűjtőhöz tartozó metszet (Lénárt, Hernádi 2011). Jelmagyarázat: ld. 11. ábra;

Fig. 12. Karsted zone [m] above the erosion base of the catchment areas, section belonging to the partial catchment area in Miskolctapolca (Lénárt, Hernádi 2011). Legend: See the 11th figure



13. ábra: A vízgyűjtők erózióbázisa fölött eddig feltárt karsztosodott zóna [m], A Szinva-forrás rész-vízgyűjtőjéhez tartozó metszet (Lénárt, Hernádi 2011) Jelmagyarázat: ld. 11. ábra;

Fig. 13. Karsted zone [m] above the erosion base of the catchment areas, section belonging to the partial catchment area of the Szinva spring (Lénárt, Hernádi 2011) Legend: See the 11th figure

Eredmények, összefoglalás

A Bükkben a 2006-2011-es időszakban 1138 töbör („*víznyelő*”) és 1998-2011 közt mintegy 700 barlang szennyezés szempontú felmérésére került sor, elsősorban a MIVIZ támogatásával. A vizsgálati eredményekből az elmúlt években térinformatikai adatbázist építettünk fel, melyek már a megbízó alapvető kérdésein túlmutató megállapítások levonására is alkalmasak.

Egyik ilyen új eredményünk a meghatározott rész-vízgyűjtőkön belül a vízgyűjtő erózióbázisához viszonyítottan a barlangbejáratok, töbrök („*víznyelők*”) valamint a barlangi végpontok szintjeiből szerkesztett térképek és metszetek, melyek az eddig feltárt karsztosodott zónát mutatják be. Ezeket a Bükkben és a Bükk-előterében mélyített karsztvízszint figyelő és karsztvíz termelő fúrások beáramlási zónáival összevetve megállapítható, hogy a Bükkben és előterében az intenzíven karsztosodott (vízvezető képesség szerint döntő) zóna maximális vastagsága mintegy 300 m-re tehető.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány (és az előadás) a TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0001 jelű projekt részeként – az Új Magyarország Fejlesztési Terv keretében – az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

IRODALOM

BÖCKER, T. - VECSERNYÉS, GY. (1983): Miskolc város vízellátására foglalt karsztforrások védőidomának víz- és környezetvédelmi atlasza, Hungalu Budapest.

FÖMI (1983): EOV (Egységes Országos Vetület) térképek M= 1:10 000, M=100 000 méretarányban, Budapest.

LESS Gy. (szerk.) (2002): A Bükk hegység földtani térképe 1:50 000, MÁFI, Budapest.

KVVM Barlangtani és Földtani Osztály (2008): Barlangkataszter, Budapest. http://www.termeszetvedelem.hu/

KVVM (2012): A jelentősebb barlangok alaprajzi térképei, a különböző felmérő csoportok munkáiból, Budapest., http://www.termeszetvedelem.hu/

LÉNÁRT L. (2011a): A miskolctapolcai vízműforrások védőidomán található barlangok és víznyelők szennyezettségi állapotának ellenőrzése (10) – Karsztvízgazda Bt., kézirat, Miskolc.

LÉNÁRT L. (2011b) A bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere XX/a., – Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet, kézirat, Miskolc.
IZÁPY, G. – MAUCHA, L. (1992): A Bükk-hegység vízháztartási viszonyai. – A Bükk karsztja, vizei, barlangjai, Miskolc, pp. 131-142.
SÁSDI L. (2000): A bükki víznyomjelzések és eredményeik. – Térképi mellékletek, Budapest.
VITUKI (2002) Vízföldtani információs Rendszer (VIFIR) Felszín alatti vízminőségi adatbázis forráskataszteri része, Budapest.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 79-88.

BESZIVÁRGÓ VIZEK VIZSGÁLATA A HARCSASZÁJÚ-BARLANGBAN

SZALAI ZSÓFIA[1] – KISS KLAUDIA[1] – SZABÓ EMŐKE[2] – SZILI-KOVÁCS TIBOR[3] – VILLÁNYI ILONA[3]

[1] Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1./c
[2] Papp Ferenc Barlangkutató Csoport
[3] Magyar Tudományos Akadémia ATK Talajtani és Agrokémiai Intézet, 1022 Budapest, Herman Ottó út 15.
kissklau7@gmail.com

Abstract: *In the caves of Buda Hills there have been many dripping water chemistry analyses for three decades, however we had no data from Harcsaszájú Cave. In our work we show the results of the first measurements in this cave.*

1. Bevezetés

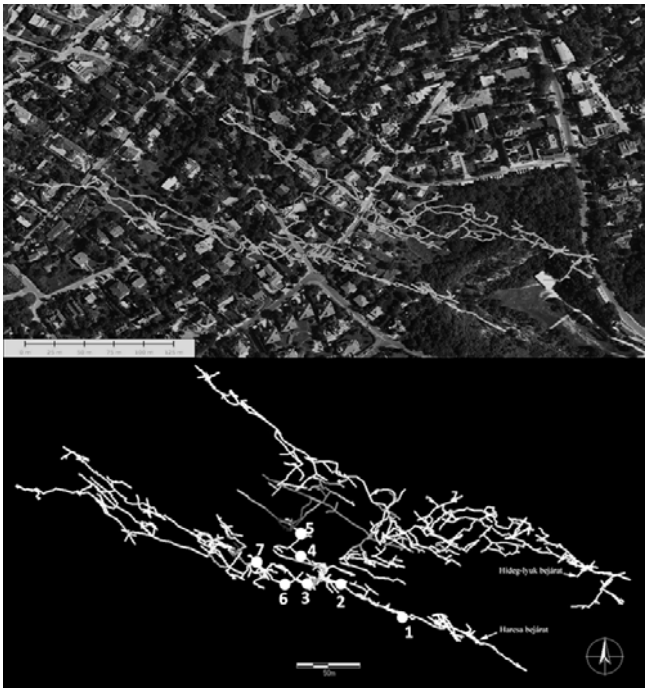
A Rózsadomb számos barlangjában végeznek vízminőség vizsgálatokat a ’80-as évek óta. AHarcsaszájú-barlangban az állandó, havonkénti mintavételt 2011. decemberétől végezzük. Célunk a barlangot érő természetes és antropogén folyamatok vízminőségre gyakorolt hatásainak elemzése. A terület felszínborítása mára megváltozott (*MARI-FEHÉR* 1999): szinte teljesen beépült, ami a beszivárgási viszonyok és a csepegővizek kémiai összetételének változásához is hozzájárulhat. Minthogy a beszivárgó vizek a főkarsztvizet táplálják, védelmük különösen fontos.

2. A vizsgált barlang és környezete

A Harcsaszájú-barlang a Rózsadomb alatt húzódik, a Látó-hegy lábánál. A barlang bejárata a Pálvölgyi-kőfejtő északnyugati sarkában 215 m tszf. magasságban nyílik, a felső művelési szinten a Bagyura-barlang fölött (*O.B.NY.*). Járatrendszere a Szépvölgyi Mészkő Formációban alakult ki, illetve egyes magasabban fekvő járatai a mészkő fölé települt Budai Márga Formáció rétegeibe is felharapódznak. Az alsóbb részeken, – például a Mátyáshegyi-barlanggal ellentétben –, járatai sehol sem érik el a triász kori

szinteket. A főhasadékok csapásiránya követi a Pálvölgyi-barlang nyugati részének szerkezeti vonalait, Ny-Ény-i 110°-290°. Körülbelül 150 méteres távolságig mélyülnek, utána pedig emelkedni kezdenek. Fejlett kereszthasadékok csak ritkán alakultak ki (*SZABÓ* 2008, *NAGY* 2010).

A városi környezetben a geokémiai tényezőket az antropogén hatások is jelentősen befolyásolják. A barlang vízgyűjtő területét meghatározza, hogy járatai benyúlnak a Cseppkő utca alá, keresztezik a Pálvölgyi út vonalát, a legtávolabbi járatok pedig a Vihorlát és Napsugár utca közé esnek (*NAGY* et al. 2010). Járatai nagyrészt kertes házas lakóövezet alatt húzódnak (*1. ábra*). A Harcsaszájú-barlang vízgyűjtő területén számos veszélyeztető tényezőt találhatunk, úgy mint automata öntözőrendszerek, esővíz kivezetők, illegális szemétlerakók, parkolók, utak csúszásmentesítése és medencék. Viszont a Pálvölgyi- és Mátyáshegyi-barlanggal ellentétben ez a barlang tömegközlekedéstől mentes mellékutcák alatt húzódik, és csatornahibákat sem találtunk itt.



1.ábra: A Harcsaszájú-barlang felszínborítása és a mérőpontok sorrendben (1 – Cseppköves kürtő, 2 – Malacfürdő, 3 – Uffizi, 4 – Nagy kő alatt, 5 – Nedv-terem, 6 – Csodavár, 7 – Felbújó-terem)
Fig. 1: Land cover of Harcsaszájú Cave and measurement points

Az *I. táblázat*ban összegezve látható, hogy az egyes komponensek milyen természetes, és antropogén hatások által kerülhetnek a felszín alatti vizekbe (különös tekintettel a Rózsadomb területére).

I. táblázat
Table I.

Az egyes komponensek természetes és antropogén forrásai
Natural and anthropogenic sources of the chemical components

Komponens	Természetes forrás	Antropogén forrás
Ca^{2+}; Mg^{2+}	kőzetek (mészkő, dolomit), talajok	utak sózása
Cl^-	ásványok	kommunális szennyvíz, utak sózása, háztartási vegyszerek (hipoklorit), medencék fertőtlenítése, vízvezeték hálózat meghibásodása, öntözőrendszerek
NH_4^+; NO_2^-; NO_3^-	nem jellemző	emésztőgödrök, szikkasztók, műtrágyák, növényvédő szerek, csatornahálózat meghibásodása, szennyvizek rossz elvezetése
o- PO_4^{3-}	elenyésző mennyiségű: kőzetek ásványai, talaj	csatornahálózat meghibásodása, szennyvizek, mosószerek, detergensek, foszfát tartalmú műtrágyák
SO_4^{2-}	szulfidércek mállása, oldódása	tüzelőanyagok, szerves anyagok bomlása

3. Módszerek

A beszivárgó vizek vizsgálata 2011. december óta zajlik havi rendszerességgel. jelen munkánkban a három téli hónap mérési eredményeit mutatjuk be. A barlangban hét mintavételi pontot helyeztünk el. A mintavételhez *FEHÉR* (1995) módszerét alkalmaztuk, amellyel állandó vízcserélődés érhető el, így mindig az aktuálisan legfrissebb vízmintát gyűjtjük be. A méréseket az MTA CSFK Földrajztudományi Intézet laboratóriumában végeztük el, a MAGYAR IVÓVÍZVIZSGÁLATI SZABVÁNYNAK megfelelően. A mért paraméterek illetve komponensek a következők: pH, vezetőképesség, keménységformák, lúgosság, kalcium-, magnézium-, hidrogénkarbonát-, klorid-, nitrát-, nitrit-, ammónium-, ortofoszfátion.

A Cseppköves kürtő és az Uffizi pontok mintáiból egy alkalommal mikrobiológiai vizsgálatot is végeztünk. A vizsgálathoz a mintát 0,45 mikrométeres Whatman membránszűrőn szűrtük át, majd a szűrőket összes heterotróf csíraszám meghatározáshoz Nutrient táptalajon 20°C-on, E. coli kimutatáshoz MLGA táptalajon 33°C-on 4 óráig, majd 44°C-on 16 órán keresztül tenyésztettük. A vizsgálat az MTA ATK Talajtani és Agrokémiai Intézet laboratóriumában készült.

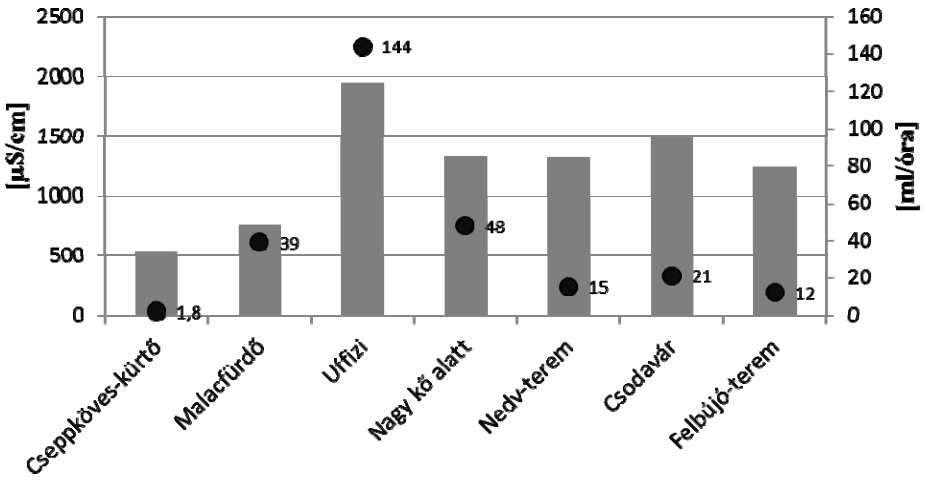
4. Eredmények

Jelen munkánkban a három téli hónap (2011. dec., 2012. jan., febr.) mérési eredményeit mutatjuk be. A mérőpontok jellemzéséhez az egyes mintavételi

helyekről vett minták átlagértékeit használtuk fel. Az eredményeket összehasonlítottuk más rózsadombi barlangokban vizsgált csepegővizek értékeivel, az összehasonlítást *BERGMANN* et al. 2011; *KISS* 2009, 2010, *FEHÉR* 2009, 2011 és *VIRÁG* et al. 2009 munkái alapján készítettük.

A pH értékek eltérése igen kicsi, 1 egységnyi eltérés sincs a legkisebb (Malacfürdő 7,8) és legnagyobb (Nagy kő alatt 8,4) pH értékű területek között. A beszivárgó vizek pH értéke más rózsadombi barlangok esetében sem mutat ehhez képest nagyon eltérő értékeket.

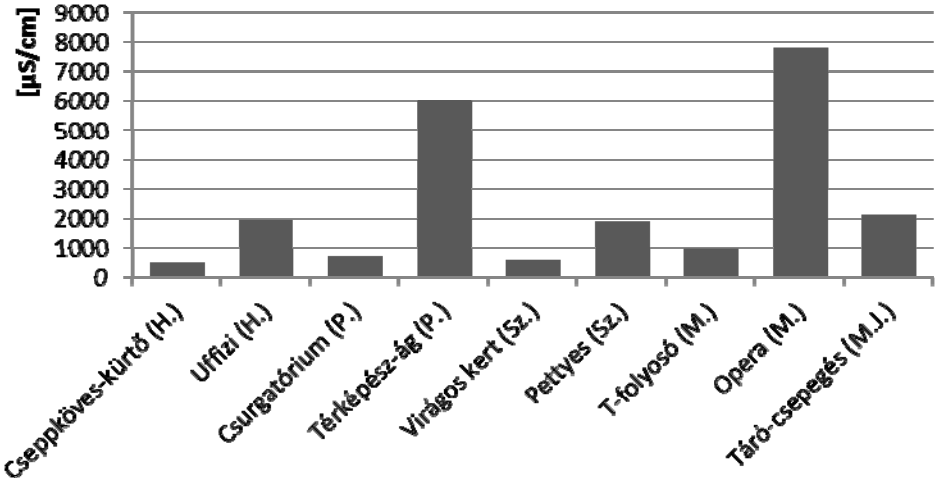
A fajlagos vezetőképesség értékek között több mint 1 nagyságrendi eltérés van a mintavételi pontok között (*2. ábra*). Értéke a legszennyezettebb ponton (Uffizi) a legmagasabb. A csepegési intenzitás és a szennyezettség között egyértelmű összefüggés nem mutatható ki. A vezetőképesség maximuma, a barlang legszennyezettebb pontján, harmada illetve negyede csak a Pálvölgyi- és Mátyáshegyi-barlang maximumainak. A barlang vezetőképesség értékei a Szemlő-hegyi-barlang és a Molnár János-barlang értékeihez hasonlítanak (*3. ábra*).



2. ábra: A fajlagos vezetőképesség átlagértékei és a csepegési intenzitás az egyes mérési pontokon
Fig. 2: Average values of the electrical conductivity and dripping intensity on each measurement point

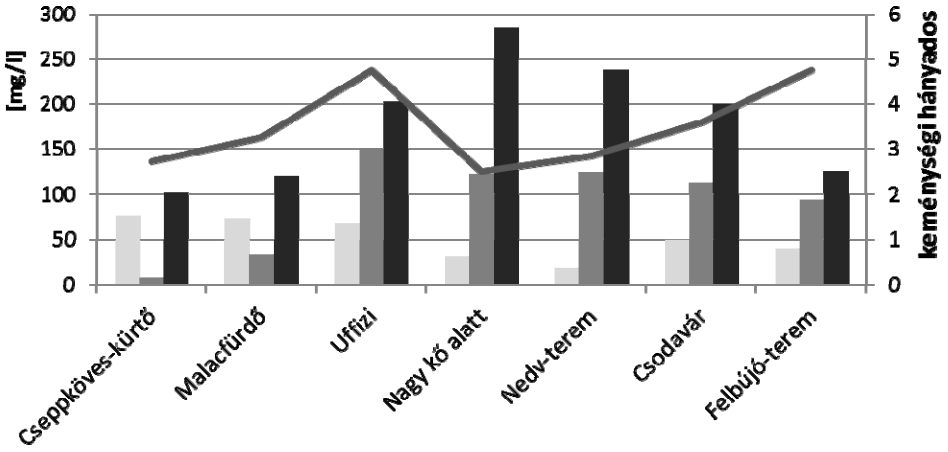
A keménységformák szempontjából a barlang beszivárgó vizei nem tekinthetők tipikus karsztvizeknek. A karsztvizek jellemzésére használható a keménységi hányados (Kh.) jelzőszám, ami az összes keménység és a karbonát keménység egyenértékben kifejezett hányadosa. A karsztvizekre alacsony állandó keménység és alacsony keménységi hányados jellemző: 1,1 érték körüli (*MAUCHA-IZÁPY*, www.fava.hu). Ehhez képest a Harcsaszájú-barlangban jóval magasabb értékek mérhetők. Relatíve alacsonyabb ke-

ménységi hányadossal rendelkező pont a Nagy kő alatti (2,48), a Cseppköves-kürtő (2,71) és a Nedv-terem (2,84) mintavételi helyek. Míg az Uffizi (4,75) és a Felbújó-terem (4,76) értékei a legmagasabbak *(4. ábra)*, ezt az alacsonyabb hidrogén-karbonát és a magasabb magnézium-ion koncentráció okozza.



3. ábra Vezetőképesség értékek a rózsadombi barlangokban: H: Harcsaszájú-barlang, P: Pálvölgyi-barlang, Sz: Szemlő-hegyi-barlang, M: Mátyás-hegyi-barlang, M.J: Molnár János-barlang
Fig. 3: Electrical conductivity values in caves on Rózsadomb: H: Harcsaszájú Cave, P: Pálvölgyi Cave, Sz: Szemlő-hegy Cave M: Mátyás-hegy Cave, M.J: Molnár János Cave

A magnézium aránya a karsztvizekben általában kisebb, mint a kalciumé. A Harcsaszájú-barlangnál azonban ez az arány megfordul *(4. ábra)*. A magnézium nagy aránya és abszolút mennyisége is arra enged következtetni, hogy legalább részben antropogén forrásból származik (utak sózására használt $MgCl_2$). Ez az 1:2-nél a legtöbb ponton nagyobb Mg^{2+}:Cl^- arányból nem derül ki egyértelműen, a két ion közötti erős korreláció (r=0,880) azonban ezt mutatja. *FEHÉR* (2009) a Pálvölgyi-, Szemlő-hegyi-, és Mátyás-hegyi-barlang 29 mintavételi pontját klaszter analízissel 11 csoportba osztotta. A csoportok magnéziumtartalma 10 és 110 mg/l között mozog, míg a Harcsaszájú-barlang esetében ennél nagyobb értékeket tapasztaltunk a Csodavárnál, a Nedv-teremnél, a Nagy kő alatt csepegővizeiben is illetve maximális értéke az Uffizi mintavételi ponton 151 mg/l.



4. ábra: A keménységet okozó ionok és a keménységi hányados kapcsolata
Ca^{2+} [mg/l]; Mg^{2+} [mg/l]; HCO_3^-[mg/l]; keménységi hányados.
Fig. 4:Relationship between the ions of total hardness and the hardness ratio
Ca^{2+} [mg/l]; Mg^{2+} [mg/l]; HCO_3^-[mg/l]; hardness ratio

A mérési pontok hidrogén-karbonát átlagértékei 100,7 mg/l és 285,4 mg/l között mozognak, ami alacsonyabb más magyarországi karsztos területek értékeinél (200-400 mg/l). Ennek oka a beszivárgási zóna kisebb mélysége és geológiai jellemzői (a magas agyagtartalom), illetve a talajtakaró teljes vagy részleges hiánya, degradáltsága (*KISS* 2010).

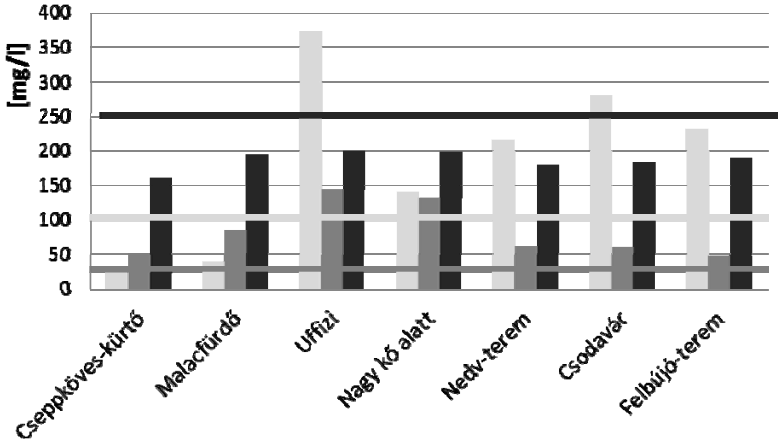
Az általában természetes eredetű szulfát koncentrációra nem jellemző nagy ingadozás. Minimuma a Cseppköves-kürtőnél 161,8 mg/l, maximuma az Uffizinál 200,3 mg/l, és szennyezettségi határértéket (250 mg/l) egyik mintavételi ponton sem éri el mennyisége. Mivel azokon a mintavételi helyeken sem jelentősen alacsonyabb a szulfát koncentráció *(5. ábra)*, ahol az egyéb antropogén ionok mennyisége alacsonyabb, ezért feltehető, hogy a szulfát ionok fő forrása ebben az esetben természetes „szennyezés", mivel a barlangjáratok feletti Budai Márga rétegekből *jelentős mennyiségű szulfát oldódhat ki*. Az antropogén hatások sem zárhatók ki (ennek bizonyításához azonban évtizedekkel régebbi adatsorra lenne szükség, ami nem áll rendelkezésre a barlangból). Más rózsadombi barlangok csepegővizeinek szulfát tartalmához képest a Harcsaszájú–barlangban kisebb értéket tapasztaltunk.

Az *antropogén szennyezések* jellemzése szempontjából a legfontosabb anion a nitrát- illetve a klorid-ion *(5. ábra)*. A mintavételi pontok között a legnagyobb eltérés a klorid koncentrációkban mutatkozik. Legkisebb koncentrációt a Cseppköves-kürtőnél 23,1 mg/l, maximális koncentrációt pedig az Uffizinál mértünk: 374,2 mg/l. Kis klorid koncentrációjú pont még a Malacfürdő (39,4 mg/l), a többi mintavételi pont csepegővizeinek klorid

koncentrációja 141,3 és 280,3 mg/l közöttiek, azaz mind meghaladja a *201/2001 Korm. rendelet* karsztszennyezést jelző határértékét (100 mg/l).

Az utak sózására a Rózsadombi barlangok területén tilos NaCl-ot használni, helyette $MgCl_2$-ot használnak. A nátrium mennyiségének mérésére sajnos nem volt lehetőség, így nem lehet megállapítani, hogy mennyire tartják be ezt. A klorid jó összefüggést mutat a Mg^{2+}-mal, és a fajlagos vezetőképességgel is (r=0,880 ill. r=0,953). A barlang beszivárgó vizeinek klorid-tartalma még a legszennyezettebb ponton is (Uffizi 374 mg/l) kevesebb, mint a Pálvölgyi-, vagy a Mátyás-hegyi-barlang maximum értékei.

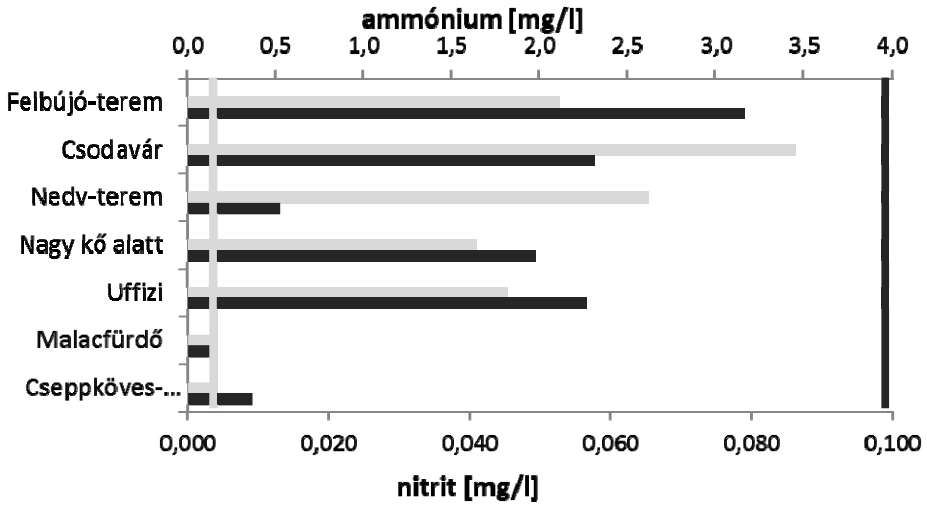
A nitrát legnagyobb mennyiségét szintén az Uffizi vizeiben mértük (146,1 mg/l), de ennél az értéknél csak alig kevesebb a Nagy kő alatti mintavételi pont vizeiben a nitrát koncentrációja (133,3 mg/l). Ezek már jelentős mértékű szennyezést jeleznek. A nitrát a Felbújó-terem (48,4 mg/l) és a Cseppköves-kürtő (50,6 mg/l) vízmintáiban fordult elő a legkisebb mennyiségben, de a szennyezettségi határértéket (25 mg/l) itt is meghaladja koncentrációja. A legszennyezettebb pont (Uffizi) nitrát tartalma kevesebb, mint a Szemlő-hegyi- barlang legszennyezettebb pontja, viszont a Pálvölgyi- és Mátyás-hegyi- barlang maximális értékeit meghaladja.



5. ábra: Az antropogén szennyezések fő komponenseinek (nitrát és klorid) mennyisége és a szulfát-tartalom a mintavételi pontokon(oszlopok ebben a sorrendben)
klorid szennyezettségi határérték (100mg/l) nitrát karsztszennyezést jelző határérték (25100 mg/l) szulfát karsztszennyezést jelző határérték (250 mg/l)
Fig. 5: Nitrate, chloride and sulphate content of the measurement points. Contamination limits: chloride (100 mg/l), nitrate (25 mg/l), sulphate (250 mg/l)

Az ammónium-ion 1,64 mg/l és 2,61 mg/l közötti koncentrációja is antropogén szennyezésre utal, meghaladja mind *10/2000 (VI.2) Korm ren-*

*delet*ben meghatározott szennyezettségi határértéket (0,50 mg/l), mind a *201/2001 Korm. rendelet* karsztszennyezést jelző határértékét (0,20 mg/l). Ehhez képest is kiugró értéket a Csodavárnál tapasztaltunk (3,45 mg/l). A Cseppköves-kürtő és a Malacfürdő mintavételi pontnál kimutatási határ alatt (0,2 mg/l) vagy csak alig kimutatható mennyiségben van jelen az ammónium *(6. ábra)*. Más környező barlangokkal ellentétben (melyekben általában csak kimutatási határ alatt van jelen az ammónium) a Harcsaszájú-barlang vizeinek ammónium koncentrációja magasabb értékekkel jellemezhető.
A nitrit jelenléte is antropogén szennyezést mutat, de mennyisége a mintákban az előbb tárgyalt két fő antropogén szennyezőhöz, de még az ammónium-ionhoz képest elenyésző. Több ponton a nitrit kimutatási határ alatt vagy csak alig kimutatható mennyiségben van csak jelen. A *201/2001 Korm. rendelet* karsztszennyezést jelző nitrit határértékét (0,10 mg/l) egyik ponton sem haladja meg mennyisége *(6. ábra)*.
Az ivóvíz követelményrendszernek megfelelően Escherichia coli baktérium egyik ponton sem volt kimutatható. Az összes csíraszám a Cseppköveskürtőnél $2{,}5\times10^{1}$ CFU/ml, az Uffizinél értéke 1×10^{2} CFU/ml.



6. ábra: Az ammónium és nitrit koncentrációja az egyes mintavételi pontokon
karsztszennyezést jelző ammónium határérték (0,20 mg/l)
nitrit szennyezettségi határérték (0,10 mg/l)
Fig. 6: Ammonium and nitrite content of the measurement point. Contamination limits:
ammonium (0,20 mg/l)
nitrite (0,10 mg/l)

5. Következtetések, összefoglalás

Természetközeli állapotot jelző pontok a kevésbé beépített felszín alatt elhelyezkedő Cseppköves-kürtő és Malacfürdő, de a nitrát ion mennyisége itt is meghaladja a határértéket. Ez származhat a kertek műtrágyázásából, és a vízgyűjtő terület felsőbb részéről a felszínen lefolyó vizekkel kerül a karsztrendszerbe. A többi mintavételi ponton mindenhol erőteljesen megjelennek az antropogén szennyezések. A legszennyezettebb pont az Uffizi. A felszín az Ufizzi járata felett már erőteljesen beépített kertes házakkal, ráadásul a mintavételi pont a Pálvölgyi-út és a Cseppkő utca kereszteződése alatt található (természetesen ez csak feltételezés, hiszen a beszivárgó vizek útját a rétegdőlés is módosítja). Az Uffizinál ugyan kisebb mennyiségben, de a további négy mintavételi ponton is jelentős antropogén szennyezés mutatható ki. A legjelentősebb szennyeződések a határértékeket a legtöbb esetben meghaladó nitrogénformák (nitrát, ammónium, nitrit), továbbá az utak sózásából származó magnézium és klorid, amit az egymással és a fajlagos vezetőképességgel mutatott erős korrelációjuk is alátámaszt.

Mivel a beszivárgó vizek a főkarsztvíz-rendszert táplálják, védelmük különösen fontos. A védelem céljából szükség lenne többek között az illegális szikkasztók felszámolására, a csapadék- és szennyvíz-elvezetők felülvizsgálatára, a vegyszerek mellőzésére, illetve az átmenő forgalom korlátozására, valamint a csepegővizek állandó, monitoring jellegű vizsgálatára.

IRODALOM

10/2000. (VI. 2.) KöM–EüM–FVM–KHVM együttes rendelet a felszín alatti víz és a földtani közeg minőségi védelméhez szükséges határértékekről.
201/2001. (X. 25.) Korm. rendelet az ivóvíz minőségi követelményeiről és az ellenőrzés rendjéről.
BERGMANN CS. – LEÉL-ŐSSY SZ. – FEHÉR K. – FÓRIZS I. (2011): Vízvizsgálatok a Molnár János-barlangban – *Karsztfejlődés XVI.*, NyME, TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 223-245.
FEHÉR K. (1995): Vízkémiai vizsgálatok a Szemlő-hegyi-barlangban. – *Környezeti Ártalmak és a Légzőrendszer V. Konferenciája*, Hévíz. pp. 47–52.
FEHÉR K. (2009): A Rózsadombi-termálkarszt szennyeződés-veszélyeztetettségi vizsgálata. – *Diplomamunka,* Budapest magánkiadás, 79 p.

FEHÉR K. (2011): Újabb adatok a Budai Termálkarszt beszivárgó vizeinek minőségéről – *Karsztfejlődés XVI*., NyME, TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. pp. 203-221.
KISS K. (2009): A felszíni szennyezés hatása a barlangi beszivárgó vizekre a Mátyás-hegyi-barlang példáján. – *Geográfus Doktoranduszok IX. Országos Konferenciája*, Szeged. www.geography.hu
KISS K. (2010): Beszivárgó vizek vizsgálata a Budai-hegység néhány barlangjában – Kézirat, *Szakdolgozat*, Szegedi Tudományegyetem. 62. p.
MARI, L. – FEHÉR, K. (1999): The impacts of land use change on the Buda termal karst: a study of Szemlő-hegy cave. – In: Bárány-Kevei I.–Gunn, J. (szerk.): *Essays in the ecology and conservation of karst. Spec. Issue of Acta Geographica Szegediensis*, Szeged. pp. 104–111.
MAUCHA L. – IZÁPY G: Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai vizsgálata a Jósvafői kutató állomáson – In: http://fava.hu/publikaciok/-jubileumi_kiadvanyok/index1a.html
NAGY G. (2010): A Harcsaszájú- barlang geológiai leírása – ORSZÁGOS BARLANGNYILVÁNTARTÓ (O.B.NY.) 5 p.
NAGY G. – NYERGES A. – SZABÓ L. (2010): Jelentés a Harcsaszájú-barlangban 2010. évben folyt kutatásról, Budapest. 6 p
SZABÓ L. (2008): Új feltárások a Harcsaszájú-barlangban. – *Kutatási jelentés a Duna-Ipoly Nemzeti Park számára*. 12 p.
VIRÁG M. – MÁDLNÉ SZŐNYI J. – MINDSZENTY A. – ZIHNÉ PERÉNYI K. – LEÉL-ŐSSY SZ. – ERŐSS A. – SIKLÓSY Z. (2009): Az urbanizáció hatása a Budai barlangok csepegő vizeire a Szemlő-hegyi-barlang példáján – *Karsztfejlődés XIV.,* NyME, TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. pp.57-81.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 89-103.

VÖRÖSAGYAG-TALAJOK VIZSGÁLATA AZ AGGTELEKI-KARSZTON (A BÉKE-BARLANG VÍZGYŰJTŐJÉN)

KISS KLAUDIA

ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1./c
kissklau7@gmail.com

Abstract: *Soil profiles were studied on the Aggtelek karst, north part of the Béke cave catchment area. We described soil profiles and determined the soil type with the help of morphological properties of soil profiles and physical and chemical properties of the samples (soil texture, pH, carbonate and organic content, quality of humic substances, acidity). According to our observations the soil properties are determined by geomorphological position. We studied spatial variability of soil types along toposequences made in slope direction.*

1. Bevezetés, problémafelvetés

A vizsgálatokra kijelölt terület jellegzetessége, hogy a kemény mészkő alapkőzetet foltokban változó (néhány cm-től több m-ig terjedő) vastagságú vörösagyagos üledék fedi, ami a talajtakaró változatosságát, mozaikosságát eredményezi. Kérdéses, hogy a vizsgált szelvények esetében a karbonátos kőzet vagy az azt fedő, jellemzően áthalmozott vörösagyag tekinthető-e alapkőzetnek (C-szintnek), hiszen ez a rendzina típusba sorolásukat megkérdőjelezheti (*BARTA* et al. 2009). A Magyar Talajosztályozási Rendszer szerint ugyanis a rendzina talajok közé „*soroljuk azokat a talajtípusokat, amelyek tömör, szénsavas meszet tartalmazó alapkőzeten alakultak ki, és a kőzet málladéka viszonylag kevés szilikátos anyagot tartalmaz*" (*STEFANOVITS* et al. 1999). Látható, hogy ez a meghatározás mindenekelőtt a csekély szilikát- (agyag-) tartalmú fekete rendzinára érvényes, s kevéssé vagy egyáltalán nem a vizsgált területen elterjedt, a rendszerben barna, ill. vörösagyagos rendzinaként szereplő képződményekre.

Munkánk célja, hogy ennek az olykor vitatható genetikájú talajtípusnak minél több „*válfaját*" feltárjuk, s részletes terepi és laboratóriumi vizsgálatuk ismeretében hozzájáruljunk rendszerbeli helyük tisztázásához, pontosabbá tételéhez.

A talajtípusok térbeli variabilitását és egymásba alakulását (sorozatát) lejtőirányban felvett toposzekvenciák mentén vizsgáltuk. A hazai genetikai rendszerbe való besorolhatóság érdekében egyértelmű kritériumrendszer kidolgozására törekedtünk, ami a szelvény morfológiai leírására (szín, szerkezet, szintekre tagolódás, szintek vastagsága, alapkőzet tulajdonságai

stb.), ill. a könnyen kivitelezhető laboratóriumi alapvizsgálatok (pH, agyag-, karbonát- és humusztartalom, talajsavanyúság) eredményeire épül. Mindazonáltal vizsgálataink mutatják, hogy a talajtípusok között az átmenet nem éles; számos olyan talajt felvehetünk, amelyek besorolása nem egyértelmű: egyes szelvényeinket a hazai rendszertani kategóriák egyikébe sem tudtuk beilleszteni; ezeket átmeneti típusokként határoztuk meg.

2. Irodalmi áttekintés

Hazánkban a kőzethatású, s ezeken belül a rendzina talajok részletes kutatása az utóbbi időkig meglehetősen elhanyagolt volt. Osztályozásukat, a hazai genetikai talajosztályozási rendszerbe történő besorolásukat *SZABOLCS* (1966) és Stefanovits (*STEFANOVITS* 1963, *STEFANOVITS* et al. 1999), valamint újabban *MICHÉLI* et al. (2006) munkáiban és a *MÁTHÉ–SISÁK–MAKÓ* által szerkesztett talajosztályozási diagramban találjuk meg. A szerzők fekete, barna és vörösagyagos rendzina típusokat különítettek el, ám ezekkel csak érintőlegesen, átfogóan foglalkoznak.

A rendzinákról részletes talajvizsgálati adatok az Aggteleki-karszt területéről állnak rendelkezésünkre. Zámbó az 1980-as évektől (*ZÁMBÓ* 1986, 1998; *ZÁMBÓ–TELBISZ* 2000) e talajok tipizálásán, ásványos összetételének, vízgazdálkodási tulajdonságainak laboratóriumi és in situ vizsgálatán kívül nagy területek térképezését végezte el. A talajokat *STEFANOVITS* (1981) és *BRIDGES* (1979) rendszere alapján tipizálta, a vörösföld-talajokat erodáltságuk mértéke és jellege alapján továbbosztályozta.

Tanács és munkatársai a talajtulajdonságok és a faállomány kapcsolatát vizsgálták a Szilicei-fennsík Haragistya erdőrezervátumában (*TANÁCS–BARTA* 2006; *TANÁCS et al.* 2007). Az általuk vizsgált referenciaszelvények alapján megkísérelték az egyes altípusoknak a nemzetközi WRB osztályozási rendszerbe illesztését is (*BARTA* et al. 2009). Szerintük a hazai osztályozási rendszerben gyakran azonos altípusba tartozó rendzinák teljesen más referenciacsoportban sorolnak ki a WRB-ben. Emellett felhívják a figyelmet a hazai osztályozásnak a rendzinákra – különös tekintettel a vörösagyagos rendzinákra – vonatkozó hiányos, ill. nem megfelelő kritériumrendszerére is.

A Gömör–Tornai karszt szlovákiai oldalának talajvizsgálati eredményeit *ROZLOŽNIK–KARASOVÁ* (1993) új osztályozási rendszerben foglalja össze. Ebben is megjelenik az igény a rendzina és a barna erdőtalajok közötti átmenetek, valamint a vörösagyagos talajok kategorizálásának, besorolásának tisztázására.

A szakirodalom szerint a vörösagyagok reliktum/fosszilis talajok, többnyire nedves éghajlat alatt, trópusi, ill. szubtrópusi körülmények között képződtek. Anyaguk nagyobb részben idegen szilikátos anyag, tufa, és csak részben mészkő-málladék. Az Aggteleki-karszton előforduló vörösagyagokról szóló korábbi munkákból az alábbi adatok állnak rendelkezésünkre: *KNAUERNÉ* (1992) szerint a Jósvafő környéki vörösagyagok zöme poligenetikus, kőzetlisztes agyag, 1–2% homoktartalommal. A többi magyarországi vörösagyaghoz képest nagyobb (60–80%) agyagtartalmúak. Molekuláris viszonyszámuk alapján a vizsgált talajok egy része siallitos, azaz a jelenkori talajképző tényezők hatására újraindult a talajfejlődés (SiO_2/R_2O_3 arányuk 1,38–3,19 közötti). Ásványos összetételüket tekintve 40–50% montmorillonitot, 20–30% kaolinitet, emellett nagyobb mennyiségben goethitet (20%) és néhány %-nyi hematitot tartalmaznak (*FEKETE* et al. 2008), kalcit és dolomit nem található bennük. A vizsgálatok szerint az agyagásványok rosszul kristályosodottak, ami fiatalságukra utalhat. A magas montmorillonit-tartalom, valamint a nedves és a szárított talaj pórustérfogata közötti nagy (7–14%) különbség e talajok jelentős mértékű duzzadózsugorodó képességét mutatja (*FEKETE* et al. 2006, 2008). Vízáteresztőképességük ebből következően viszonylag alacsony, a repedezett karbonátos alapzat okozta egyirányú vízelvezetés azonban hat a talajok fejlődésére, ezért *ZÁMBÓ* (1998) szerint azokat legalább részben kőzethatású képződménynek kell tartanunk.

3. A vizsgált terület

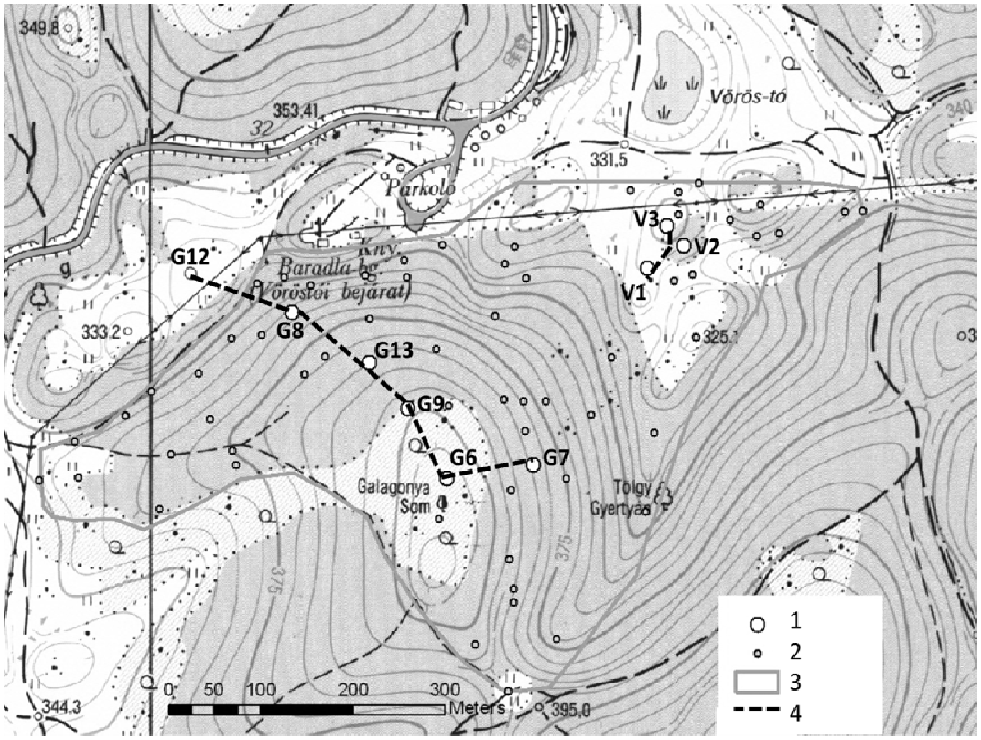
A vizsgálati területet a Béke-barlang vízgyűjtőjének É-i részén, a Vörös-tó és a Szár-hegy között jelöltük ki. A térszín ÉK-i részén, a Vörös-tó környékén a felszínt közepes méretű (átlagosan 30–50 m átmérőjű), tálas töbrök (*ZÁMBÓ* 1998) „*lyuggatják*”, amelyek a Szár-hegy felől leereszkedő, széles völgybe mélyülnek. A terület Ny-i részén a Szár-hegy nyúlványa – a mészkő-kibukkanásoktól eltekintve – mikroformákkal kevéssé tagolt, a kisebb platószerű tetőt 12–25%-os lejtők veszik körül.

A terület egészét a középsőtriász Steinalmi Mészkő Formációba tartozó kőzet építi fel. Ezt – kézifúróval készített korábbi felméréseink alapján – a terület egészén, beleértve a tetőszinteket és a lejtők nagy részét is (a karsztos kőzetkibukkanásokat leszámítva) vörösagyagos üledék borítja.

4. Vizsgálati módszerek

A helyszíni talajfelvételezést és mintavételezést 9 ásott és 60 kézifúróval mélyített szelvényből végeztük. Az ásott talajszelvények kijelölésekor fontos szempont volt, hogy azok a vörösagyagos talajokat minél sokoldalúbban reprezentálják. Mivel a talajtakaró vastagság- és típusbeli sokféleségét alapvetően a karsztos formakincs és azon keresztül a domborzati tényezők határozzák meg, a szelvényeket két, lejtőirányú katéna mentén vettük fel *(1. ábra)*. Az 1. sz. katéna három szelvényét egy töbör É-i kitettségű lejtője mentén mélyítettük: a V1 jelű szelvény két töbör közötti küszöbfelületen helyezkedik el, így lokálisan „*tetőszintet*" képvisel, a V2 a töbör meredek lejtőjén, a V3 pedig annak fenékszintjén készült. A 2. sz. katénát a Szárhegyen keresztül vettük fel; a szelvények elhelyezkedése sorrendben: G12 – a hegy ÉNy-i lábánál mélyülő töbör alján, G8 és G13 – a hegy ÉNy-i lejtőjén felfelé haladva, G9 – a tető és az ÉNy-i lejtő peremén, G6 – a tetőszinten, G7 – a hegy DK-i lejtőjén. A terepi felvételezés során a szelvények hagyományos morfológiai leírását végeztük el (a szintek méretei, szín, fizikai féleség, szerkezet, kövesség (a durva vázrészek aránya), gyökérsűrűség stb.).

Az ásott szelvények besorolásához és további jellemzéséhez az alábbi laboratóriumi vizsgálatokat végeztük el: *BUZÁS* (1988) alapján mértük a deszt. vizes és KCl-os pH-t, a karbonáttartalmat, a hidrolitos (y_1) és a kicserélődési (y_2) savanyúságot, valamint a Kuron-féle higroszkóposságot (hy). A humusztartalom mennyiségi meghatározását Tyurin módszere alapján végeztük, a humuszminőséget a Hargitai-féle módszerrel (in: *BUZÁS* 1988) meghatározott humuszstabilitási számmal (Q: a NaF-os és NaOH-os kioldások után VIS-tartományban mért abszorbancia-értékek aránya) jellemeztük. A szemcseösszetételt a MSZ szerinti Na-pirofoszfátos előkészítés és 6 órás rázatás után Fritsch Analysette 22 Fraunhoffer elven működő lézeres diffraktométerrel (mérési tartomány: 0,10–677,07 μm) mértük, ill. az agyagfrakció (<2 μm méretű szemcsék) mennyiségét a hagyományos pipettás módszerrel is meghatároztuk. A talajszelvények vizsgálati adatait az *1. táblázat* tartalmazza.



1. ábra: A mintaterület és a talajszelvények elhelyezkedése. 1. talajszelvény és jele; 2. fúráspont; 3. mintaterület határa; 4. katénák

Fig. 1: Study area and soil profiles. 1. soil profile; 2. borehole; 3. border of the study area; 4. catenas

5. Eredmények és értékelésük

A szelvénymorfológiai megfigyelések szerint a talajok vörös-barnásvörös színe (5YR, 2,5YR Hue-érték), poliéderes szerkezete a reliktum vörösagyagokra jellemző tulajdonságokat mutatja. A felső szintek 2–4 Value- és Chroma-, helyenként 7,5YR Hue-értéke recens talajfejlődésre utal.

A fizikai féleség a finger-teszt és gyúrópróba alapján a V-jelű szelvényeknél vályogos agyag – agyag, a G-jelűeknél többnyire agyagos vályog; míg a 2,00–3,00% közötti higroszkóposság-értékek vályog fizikai féleségre utalnak. Az esetenként magasabb, 4,00–7,00% hy-értékeket a nagyobb szervesanyag-tartalom okozza. A lézer-diffraktométerrel mért szemcseösszetétel alacsony, 17–40% közötti agyagtartalmat (<2 μm méretű szemcsék) mutatott, ami az alkalmazott mérési metódussal és az agyagásványok alakjával függ össze: míg a lézeres optikai módszer minden szemcsetartományban szabályos gömb alakú szemcséket feltételez, az agyagok esetében valójában legalább az egyik irányban nagyobb kiterjedésű lemezekről, pálcikákról van szó. Emiatt a mintában jelentős agyaghiányt mérhetünk.

KONERT ÉS VANDENBERGHE (1997), valamint *MADARÁSZ* (2009) szerint ezért a lézeres eljárás esetén az agyagtartalom sokkal inkább a 8 μm alatti tartománynak feleltethető meg. A hagyományos, pipettás módszerrel végzett agyagtartalom-meghatározás eredményei is ezt támasztják alá (pl. a G8 szelvény C_{rel} szintje esetében a lézeres [<8 μm], ill. a pipettás [<2 μm] módszer eredményei rendre 77,41, ill. 76,73%). Az így kapott 70–85% közötti értékek a szakirodalmi adatokkal (*KNAUERNÉ* 1992) is lényegesen jobb egyezést mutatnak.

A laborvizsgálati eredmények nagy része is a vörösagyagos eredetet tükrözi. A pH_{dv} a vizsgált szelvények mindegyikében 7,0 alatti, ennél akár 1,0–1,4 pH-egységgel kisebb lehet a KCl-os sóoldattal meghatározott érték, ami a talajok savanyúságára, savanyodási hajlamára utal. Ezt a hidrolitos aciditás értékek is megerősítik. Több szelvény esetében számottevő a kicserélődési aciditás értéke is (3,0–18,4 ml/50g), ami az agyagásványok állandó töltéseinek H^+- és Al^{3+}-ion-tartalmát mutatja. Karbonáttartalom csak két mintában és csupán nyomokban volt kimutatható.

A Tyurin-módszerrel meghatározott humusztartalom a felső szintekben a talajok típusától függően széles határok között változik (2,1–8,5%), a rendzinák altípusaira (Kiss 2011-es adatai alapján) minimálisan jellemző 7–8% is megjelenik egy-két szelvényben. A vörösagyagos C-szintekben a humusz mennyisége 0,8–1,7%. A Hargitai-féle módszerrel meghatározott Q humuszstabilitási szám a minták többségénél kicsiny, jellemzően 0,600 alatti értékeket vett fel, ami a savanyúbb, nyersebb, gyengébben humifikálódott szerves anyagok túlsúlyát mutatja.

A terepi szelvénymorfológiai megfigyelések és rutin-laborvizsgálatok adataira alapozva a területen az alábbi talajtípusokat különítettük el:

5.1. Vörösagyagos rendzina (barna vörösagyagos rendzina változat)

A mindössze 20 cm mély G13. szelvényben a vörösagyag-tulajdonságok a szelvény teljes egészében megfigyelhetők: a talaj nedves színének Hue-értéke az A_0-szintben 5YR, az AB-ben 2,5YR; szerkezetére a poliéderek jellemzőek. A szelvény teljes vastagságban a talajosodás jegyeit mutatja. Jellemző folyamat a humuszosodás, ezt a nedves szín mélysége (Chroma = 2), valamint – rendzinákra jellemzően magas, 8,5%-os – humusztartalom bizonyítja.

1. táblázat
Table I.

A vizsgált talajszelvények terepi és laboratóriumi vizsgálati adatai
Datas of the soil profiles

Talajszelvényjele	V1			V2			V3			G12		
Talajszint megnevezése	AB1	AB2	Cgl	AB	Cgl	1.	2.	3.	1.	2.	3.
Mélység, cm	0–40	40–47	47–70	0–18	18–55	0–34	34–74	74–100	0–65	65–140	140–(150)
Fizikai féleség	v. a.–a.	v. a.–a.	v. a.–a.	v. a.–a.	v. a.–a.	a. v.–v. a.	a. v.	v. a.	a.v.	v.a.	v.a.
Agyagtartalom, % (<0,002 mm)	31,3	43,6	43,4	31,0	48,5	38,2	40,7	39,3	23,9	36,8	31,8
Agyagtartalom, % (<0,008 mm)	77,0	83,8	83,5	76,6	88,5	80,6	82,8	80,6	74,7	75,6	77,8
Kurop-féle hy, m/m%	2,54	2,2	2,62	2,25	2,11	1,86	2,87	1,85	2,99	2,83	2,78
Szerkezet	szemcsés	szemcsés	poliéderes	gyengén szemcsés	poliéderes -szemcsés	poliéderes	szemcsés	szemcsés-poliéderes	–	–	–
Durva vázrész, %	<5	<5	5–10	<5	20–30	5–10	5–10	5–10	<5	<5	<5
Szín (nedves)	5YR3/4	tarka	2,5YR4/6	tarka	2,5YR4/8	5YR3/4	7,5YR2/1	7,5YR4/4	7,5YR2/3	7,5YR3/3	7,5YR3/3
Gyökérzet	sűrű	sűrű	ritka	sűrű	ritka, vastag	sűrű	közepes	ritka	sűrű	ritka	nincs
Átmenet	fokozatos	fokozatos		fokozatos		éles	éles		éles	éles	
$CaCO_3$, m/m%	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Humusztartalom, m/m%	5,82	1,98	0,82	5,54	1,14	3,22	5,42	1,56	2,42	1,85	1,71
pH (H_2O)	4,5	6,1	5,5	6,6	4,6	4,4	6,6	6,4	6,6	6,6	6,6
pH (KCl)	3,7	4,4	3,9	6,0	3,1	3,3	6,1	4,9	4,9	5,6	5,7
Hargitai-féle Q-szám	0,070	0,079	–	0,591	–	0,091	2,001	0,154	0,370	0,320	1,470
y_1 (ml/50 g)	18,1	7,9	8,1	5,4	24,4	11,8	5,7	6,2	14,9	5,1	4,9
y_2 (ml/50 g)	0,8	0,0	1,2	0,0	18,4	6,5	–	–	0,0	0,0	0,0
Lejtőkategória, %	0–3			3–12			0–3			0–3	
Lejtőkitettség	–			E-i			–			–	
Domborzati elem	töbörperem („küszöb/tető")			lejtő			töböralj			töböralj	
Talajtípus	Ramann-féle barnaerdőtalaj reliktum vörösagyagból, mészkövön			humuszos vörösagyag (vörösagyagos kopár)			lejtőhordalék-talaj			lejtőhordalék-talaj	

Az 1. táblázat folytatása (Continuation of the Table 1)

Talajszelvényjele	C8			C13			C9		C6			C7	
Talajszint megnevezése	A0	AB1	AB2	A0	AB	A	AB	AB1	AB2	A0	AB	Cnl
Mélység, cm	0–5	5–30	30–40	0–3	3–20	0–30	30–35	0–55	55–65	0–5	2–30	30–(50)
Fizikai féleség	a. v.	a. v.	a. v.-v. a.	a. v.	a. v.	a. v.	a. v.	a. v.	a. v.	a. v.	a. v.	a. v.
Agyagtartalom, % (<0,002 mm)	–	20,4	36,9	13,3	18,0	17,7	26,9	17,8	17,7	–	26,6	24,1
Agyagtartalom, % (<0,008 mm)	–	68,3	77,4	54,0	68,6	66,5	56,2	68,0	66,5	–	68,7	69,9
Kurom.-féle h_Y, m/m%	–	4,80	4,92	6,75	5,78	4,51	4,36	3,47	3,83	–	2,80	3,11
Szerkezet		szemcsés	szemcsés -diós	morzsás-szemcsés	szemcsés-poliéderes	szemcsés	szemcsés	szemcsés-diós	poliéderes-szemcsés	morzsás-szemcsés	szemcsás-poliéderes	poliéderes -szemcsés
Durva vázrész, %	<5	5–10	30–40	5–10	30–40	5–10	30–40	20–30	60–70	<5	5–10	5–10
Szín (nedves)	7,5YR2/3	5YR4/4	5YR4/6	5YR3/2	2,5YR3/2	7,5YR2/3	7,5YR2/3	7,5YR2/3	5YR2/4	7,5YR2/3	5YR3/4	2,5YR3/6
Gyökérzet	sűrű	közepes	közepes	sűrű	sűrű	sűrű	sűrű	nagyon sűrű	nincs	sűrű	sűrű	ritka
Átmenet	fokozatos	fokozatos		fokozatos		fokozatos		határozott			fokozatos	
$CaCO_3$, m/m%	0	0	0	0	nyomokban	0	nyomokban	0	0	0	0	0
Humusztartalom, m/m%	–	4,07	2,28	16,88	8,47	7,82	5,36	5,62	3,19	–	2,11	0,88
pH (H_2O)	–	5,9	6,4	6,6	6,5	5,8	7,0	5,5	5,6	–	5,0	5,4
pH (KCl)	–	4,7	5,9	6,0	5,8	4,7	6,5	4,8	4,9	–	3,6	3,9
Hargitai-féle Q-szám	–	0,270	0,660	1,030	1,480	0,480	2,490	1,100	1,180	–	0,030	–
y_1 (ml/50 g)	–	19,9	4,5	9,9	18,7	30,1	12,3	19,9	9,4	–	21,4	3,2
y_2 (ml/50 g)	–	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	–	8,1	3,0
Lejtőkategória, %		5–12		17–25		0–5		0–5			17–25	
Lejtőkitettség		ÉNy		ÉNy		–		–			DK	
Domborzati elem		lejtő		lejtő		tető		tető			lejtő	
Talajtípus	átmenet a humuszos vörösagyag és a Ramann-féle barna erdőtalaj között (a permanens eróziótól kifejlődőnem képes barna erdőtalaj reliktum vörösagyagból, mészkövön)			vörösagyagos rendzina		átmenet a (barna) vörösagyagos rendzina és a Ramann-féle barna erdőtalaj között		Ramann-féle barna erdőtalaj reliktum vörösagyagból, mészkövön			átmenet a humuszos vörösagyag – Ramann-féle barna erdőtalaj között (a permanens erózió miatt kifejlődni nem képes barna erdőtalaj reliktum vörösagyagból, mészkövön)	

A szelvény sekélysége és a durva vázrészek magasabb (30–40%) arányán kívül az enyhén savas – semleges körüli pH és a nyomokban előforduló karbonáttartalom is arra utal, hogy a meszes alapkőzet hat a talaj fejlődésére. E tulajdonságok alapján az ezzel a szelvénnyel reprezentált képződményt a kőzethatású talajok közé, a vörösagyagos rendzina altípusba soroltuk. Érdemes volna azonban megkülönböztetni a trópusi-szubtrópusi klímán keletkezett reliktum vörösagyagos rendzinától, a vizsgált talaj ugyanis ennek a napjainkra mérsékelt övi viszonyok között kissé átalakult, *barnább* változata.

5.2. Barna erdőtalaj (vörösagyagból, mészkövön)
A talajtípust a töbörperemen és a tetőszinten elhelyezkedő V1 és G6 szelvény reprezentálja. Barna erdőtalaj főtípusba sorolásukat a nem karsztos talajképző kőzet (C_{rel}) – szín alapján egyértelmű – jelenléte (2,5YR, ill. 5YR Hue-érték), a szelvénynek a rendzina talajokénál nagyobb mélysége (>50 cm), valamint a felső szinteknek a barna erdőtalajokra jellemző szemcsés szerkezete, barnább színe (7,5YR Hue-érték) indokolja. A savas – kisebb, mint 6,0 – pH és a karbonáttartalom hiánya a kilúgzás mint uralkodó folyamat jelenlétét bizonyítja. E szelvények humusztartalma is alacsonyabb (általában 2,0-5,8%) a rendzinákénál. A szelvényleírás során az AB-szintekben agyaghártyák voltak megfigyelhetők, ami az agyagbemosódás folyamatára szolgáltathat bizonyítékot. Az agyagbemosódás folyamatát azonban a textúrdifferenciációs hányados (az AB_2- és az AB_1-szint agyagtartalmának hányadosa: V1 esetében 1,09; G6-nál 0,98) értéke nem igazolta. A talajokat a barna erdőtalajok közé soroltuk, átmenetet képeznek a Ramann-féle és az agyagbemosódásos barna erdőtalajok között.

5.3. Váztalaj: Humuszos agyag/agyagos kopár (humuszos vörösagyag/vörösagyagos kopár változat)
A töbörlejtőn felvett V2 szelvény jellemzően áthalmozott anyagból jött létre. A részletes terepbejárás alkalmával gyakran figyeltünk meg a lejtők alsó, lankásabb részein hasonló talajokat. Szelvényfelépítésükre jellemző a meglehetősen vékony (a V2 esetében 18 cm, de gyakran akár 5 cm-nél is vékonyabb), magasabb humusztartalmú szint, amelyet a maximum 1–2% humusztartalmú vörösagyagos C_{rel} szint követ. Utóbbi a reliktum vörösagyag tulajdonságait hordozza: alacsony pH, magas y_1- és y_2-értékek, poliéderes szerkezet jellemzi; színének Value- és Chroma-értéke 4-nél magasabb. A szelvény mélysége általában nagy (az 50 cm-t meghaladja, de nem ritkák a méternél vastagabbak sem), a durva vázrészek aránya csekély, a mészkő tehát ebben az esetben inkább csak D-szintként funkcionál. Mindezek alap-

ján a V2 és a hasonló felépítésű szelvények leginkább a váztalaj főtípusba, ezen belül pedig humusztartalmuk függvényében – a földes kopár elnevezés analógiájára – a humuszos vörösagyag, ill. a vörösagyagos kopár típusba sorolhatók.

5.4. Átmenet a barna erdőtalaj és a vörösagyagos rendzina között

A tetőszint peremén ásott G9 szelvény esetében a vörösagyagos rendzina és a barna erdőtalaj tulajdonságai egyaránt érvényesülnek. Elsősorban kis mélysége (35 cm) miatt még inkább litogén képződménynek tekinthető, ezért rendzinának tekintjük; a felső két szint magasabb humusztartalma (A: 7,8%, de az AB-é is >5%), valamint a semleges körüli pH és a (csekély) karbonáttartalom is ezt indokolja. 7,5YR színe, szemcsés szerkezete, a felső szint vastagsága és pH-ja alapján azonban fejlődési iránya már a barna erdőtalaj felé mutat.

5.5. Átmenet a humuszos vörösagyag és a barna erdőtalaj között

A G7 szelvényt hegyoldalban, a lejtő középső harmadában mélyítettük. A barna erdőtalaj típusba sorolás kritériuma a megfelelő vastagságban humuszosodott-agyagosodott, A-, ill. B-szintté alakult talajképző kőzet (C_{rel}). Ez a szelvény AB-szintje esetében a szerkezetet (szemcsés) és a nedves színt (Value és Chroma < 4) figyelembe véve teljesül, az elsősorban a C_{rel} szintekre jellemző y_2 savanyúság, valamint az alacsony pH és humusztartalom azonban még inkább a C_{rel} szintekre jellemző tulajdonságokat hordozza. E képződmény tulajdonképpen a folyamatos eróziótól kifejlődni nem képes barna erdőtalaj, átmeneti típusként való megjelölését az AB-szint sekélysége és csekély talajosodottsága indokolja.

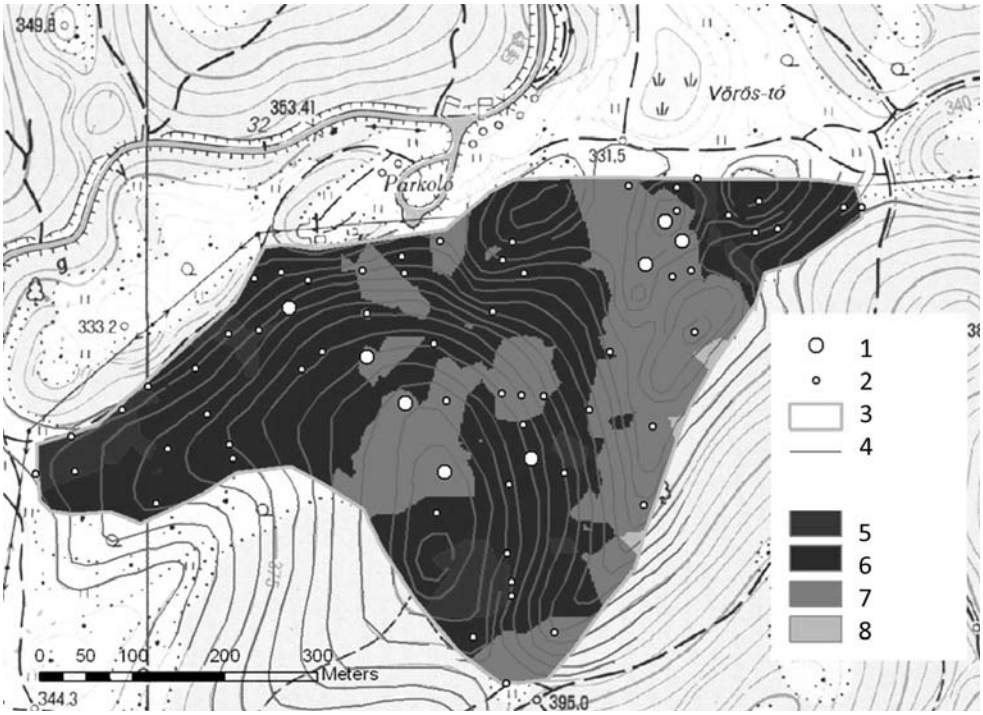
5.6. Lejtőhordalék-talaj

A keresztszelvények „mélypontjain" (V3, G12) találhatók. Rendkívül változatos tulajdonságaik, rétegzettségük az eróziós-akkumulációs és – előfordulási helyeiken – a talajképződési folyamatok dinamikájának, érvényesülésének függvénye. A vastag (jórészt már az áthalmozás előtt talajosodott) vörösagyagos hordalékból az idők folyamán barna erdőtalajok fejlődhetnek (Ramann-féle barna erdőtalaj, agyagbemosódásos barna erdőtalaj).

5.7. Köves-sziklás váztalaj

Ilyen típust a katénák mentén nem mintáztunk, a terepbejárás során felvett fúrópontok adatai azonban rendelkezésre állnak. A mintaterületen az egységes vörösagyagos málladéktakaró jelenléte miatt csak kis foltokban: sziklakibukkanásokon, töbrök választógerincein, valamint a meredek, erősen ero-

dált lejtőszakaszokon fordul elő. A vörösagyagos rendzináktól színében és szerkezetében általában nem, csak kis mélysége (és ritkább esetben a vörösagyagos málladék hiánya) miatt különül el; a két típus között az átmenet fokozatos.



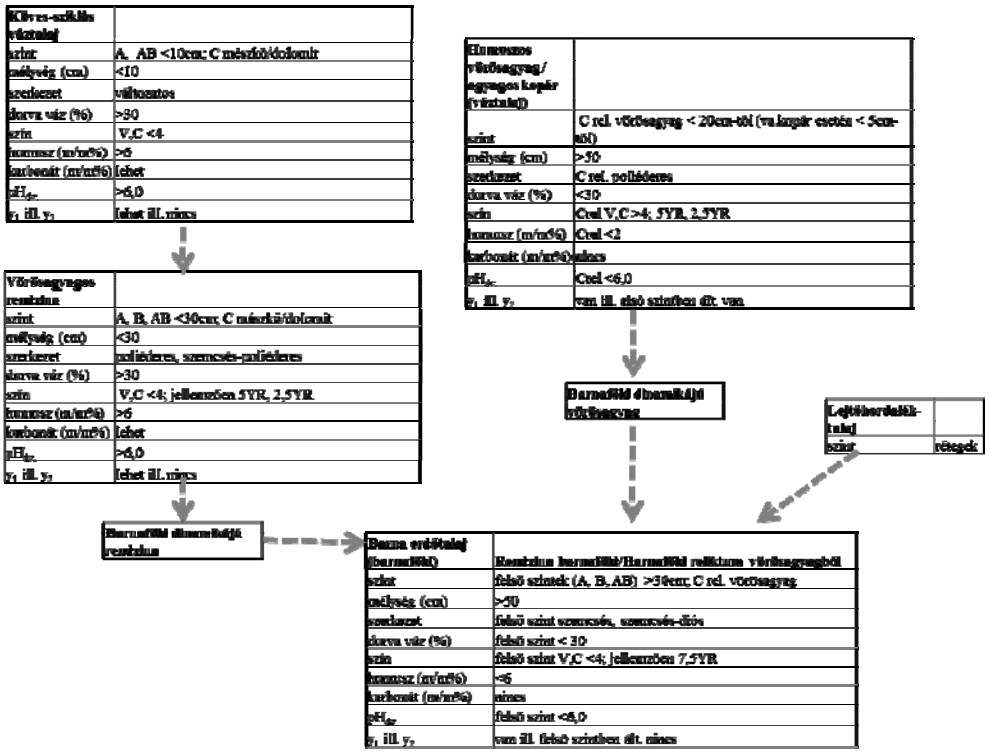
2. ábra. A mintaterület talajtípus-térképe. 1. szelvényhely; 2. fúráspont; 3. mintaterület határa; 4. szintvonal; 5. agyagos kopár (váztalaj); 6. vörösagyagos rendzina; 7. barna erdőtalaj; 8. lejtőhordalék talaj. Az átmeneti típusokat ezúttal. a fúrásokból történő nehézkes elkülönítés miatt. nem tüntettük fel.

Fig 2. Soil map of the study area. 1. soil profile; 2. borehole; 3. border of the study area; 4. contour line; 5. red clay; 6. red clay rendzina; 7. brown forest soil; 8. deposited soil. On this map the intermediate types are not represented.

6. A talajtípusok területi elhelyezkedése

A vizsgált katénák szelvényei és a fúrások alapján megállapítható, hogy a mintaterületen talált talajok tulajdonságait, típusát jellemzően domborzati helyzetük határozza meg *(2. ábra)*. A lejtők homorú, hegylábi részén áthalmozott, többnyire méternél vastagabb vörösagyag-felhalmozódást találunk, általában humuszos vörösagyag – barna erdőtalaj átmenettel. Hasonló típus fordul elő helyenként a lejtők magasabb részein, itt azonban nem a ráhordódás, hanem a permanens erózió akadályozza vastagabb szelvényű barna er-

dőtalaj kialakulását. A vörösagyagos rendzinák a lejtőkön, a tetők peremi részein kiterjedten fordulnak elő, a humuszos vörösagyagoknál sekélyebb talajok. Utóbbiakkal általában a mikrodomborzat függvényében váltakoznak. A tetőkön általában a kisebb lejtés (csekélyebb erózió) miatt valamivel vastagabb a talajtakaró, így ezeken a helyeken barna erdőtalaj mélységű szelvény is kialakulhat. A töbrök alján és a völgytalpakon nagy vastagságban áthalmozott vörösagyagot, ill. abból kifejlődő talajokat: humuszos vörösagyagot, a barna erdőtalaj irányába fejlődő lejtőhordalékot találunk.



3. ábra. Kísérlet a talajtípusoknak a hazai genetikai rendszerbe illesztésére. Rövidítések: V = Value, C = Chroma

Fig. 3: Experience to fit the soil types into the hungarian soil classification system. Legend: V = Value, C = Chroma

7. Következtetések

A vörösagyagok reliktum képződmények, ugyanakkor szelvényükben recens talajképződési folyamatok figyelhetők meg. Vizsgált szelvényeinkben e folyamatok más-más súllyal (pl. karsztos alapkőzet hatása), ill. időben eltolódva (hol uralkodó, hol jellemző, hol egyelőre csak kísérő folyamatként) jelennek meg, emiatt már a főtípusok szintjén elkülönülnek egymástól

(váz-, kőzethatású, klímazonális talajok). A besorolás megkönnyítésére, a megvizsgált referencia-szelvények adatait felhasználva, létrehoztunk egy saját „*kritériumrendszert*”, ami a talajok legfontosabb morfológiai és talajkémiai tulajdonságaira épül *(3. ábra)*. Hangsúlyozni kell azonban, hogy számos esetben a kritériumoknak nem mindegyike érvényes az adott szelvényre, ami jelzi, hogy a típusok ill. altípusok közötti határ nem éles. Ezért a legtöbb esetben – a hazai rendszertani kategóriák egyikébe sem illeszkedő – átmeneteket is leírtunk. Ezek megnevezésére javasoljuk a (barnaföld és a csernozjom, avagy a réti talaj és a csernozjom talajtípusok közti átmenet példájára) a barnaföld dinamikájú rendzina ill. barnaföld dinamikájú vörösagyag kifejezéseket. (Az ezekből létrejött talajtípus pedig hasonló analógiára ’*rendzina barnaföld*’ vagy ’*barnaföld reliktum vörösagyagból*’ megnevezéssel illethető).

8. Összefoglalás

Munkánkban vörösagyag talajok hazai genetikai osztályozási rendszerbe illesztésére tettünk kísérletet. Ennek során a vizsgált talajokat (a lejtőhordalékokat ezúttal figyelmen kívül hagyva) három főtípusba soroltuk. Ezen belül a *váztalajok* három típusát (illetve a zárójelben altípusát) különítettük el: *humuszos (vörös)agyag, (vörös)agyagos kopár, köves-sziklás váztalaj*. A *kőzethatású talajok* közül a *vörösagyagos rendzina altípust*, a *barna erdőtalajoknál Ramann-féle barna erdőtalajt, agyagbemosódásos barna erdőtalajt* írtunk le.

A tipizálás kapcsán azonban még számos megoldandó feladat van: A vizsgált szelvények és ily módon a kritériumrendszerben megszabott határértékek egyelőre csupán egy kisebb területet jellemeznek. A későbbiekben érdemes volna a vizsgálatokat néhány, az Aggteleki-karszt távolabbi pontjain felvett referencia-szelvényre is elvégezni.

Az eddigi vizsgálatok kiegészíthetők olyan speciális vizsgálatokkal, amelyek a recens talajképző folyamatokat, azok előrehaladottságát jól mutatják. Pl. az agyagosodás folyamatát az agyagásványos, ill. ásványos összetétel (a mállás siallios/allitos jellege) is igazolhatja.

Kérdéses továbbá, hogy az itt leírt, viszonylag sekély barna erdőtalajok alatti repedezett karsztos kőzettömeg valóban D szintnek tekinthető-e, avagy ezek a barna erdőtalajok egy különleges, amolyan „*félig-litogén*” altípusát képviselik (’rendzina barnaföld’). E kérdés megválaszolása már messzebbre mutat; ehhez a talajok vízgazdálkodási tulajdonságaival kapcsolatos, in situ vizsgálatok szükségesek.

E cikkben nem foglalkoztunk a vörösagyagos talajok WRB-rendszerbe sorolásával; a hazai és a nemzetközi rendszertan kapcsolatrendszerének feltárása további elvégzendő feladat a vizsgált talajszelvények esetében.

Érdemes volna a további vizsgálatokat a barna rendzinák közé sorolt talajokra is kiterjeszteni, mivel ezek hazai rendszertanba illesztése kapcsán a vörösagyagos talajokhoz hasonló problémák merülnek fel (különös tekintettel a szilikáttartalmú karbonátos kőzeteken – pl. márgán – képződött talajokra).

A kutatás a 79135 sz. OTKA pályázat támogatásával készült.
Köszönettel tartozom Dr. Papp Sándor docens úrnak a talajszelvények elkészítése és megvitatása során nyújtott segítségéért.

IRODALOM

BARTA K. – TANÁCS E. – SAMU A. – KEVEINÉ B. I. (2009): Hazai rendzinák megfeleltetése a WRB nemzetközi talajosztályozási rendszerben. – Agrokémia és Talajtan 58 (1) pp. 7-18.

BRIDGES, E. M. (1979): World Soils. – Cambridge

BUZÁS I. (szerk.), (1988): Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 2. A talajok fizikai–kémiai és kémiai vizsgálati módszerei. – Mezőgazdasági Kiadó. Budapest, pp. 103-106.

FEKETE J. – CSIBI M. – STEFANOVITS P. (2008): Magyarországi vörösagyagok jelentősége, fontosabb talajtani jellemzőik. – Talajvédelem (különszám) 2008 pp. 585-594.

FEKETE J. – SZENDREI G. – CSIBI M. (2006): Characterization of Hungarian Red Soils. – Agrokémia és Talajtan. **55.** 29–38.

KNAUERNÉ GELLAI M. (1992): Az Aggteleki Nemzeti Park térségéből származó vörösagyag-minták földtani-geokémiai vizsgálata. – Kézirat, ANP.

KONERT, M. – VANDENBERGHE, J. (1997): Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. – Sedimentology 44. pp. 523–535.

*MADARÁSZ B. (*2009): A magyarországi erubáz talajok komplex talajtani vizsgálata, különös tekintettel agyagásvány-összetételükre. – PhD disszertáció, ELTE, 134p.

SISÁK I. – MÁTÉ F. – MAKÓ A. (2010): A magyar talajosztályozási rendszer – áttekintődiagramja.http://w3.georgikon.hu/ppss/document/sisak/-talajfoldrajz/HTM/Diagram.htm

MICHÉLI , E. et al., (2006): Classification of the major soils of Hungary and their correlation with the World Reference Base for Soil Resources (WRB). – Agrokémia és Talajtan. **55.** 19–28.
ROZLOŽNIK, M.–KARASOVÁ, E. (1993): Slovensky Kras. – Banská Bystrica 476p.
STEFANOVITS P. (1963): Magyarország talajai. – Akadémiai Kiadó. Budapest
STEFANOVITS P. (1981): Talajtan. – Mezőgazdasági Kiadó. Budapest
STEFANOVITS P. – FILEP GY. – FÜLEKY GY. (1999): Talajtan. – Mezőgazda Kiadó. Budapest
SZABOLCS I.(szerk.) (1966): A genetikus üzemi talajtérképezés módszerkönyve. – Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet. Budapest
*TANÁCS E. – BARTA K. (*2006): Talajvizsgálatok a Haragistya-Lófej erdőrezervátum területén. – Karsztfejlődés. XI. BDF. Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 235–251.
TANÁCS E. et al., (2007(: A talajtulajdonságok és a faállomány kapcsolata a Haragistya-Lófej erdőrezervátum területén – (Aggteleki-karszt). Karsztfejlődés XII, BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 225–240.
ZÁMBÓ L. (1986): A talaj-hatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében (Aggteleki-karszt). – Kandidátusi disszertáció, Kézirat. Budapest.
ZÁMBÓ L., (1998) –: Talajtakaró. In *BAROSS G.* (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. – Mezőgazda Kiadó. Budapest, pp. 95-117.
ZÁMBÓ L.–TELBISZ T. (2000): A mikrobiális befolyásoltságú karsztkorrózió vizsgálata magyarországi karsztok talajaiból származó kismintákon. – Karsztfejlődés V. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. pp 21-39.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 105-116.

TENYÉSZTÉSEN ALAPULÓ ÉS TENYÉSZTÉSTŐL FÜGGETLEN MOLEKULÁRIS BIOLÓGIAI DIVERZITÁS VIZSGÁLATOK A GÖMÖR-TORNAI KARSZT TALAJAINAK BAKTÉRIUMKÖZÖSSÉGEIN

KNÁB MÓNIKA[1, 3] – BÜKI GABRIELLA[1] – SZILI-KOVÁCS TIBOR[3] – MÁRIALIGETI KÁROLY[1] – MÓGA JÁNOS[2] – BORSODI ANDREA[1]

[1]ELTE Mikrobiológiai Tanszék, [2]ELTE Természetföldrajzi Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
[3]MTA ATK Talajtani és Agrokémiai Intézet
1022 Budapest, Herman Ottó út 15.
moniknab@gmail.com

Abstract: *As a new chapter of Hungarian karst research, microbiological investigations have begun in the recent years that aim at the exploration of bacterial community structure of Hungarian karst soils based on cultivation-based and cultivation-independent, molecular methods. The goal of our research was the comparative microbiological examination of soil samples taken from the Gömör-Torna-karst. Samples collected in autumn 2010 were plated onto three different media, and colonies with various morphology were isolated. After isolating community DNA from the soil samples, clone libraries were constructed. The phylogenetic identification of the bacterial strains and molecular clones was based on the 16S rRNA gene sequence analysis. The bacterial strains were identified as species of the phyla Actinobacteria, Firmicutes, Proteobacteria and Bacteroidetes. The cloning method showed more diverse communities: beyond the taxons observed by cultivation, members of the phyla Chloroflexi, Acidobacteria, Verrucomicrobia, Gemmatimonadetes and the class Deltaproteobacteria were also present in the studied soils. Most of the molecular clones were similar to clone sequences deriving from soil and rhizosphere samples.*

1. Bevezetés

A karsztkutatás új fejezeteként az utóbbi években hazánk különböző karsztterületeinek talajaiban előforduló baktériumközösségek szerkezetét feltáró mikrobiológiai vizsgálatok kezdődtek tenyésztésen alapuló és tenyésztéstől független molekuláris biológiai módszerek alkalmazásával. A mikrobiológiai vizsgálatok Magyarország két jelentős karsztos táján, a Gömör-Tornai-, valamint a Tapolcai-karszt területén folytak egy olyan interdiszciplináris kutatás részeként, melyben más tudományágak képviselői (geológusok, geográfusok, ökológusok) is részt vettek e karsztterületek megismerése céljából (*MÓGA et al.* 2010, 2011, *SZABÓ et al.* 2010).

A Gömör-Tornai-karszt talajainak mikrobaközösségeit már korábban is vizsgálták, azonban azok a kutatások elsősorban a talajmikrobák karsztkorróziós hatásának megismerésére irányultak (*DARABOS* 1997, *ZÁMBÓ*

1998). A 2009 őszén kezdődött összehasonlító mikrobiológiai vizsgálatok során a fent említett két karsztterületről származó összesen 17 talajminta baktériumközösségének strukturális és funkcionális diverzitás vizsgálatára került sor. Az egyes talajok alapvető fizikai és kémiai paramétereinek meghatározása mellett megbecsültük a mikrobiális biomassza értékeket, valamint mértük a talajok biogén eredetű CO_2-termelését, továbbá talajmonolitok segítségével esőszimulációs kísérleteket folytattunk a talajminták karsztkorróziós hatásának laboratóriumi vizsgálata céljából (*KNÁB et al.* 2010). Eredményeink arra utaltak, hogy a felszíni és felszín közeli talajmintákban nagyobb mikrobiális biomassza, talajrespiráció és szubsztrát indukált respiráció volt jellemző, mint a mélyebb rétegekből származó talajmintákban. A legmagasabb biomassza és talajrespiráció értékeket minden esetben az Aggteleki fekete rendzina talaj esetében mutattuk ki. A talajmélységgel tehát csökkent a mikrobák száma és aktivitása is. A talajminták baktériumközösségeit jellemző DGGE (denaturáló grádiens gélelektroforézis) sávmintázatok elsősorban a talajok eltérő fizikai-kémiai sajátságainak megfelelően váltak szét egymástól, és csak kisebb mértékben különböztek a talajmélység szerint. Az esőszimulációs kísérletekben a talajmonolitokon átszűrődött vízminták baktériumközösségeinek DGGE sávmintázata szintén talajtípusok szerinti csoportokba (rendzinák és vörösagyagok) rendeződést eredményezett. A talajok baktériumközösségeiben bekövetkező időbeni változások nyomon követése érdekében a mikrobiális biomassza, a talajrespiráció és a DGGE vizsgálatokat 9 talajmintára szűkítve 2010 tavaszán és őszén megismételtük (*KNÁB et al.* 2012). Eredményeink megerősítették a biomassza, valamint respiráció mélységtől való függését és a baktériumközösségek mintavételi hely (egyéb talajjellemzők) szerinti DGGE csoportosulását, egyértelmű évszakos változásokat azonban nem tudtunk kimutatni.

A fenti vizsgálatokat követően, 2010-ben a Tapolcai-, valamint a Gömör-Tornai-karszton gyűjtött mintákat vizsgáltunk a talajban élő baktériumközösségek filogenetikai diverzitásának feltárása és összehasonlítása céljából. A Tapolcai-karszton végzett kutatások eredményeiről egy korábbi tanulmányban számoltunk be (*BÜKI et al.* 2011). Jelen munka a Gömör-Tornai-karszt talajmintáin az előbbivel egy időben és megegyező tenyésztésen alapuló és tenyésztéstől független molekuláris mikrobiológiai módszerekkel végzett kutatások eredményeit foglalja össze.

2. Vizsgálati anyag és módszerek

A mintavételi helyek adatait és a talajminták jelöléseit valamint legfőbb jellemzőit az *I. táblázat* tartalmazza. A mintavételi helyek részletesebb leírását és a talajok alapvető fizikai-kémiai tulajdonságait egy korábbi tanulmányunkban közöltük (*KNÁB* et al. 2010). A talajmintákat 2010 októberében a felszíni 15 cm-es rétegből vettük fúrómag-mintavevővel, az anyakőzet eléréséig, a minták vastagsága minden esetben átérte ezt a legfelső, 15 cm-es réteget. A mintavételek időben gyorsan követték egymást a két karsztterületen, közel azonos időjárási viszonyok mellett (*KNÁB* et al. 2012). A talajmintákból megközelítőleg 500 g-nyi mennyiséget gyűjtöttünk steril edényekbe. A laboratóriumi vizsgálatok megkezdése előtt az egyes talajmintákat alaposan összekevertük, a látható gyökereket és egyéb növényi maradványokat eltávolítottuk.

I. táblázat
Table I

Mintavételi helyek a Gömör-Tornai-karszton, mintajelölések és a talajminták legfőbb jellemzői
Sampling sites on Gömör-Torna-karst, signs of soil samples and the main characteristics of soil samples

Mintavételi hely	**Földrajzi koordináták**		**Minta jelölése**	**Talajtípus**	**Talajmélység**
	É szélesség	K hosszúság			
Aggteleki-tó melletti ördögszántás	+48°28’13.3593”	+20°30’40.8554”	A1	rendzina	0-15 cm
Vörös-tó melletti töbör	+48°28’19.3972”	+20°32’33.0294”	V3	vörösagyag	0-15 cm

A tenyésztéshez a talajmintákból tízes léptékű hígítási sort készítettünk, majd ennek minden tagjából háromféle (nutrient, R2A és keményítőkazein) tápagar lemez felszínére szélesztettünk. Tíznapos, 28°C-os inkubációt követően csíraszám becslést végeztünk. A kifejlődött különálló telepeket morfológiai diverzitásuk szerint a táplemezekkel azonos összetételű ferde agarra izoláltuk. A baktériumtörzsek genotípusos vizsgálata során a törzsek tiszta tenyészeteiből DNS-t izoláltunk steril üveggyöngyös fizikai feltárással, majd PCR készülékben 5 percig 99°C-on denaturáltuk. Az izolált DNS-ből a 16S rDNS régiót 27f és 1387r primerekkel polimeráz láncreakció (PCR) segítségével szaporítottuk fel. Ezután a 16S rDNS PCR termékeket *Msp*I és *Bsu*RI restrikciós endonukleáz enzimekkel hasítottuk, és így létrehoztuk az egyes törzsekre jellemző ARDRA (Amplified Ribosomal DNA Restriction Analysis) mintázatot. Az egyedi hasítási mintázattal rendelkező (reprezentatív) törzsek faji szintű azonosítását a 16S rDNS bázissorrend-elemzésére alapozva, 27f primer felhasználásával, a jelölt terminátorú ciklikus szekvenálás módszerével végeztük el. A szekvenciák filogenetikai hovatartozását a GenBank internetes adatbázis (http://www.ncbi.nlm.nih.gov), illetve a már leírt, tenyésztésbe vont típustörzseket tartalmazó

EzTaxon server *(*http://www.eztaxon.org/; *CHUN et al.* 2007*)* segítségével ellenőriztük.

A tenyésztéstől független vizsgálatokhoz a 0,5-1,0 g-nyi talajmintákból DNS izoláló kit segítségével (Ultra Clean Soil DNA Isolation Kit, Mo-Bio), kémiai és mechanikus sejtfeltárást alkalmazva, a protokollnak megfelelően kivontuk a közösségi DNS-t. A talajmintákból nyert DNS-ekből a kék-fehér szelekción (*SAMBROOK – RUSSELL* 2001) alapuló módszerrel klónkönyvtárakat hoztunk létre. A módszerrel könnyen ellenőrizhető a célszekvencia beépülésének sikeressége. A vektor plazmidon megtalálható az ampicillin rezisztencia génje, valamint klónozó helye a β-galaktozidáz enzim N-terminális részét tartalmazza. Így a plazmid baktériumsejtbe történt transzformációjával a β-galaktozidáz gén inaktiválódik. A transzformált sejteket egy mesterséges cukrot, az X-gal-t tartalmazó táptalajra szélesztve az inzerttel nem rendelkező sejtekben létrejövő aktív β-galaktozidáz (IPTG) hatására galaktóz keletkezik és a baktériumtelep kékre színeződik. A klónkönyvtárak létrehozásakor azokkal a telepekkel dolgozunk tovább, amelyek növekednek ampicillin tartalmú táptalajon (azaz vektorral transzformáltak), és X-gal jelenlétében fehér színű telepeket képeznek (azaz tartalmazzák az inzert DNS-t). Jelen vizsgálataink során a klónkönyvtárak készítéséhez a pGem-T Vector System (Promega, WI, USA) klónozó rendszert alkalmaztuk, a gyártó utasításait követve, 27f és 1401r primerek felhasználásával. A reprezentatív klónszekvenciák filogenetikai azonosítását a baktériumtörzseknél leírtak szerint a 16S rDNS bázissorrend-elemzésére alapozva végeztük.

3. Eredmények és értékelésük

A talajmintákban átlagosan 10^6-10^7TKE/g (TKE = telepképző egység) csíraszám értékeket határoztunk meg a talajmintától és az alkalmazott táptalajtípustól függetlenül. A V3 minta esetében becsültük a legmagasabb csíraszám értéket keményítő-kazein táptalajon ($2{,}0*10^7$TKE/g) (*II. táblázat*). A legalacsonyabb értéket az A1 minta esetében nutrient táptalajon kaptuk ($8{,}1 \times 10^6$TKE/g).

II. táblázat
Table II

A talajminták csíraszám értékei (TKE/g) az alkalmazott táptalajok szerint
Germ count numbers(CFU/g) of soil samples according to the media used

Talajminta	Csíraszám értékek a különböző táptalajokon (TKE/g)		
	Nutrient	R2A	Keményítő-kazein
A1	$8{,}1*10^6$	$1{,}6*10^7$	$9{,}4*10^6$
V3	$9{,}1*10^6$	$1{,}3*10^7$	$2{,}0*10^7$

A Gömör-Tornai-karsztról származó talajmintákból izolált 75-75 baktériumtörzs közül összesen 100-at (A1: 50, V3: 50) sikerült tiszta tenyészetben fenntartani. A DNS kinyerést követően ARDRA csoportosítás után elvégeztük a tiszta tenyészetek csoportreprezentánsainak 16S rDNS-re alapozott részleges bázissorrend elemzését. A Bacteria doménen belül a 45 csoportreprezentáns törzset (A1: 19, V3: 26) 4 filogenetikai törzs 27 nemzetségének képviselőjeként azonosítottuk (*III. táblázat*).

III. táblázat
Table III

A baktérium törzsek és klónok filogenetikai megoszlása
The phylogenetic distribution of bacterial strains and clones

	A1 minta		V3 minta	
Filogenetikai csoport	**törzsek**	**klónok**	**törzsek**	**klónok**
CHLOROFLEXI	**0** (%)	**2** (%)	**0** (%)	**0** (%)
unclassified Chloroflexi bacterium		1		
ALPHAPROTEOBACTERIA	**8** (%)	**4** (%)	**6** (%)	**21** (%)
Bradyrhizobium				2
Brevundimonas			1	
Caulobacter	1		1	
Devosia				7
Mesorhizobium				2
Paracoccus				
Phyllobacterium	3			
Rhizobium			1	
Rhodoplanes				
Sphingomonas				
unclassified Alphaproteobacteria bacterium		2		3
BETAPROTEOBACTERIA	**4** (%)	**4** (%)	**12** (%)	**9** (%)
Achromobacter			1	
Duganella				
Massilia			3	
Mitsuaria			1	
Ramlibacter		1		
Variovorax		1	1	
Xenophilus	2			
unclassified Betaproteobacteria bacterium				6
GAMMAPROTEOBACTERIA	**2** (%)	**0** (%)	**16** (%)	**1** (%)
Luteimonas				
Lysobacter				
Pseudomonas	1		7	
Pseudoxanthomonas				
Shigella				
Xanthomonas			1	
unclassified Gammaproteobacteria bacterium				1
DELTAPROTEOBACTERIA	**0** (%)	**13** (%)	**0** (%)	**13** (%)
unclassified Deltaproteobacteria bacterium		6		9

III. táblázat (folytatás)
Table III (continued)

A baktérium törzsek és klónok filogenetikai megoszlása
The phylogenetic distribution of bacterial strains and clones

Filogenetikai csoport	A1 minta		V3 minta	
	törzsek	**klónok**	**törzsek**	**klónok**
FIRMICUTES	**38** (%)	**0** (%)	**12** (%)	**1** (%)
Bacillus	17		5	
Cohnella	1			
Paenibacillus	1		1	
Paenisporosarcina				
unclassified Firmicutes bacterium				1
ACTINOBACTERIA	**40** (%)	**51** (%)	**42** (%)	**12** (%)
Actinomadura				1
Aeromicrobium				
Agromyces	6		1	
Amycolatopsis			1	
Arthrobacter	1		4	
Brevibacterium			1	
Gaiella				1
Kribbella	1		4	
Leifsonia	2		1	
Lentzea				
Marmoricola		1		
Microbacterium	1		3	
Micrococcus				
Nocardioides	1			
Rhodococcus				
Streptomyces	8		6	
unclassified Actinobacteria bacterium		23		6
ACIDOBACTERIA	**0** (%)	**19** (%)	**0** (%)	**28** (%)
unclassified Acidobacteria bacterium		9		19
BACTEROIDETES	**8** (%)	**0** (%)	**12** (%)	**1** (%)
Flavobacterium	1		1	1
Pedobacter			1	
Solitalea	3		3	
unclassified Bacteroidetes bacterium			1	
VERRUCOMICROBIA	**0** (%)	**2** (%)	**0** (%)	**7** (%)
Chthoniobacter		1		
unclassified Verrucomicrobia bacterium				5
GEMMATIMONADETES	**0** (%)	**4** (%)	**0** (%)	**6** (%)
unclassified Gemmatimonadetes bacterium		2		4

A vizsgált talajmintákban egyértelműen az Actinobacteria törzs tagjai fordultak elő legnagyobb arányban. Az A1 mintában a Firmicutes törzs, míg a V3 mintában a Proteobacteria törzs bizonyult a második legnépesebb csoportnak. A legtöbb általunk izolált baktériumtörzs a *Bacillus, Streptomy-*

ces, Pseudomonas és *Agromyces* nemzetségekbe tartozott. E nemzetségek többségének képviselői nagy tűrőképességű, széleskörű metabolikus potenciállal bíró szervezetek, melyek feltételezhetően domináns előfordulásúak az általunk vizsgált talajokban, könnyen tenyészthetőek, kedvezőtlen környezeti feltételek mellett is képesek életben maradni.

A baktériumközösségek tenyésztéstől független vizsgálata során összesen 115 molekuláris klón (A1: 47; V3: 68) 72 csoportreprezentánsának (A1: 33; V3: 39) bázissorrend elemzését végeztük el. Az általunk kapott klónszekvenciákat az EzTaxon adatbázissal összevetve azt találtuk, hogy összesen 51%-uk tartozott azon 4 filogenetikai törzs valamelyikébe, melyeket a tenyésztéses vizsgálataink során is kimutattunk. A klónszekvenciák filogenetikai csoportonkénti megoszlása eltért a tenyésztés során kapott eredményektől. Klónozásos eljárással számos olyan filogenetikai csoport (Chloroflexi, Deltaproteobacteria, Acidobacteria, Verrucomicrobia és Gemmatimonadetes) képviselőit sikerült kimutatnunk, melyeket nem tudtunk tenyésztésbe vonni (*III. táblázat*).

A klónok néhány kivételtől eltekintve 97% alatti szekvencia hasonlóságot mutattak már leírt baktériumfajok szekvenciáival, ezért ezek az adatok a faji szintű azonosítást nem tették lehetővé. Az NCBI adatbázis használatával kapott eredményeket figyelembe véve a klónszekvenciák túlnyomó többsége a legnagyobb szekvencia egyezést (94-99%) eddig tenyésztésbe még nem vont környezeti klónokkal mutatta. Utóbbiak legnagyobb részét különböző talajmintákból, főleg rizoszféra talajokból izolálták (*ELSHAHED et al.* 2008, *JANGID et al.* 2010, 2011, *UPCHURCH et al.* 2008), de akadtak köztük hulladéklerakók környékéről, állati ürülékből, valamint nitrogénkötő szervezetekből származóak is (*MILITON et al.* 2010, *WUST et al.* 2011, *ALEXANDRE et al.* 2009). Az eredményeket figyelembe véve a klónkönyvtár-analízissel a tenyésztéses módszernél szélesebb filogenetikai diverzitást tudtunk feltárni, hiszen az általunk vizsgálatba vont baktériumtörzsek és molekuláris klónok száma megközelítőleg azonos volt. Hasonló megállapításokra jutottunk a Tapolcai-karszt talajmintáinak mikrobiológiai vizsgálata során is (*BÜKI et al.* 2011).

A Gömör-Tornai- és a Tapolcai-karszt (*BÜKI et al.* 2011) talajmintáin végzett mikrobiológiai vizsgálatok eredményeit összevetve megállapítható, hogy mindkét területen az Actinobacteria törzs tagjai voltak jelen számottevő mennyiségben (a Gömör-Tornai-karsztról származó talajokból összesen 41 baktériumtörzs és 32 klónszekvencia). A legtöbb törzs a *Streptomyces* nemzetség tagja volt, a két karsztterületről nagyjából azonos arányban. Jelentős számban fordultak még elő az *Agromyces* és *Arthrobacter* nemzetségek képviselői, melyek közül a Gömör-Tornai-

karsztról több törzs került elő, mint a Tapolcai-karsztról. A *Kribbella*, *Leifsonia* és *Microbacterium* nemzetségekbe tartozó törzseket csak a Gömör-Tornai-karszt talajmintáiból izoláltunk, egyéb nemzetségek csupán egy vagy két törzzsel képviseltették magukat (*III. táblázat*). Az Actinobacteria törzzsel legközelebbi rokon klónszekvenciák szintén nagyjából egyenlő arányban kerültek elő mindkét karsztról. Ezek közül két reprezentáns klónszekvenciát a V3 talajmintából nemzetség szinten (*Actinomadura* és *Gaiella*), egy további klónt az A1 mintából faji szinten (*Marmoricola aequoreus*) sikerült azonosítani. Utóbbi egy sárga színű aktinobaktérium, melyet tengerparti homokos üledékből izoláltak először (*LEE* 2007).

A Gömör-Tornai-karszt talajmintáiban a Firmicutes filogenetikai törzs 25 baktériumtörzzsel és 1 klónszekvenciával képviseltette magát. A törzsek többsége a *Bacillus* nemzetségbe tartozott, akárcsak a Tapolcai minták esetében (*BÜKI et al.* 2011).

A Proteobacteria törzs Alpha-, Beta-, és Gammaproteobacteria osztályainak tagjait mind tenyésztéssel, mind klónozással kimutattuk, míg a Deltaproteobacteria osztály rokonságába tartozókat csak klónkönyvtár-analízissel sikerült azonosítanunk. Körülbelül azonos számú törzset izoláltunk az Alpha-, Beta- és Gamma osztályokból (rendre 7, 8, 9), a Tapolcai-karszt esetén ezek az arányok jelentősen eltértek, a Gammaproteobacteria osztály javára (*BÜKI et al.* 2011). A *Pseudomonas* nemzetség tagjai bizonyultak a leggyakoribb előfordulásúnak, ezen kívül előkerültek még egynél nagyobb számban a *Caulobacter, Phyllobacterium, Massilia* és *Xenophilus* rokonságába tartozó törzsek. A klónkönyvtárak Gram-negatív dominanciáját jelezte, hogy 40 klónszekvencia tartozott a Proteobacteria filogenetikai törzsbe, közel kétszerese az e csoportba tartozó baktériumtörzseknek. A klónszekvenciák megoszlása az egyes osztályok között nem volt olyan egyenletes, mint a törzsek esetében. Az Alpha- és Deltaproteobacteria osztályokkal közel azonos számú (16, illetve 15) klón mutatott rokonságot, a Betaproteobacteria osztályba feleannyi (8) szekvencia, a gammaproteobaktériumok közé pedig mindössze egyetlen klón tartozott. A Tapolcai-karsztról származó talajokban jóval nagyobb arányban fordultak elő a gammaproteobaktériumok (*BÜKI et al.* 2011). *MILITON et al.* (2010) megfigyelései szerint egy alifás szénhidrogénekkel szennyezett ipari területen folytatott aerob bioremediáció során a szerves szennyezőanyagok mennyiségének csökkenésével párhuzamosan jelentősen változott a baktériumközösség összetétele. A szénhidrogénnel szennyezett talajokra a gammaproteobaktériumok arányának növekedése volt jellemző, amit a kutatók „*gamma-eltolódás*”-nak neveztek el. A Gömör-Tornai-karszt talajaihoz

képest a Tapolcai-karszt talajaiban tapasztalt nagyobb arányú Gammaproteobacteria előfordulás egyik lehetséges oka szintén lehetett antropogén eredetű szennyezés. Az Alphaproteobacteria osztályból olyan nemzetségekkel rokon szekvenciákat is kimutattunk, melyeket nem sikerült tenyésztésbe vonni, így a *Bradyrhizobium* és *Devosia* nemzetségek tagjait. Az egyik klónszekvencia 99%-os hasonlóságot mutatott a *VINUESA et al.* (2005) által leírt *Bradyrhizobium canariense* fajjal, mely egy savtűrő endoszimbionta, ami a Kanári-szigeteken honos rekettye-féle hüvelyes növényekben (Papilionoideae: Genisteae) képez gümőt. Ugyancsak faji szinten azonosítottuk a *Variovorax ginsengisoli*-t, egy Gram-negatív, aerob vagy fakultatív anaerob, spórát nem képző, mozgásképes, pálcika alakú denitrifikáló baktériumot, melyet egy dél-koreai ginzengföld talajából izoláltak (*IM et al.* 2010).

A Gömör-Tornai-karszt talajmintáiból 10 baktériumtörzs és mindössze 1 klónszekvencia tartozott a Bacteroidetes filogenetikai törzsbe. Közülük nemzetség szinten tudtuk azonosítani a talajokban gyakori előfordulású *Flavobacterium*, *Solitalea* és *Pedobacter* genuszokat.

A klónozás során nagy számban kerültek elő az Acidobacteria törzszsel rokon szekvenciák, mely csoportba tartozó baktériumok tenyésztéssel csak nehezen mutathatók ki speciális tápanyagigényeik miatt. Ezen kívül azonosítottunk még a Verrucomicrobia, Gemmatimonadetes és Chloroflexi törzsekbe tartozó klónokat is.

4. Összefoglalás

A Gömör-Tornai-karszt két mintavételi pontján, 2010 őszén gyűjtött talajmintákon végeztünk tenyésztésen alapuló és tenyésztéstől független molekuláris mikrobiológiai vizsgálatokat. A tenyésztéses vizsgálatok során a baktériumtörzseket az Actinobacteria, Firmicutes, Proteobacteria és Bacteroidetes filogenetikai törzsek fajaiként azonosítottuk, melyek közül az Actinobacteria törzs tagjai fordultak elő a legnagyobb arányban. Tenyésztéssel a talajok baktériumközösségeiben Gram-pozitív dominanciát tapasztaltunk, és elsősorban az aerob, kemoorganotróf heterotróf anyagcserét folytató, talajokban gyakori előfordulású, nagy tűrőképességű és széleskörű anyagcsere-potenciállal bíró szervezeteket tudtuk kimutatni. Klónkönyvtár elemzéssel a talaj-baktériumközösségek szélesebb körű diverzitását tártuk fel. A tenyésztéssel kimutatott taxonokon kívül a Chloroflexi, Acidobacteria, Verrucomicrobia és Gemmatimonadetes törzsek, valamint a Deltaproteobacteria osztály képviselői is előkerültek, vagyis számos sajátos tenyésztési igényű, illetve más anyagcserével jellemezhető szervezet, me-

lyek szintén fontos szerepet játszhatnak a talajok közösségi anyagcseréjében.

A Gömör-Tornai karsztról származó talajok baktériumközösségeit a tenyésztéses vizsgálatok eredményei alapján összehasonlítva megfigyelhető volt, hogy míg az Aggteleki-tó melletti mintában az aktinobaktériumok után a Firmicutes törzs bizonyult a második legnépesebb csoportnak, addig a Vörös-tó melletti mintában a Proteobacteria törzs tagjai fordultak elő legnagyobb arányban. Klónozásos eljárással az aktinobaktériumokkal szemben szintén a Proteobacteria törzs nagyobb arányú előfordulását tudtuk kimutatni a Vörös-tó melletti mintában.

A kutatások az OTKA T79135 sz. pályázatának támogatásával folytak.

IRODALOM

ALEXANDRE, A. – RIGIDO, C. – LARANJO, M. – RODRIGUES, S. – OLIVEIRA, S. (2009): Survey of Chickpea Rhizobia diversity in Portugal reveals the predominance of species distinct from *Mesorhizobium ciceri* and *Mesorhizobium mediterraneum*. – Microb. Ecol. 58 pp. 930–941.

BÜKI G. – KNÁB M. – MÁRIALIGETI K. – MÓGA J. – BORSODI A. (2011): Összehasonlító diverzitás vizsgálatok a Tapolcai karszt talajainak baktériumközösségein. – Karsztfejlődés XVI., Szombathely, pp. 143–155.

CHUN, J. – LEE, J.-H. – JUNG, Y. – KIM, M. – KIM, S. – KIM, B. K. – LIM, Y. W. (2007): EzTaxon: a web-based tool for the identification of prokaryotes based on 16S ribosomal RNA gene sequences. – Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 57 pp. 2259-2261.

DARABOS G. (1997): Mikroorganizmus-közösségek karsztkorróziós szerepének laboratóriumi vizsgálata az Aggteleki-karszt talajain. – Kandidátusi értekezés, ELTE, Budapest, Kézirat.

ELSHAHED, M.S. – YOUSSEF, N.H. – SPAIN, A.M. – SHEIK, C. – NAJAR, F.Z. – SUKHARNIKOV, L.O. – ROE, B.A. – DAVIS, J.P. – SCHLOSS, P.D. – BAILEY, V.L. – KRUMHOLZ, L.R. (2008): Novelty and uniqueness patterns of rare members of the soil biosphere. – Appl Environ Microbiol. 74 pp. 5422–5428.

IM, W.T. – LIU, Q.M. – LEE, K.J. – KIM, S.Y. – LEE, S.T. – YI, T.H. (2010): *Variovorax ginsengisoli* sp. nov., a denitrifying bacterium isolated from soil of a ginseng field. – Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 60 pp. 1565–1569.

JANGID, K. – WILLIAMS, M.A. – FRANZLUEBBERS, A.J. – BLAIR, J.M. – COLEMAN, D.C. – WHITMAN, W.B. (2010): Development of soil

microbial communities during tallgrass prairie restoration. – Soil Biol. Biochem. 42 pp. 302–312.
JANGID, K. – WILLIAMS, M.A. – FRANZLUEBBERS, A.J. – SCHMIDT, T.M. – COLEMAN, D.C. – WHITMAN, W.B. (2011): Land-use history has a stronger impact on soil microbial community composition than aboveground vegetation and soil properties. – Soil Biol. Biochem. 43 pp. 2184–2193.
KNÁB M. – KISS K. – LEHNER Á. – SZILI-KOVÁCS T. – PALATINSZKY M. – MÁRIALIGETI K. – MÓGA J. – BORSODI A. (2010): Hazai epikarszt rendszerek talajaiban előforduló mikrobaközösségek szerkezetének és aktivitásának összehasonlító elemzése. – Karsztfejlődés XV., NyME, TTK. Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 35–48.
KNÁB, M. – SZILI-KOVÁCS, T. – KISS, K. – PALATINSZKY, M. – MÁRIALIGETI, K. – MÓGA, J. – BORSODI, A.K. (2012): Comparison of soil microbial communities from two distinct karst areas in Hungary. – Acta Microbiologica et Immunologica Hungarica 59 pp. 91–105.
LEE, S.D. (2007): *Marmoricola aequoreus* sp. nov., a novel actinobacterium isolated from marine sediment. Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 57 pp. 1391–1395.
MILITON, C. – BOUCHER, D. – VACHELARD, C. – PERCHET, G. – BARRA, V. – TROQUET, J. – PEYRETAILLADE, E. – PEYRET, P. (2010): Bacterial community changes during bioremediation of aliphatic hydrocarbon-contaminated soil. – FEMS Microbiol. Ecol. 74 pp. 669–681.
MÓGA J. – KISS K. – SZABÓ M. – KÉRINÉ BORSODI A. – KÉRI A. – MARI L. – KNÁB M. – IVÁN V. (2011): Természeti és antropogén hatások vizsgálata a Tapolcai-karszt epikarsztos rendszerében. – Karsztfejlődés XVI., NyME, TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 185–201.
MÓGA J. – MARI L. – KISS K. – KÉRINÉ BORSODI A. – KÉRI A. – KNÁB M. – SZABÓ M. – DARABOS G. – VARJU ZS. – EGERVÁRI N. (2010): A karsztos táj változásainak (degradációjának) vizsgálata a Tapolcai-karszton. Tájökológiai kutatások 2010. IV. Magyar Tájökológiai Konferencia MTA Földrajztudományi Kutatóintézete Budapest, pp. 177–186.
SAMBROOK, J. – RUSSELL, D. W. (2001): Molecular Cloning. – Cold Spring Harbor Laboratory Press, Cold Spring Harbor, NY, USA.
SZABÓ M. – KÉRINÉ BORSODI A. – KISS K. – KNÁB M. – KÉRI A. – HAJDUNÉ DARABOS G. – MÓGA J. (2010): Hazai karszttavak tájökológiai szemléletű állapotfelmérése. – IV. Magyar Tájökológiai Konferencia MTA Földrajztudományi Kutatóintézete Budapest, pp. 255–261.

UPCHURCH, R. – CHIU, C.Y. – EVERETT, K. – DYSZYNSKI, G. – COLEMAN, D.C. – WHITMAN, W.B. (2008): Differences in the composition and diversity of bacterial communities from agricultural and forest soils. Soil Biol. –Biochem. 40 pp. 1294–1305.
VINUESA, P. – LEÓN-BARRIOS, M. – SILVA, C. – WILLEMS, A. – JARABO-LORENZO, A. – PÉREZ-GALDONA, R. – WERNER, D. – MARTÍNEZ-ROMERO, E. (2005): *Bradyrhizobium canariense* sp. nov., an acidtolerant endosymbiont that nodulates endemic genistoid legumes (Papilionoideae: Genisteae) from the Canary Islands, along with *Bradyrhizobium japonicum bv. genistearum*, Bradyrhizobium genospecies alpha and Bradyrhizobium genospecies beta. Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 55 pp. 569–575.
WUST, P.K. – HORN, M.A. – DRAKE, H.L. (2011): Clostridiaceae and Enterobacteriaceae as active fermenters in earthworm gut content. ISME J 5 pp. 92–106.
ZÁMBÓ, L. (1998): The experimental examination of microbial origin corrosion aggressivity of karst soils. – Acta Carsologica XXVII/1, pp. 16-25.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 117-130.

SZÉNDIOXID PRODUKCIÓ MÉRÉSE MAGASHEGYSÉGI TERÜLETEKEN

[1]SKRIBANEK ANNA, [2]DEÁK GYÖRGY, [3]VERESS MÁRTON

[1]Nyugat-Magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Biológiai Intézet, 9700 Szombathely, Károlyi G. tér 4.
[3]Nyugat-Magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Földrajzi és Környezetvédelmi Intézet, 9700 Szombathely, Károlyi G. tér 4.
[1]sanna@ttk.nyme.hu,

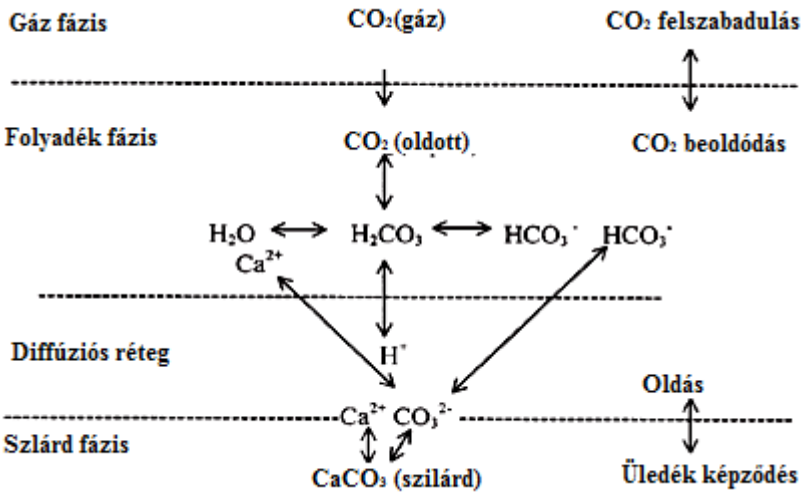
Abstract: Soil CO_2 content in summer and snow CO_2 content in winter of areas with different vegetation coverings was investigated in alpine terrains (Totes Gebirge). Dissolution of limestone was compared on slopes with vegetation patches (grass or dwarf pine) and on bare slopes. Dissolution intensity was also studied on a model system. CO_2 measurements were performed using an infrared gas analyzator. Amount and role of tannin and oganic acids in the dissolution process was also investigated. CO_2 content of the soil was found higher under vegetation patches because of the degradation of organic materials. It was highest under grass patches, followed by dwarf bushes, dwarf pines with grass undergrowth and it was the lowest under dwarf pines. The CO_2 content of the soil with no vegetation was not significantly lower than that under dwarf pines. Dissolution of marble tablets was greater on the free surface, than under the grass slope, the lowest under the slope of dwarf pine. The dissolution rate depends from the vegetation and the presence of flowing water.

1. Bevezetés

A mészkőfelszínek pusztulásában a korróziós folyamatok a meghatározók. Az oldódás folyamatáért jelentős részben a vízben oldódó CO_2 a felelős (*1. ábra*) a karros térszíneken. Az oldódás intenzitása számos tényezőtől függ, így pl. a tengerszint feletti magasságtól, a lejtőszögtől, a növényzettől és a talajtól (*GINES* 1996, *VERESS* 2010).

A karros formákban végbement oldódást *SWEETING* (1966), *THOMAS* (1970), *HIGH-HANNA* (1970), *ZÁMBÓ-TELBISZ* (2000), *HOBLEA et al*. (2001) határozták meg a felszín leoldódási sebességének mérésével. BÖGLI (1961) fedetlen mészkövön 0,015mm/év lepusztulást számított, *SWEETING* (1966) 1500-2500 mm évi csapadék mellett 0,004-0,004 mm/év leoldódást mért. Extrém nagy csapadékú területen a talaj nélküli fedetlen térszíneken is nagyobb lesz az oldódás, ahol a csapadék elérheti a 8000 mm/év mennyiséget, 0,06-0,09 mm/év a sebessége (*HOBLEA et al*. (2001). Fedett karros formákban (rinnekben) a leoldódás jelentősen nagyobb, tőzeg alatt így 2500 mm/év csapadék mellett a lepusztulás 6,3-11,5 mm/évnek adódott (*SWEETING*, 1966). 1500-2000 mm/év csapadék esetén, talaj alatt 0,4-0,5 mm/év sebességet mértek

(*NEWSON*, 1970). *ZÁMBÓ-TELBISZ* (2000) szerint a talaj alatti hasadékok 0,04 mm-t, a fedetlenek 0,0013 mm-t mélyülnek évente.



1. ábra. A karros oldódás dinamikus modellje(ZHONGCHENG AND DAOXIAN, 1999)
Fig. 1. Conceptual model of karst dynamic system (ZHONGCHENG AND DAOXIAN, 1999)

A talaj hatását a karrosodásra a talaj alatti karrformák jellemzését és osztályozását *SZUNYOGH* (1999), *ZSENI* (2004, 2009), *SLABE* (2009) mutatták be. Megállapították, hogy a talajnak közvetlen hatása van a formák kialakulására. A különböző talajok CO_2. produkcióját és a talaj alatti oldódást *WILLIAMS* (1966), *JONES* (1965), *CURTIS et al*. (1976) mérte. Megállapították, hogy az oldódás mértéke függ a talaj nedvesség-tartalmától, a hőmérséklettől és a biológiai aktivitástól.

Az oldódás intenzitásának közvetlen mérésére a mészkőtablettás módszer alkalmas (*TRUDGILL*, 1975, 1976, 1983). Különböző környezetekben (talajban, talajfelszínen és levegőben) elhelyezett tabletták tömegvesztesége alapján a korrózió a levegőben kisebb, mint a talajban ill., a talaj felszínén (JENNINGS, 2000), LIU (2000). A talajban az oldódás mértéke 1,5-5-szöröse a levegőben mérhetőnek (*URUSHIBARA et al*. 1999). A standard tabletták tömegcsökkenése 0,8-1,8% közötti a különböző típusú karszt területeken (*KASHIMA*, 1996). A növekvő CO_2 koncentráció növeli az oldódást, azonban a tabletták oldódása nem a CO_2 abszolút koncentrációjától, hanem a CO_2 aktivitásától függ. A talajok CO_2-tartalma szezonális és klimatikus hatásoktól függ, a CO_2 nyáron a talajból a légkörbe és a karbonátos kőzetekbe jut, télen viszont csak a talajból a légkörbe történő diffúziót figyelték meg (LIU, 2000). Japánban örökzöld növényzetű környezetben *MARIKO et. al*. (1994) a talajban nyáron és a hóban télen is

mérte a CO_2 effluxot, mindkét időszakban pozitív mérleget tapasztalt, mely télen 20-50, míg nyáron 350-450 $mgCO_2m^{-2}h^{-1}$ közötti. A talaj levegő CO_2 tartalma évszakos ingadozást mutat, legkisebb februárban és legnagyobb május és november között, augusztusban akár a 10-12 000 mm^3/m^3 értéket is elérheti. A mért adatokkal közvetetten a növényzetnek és a talajnak a karrosodásban betöltött szerepére lehetett következtetni.

A korrózió mértékét 3 különböző típusú karrterületen vizsgáltuk, melyeken a fajlagos leoldódás, az átlagos fajlagos leoldódás, a fajlagos vályúkeresztmetszet-terület, a fajlagos vályúalak és a sűrűség alapján *VERESS* (2012) következő megállapításokat tette: A lejtők karrosodásának intenzitása, ha van növényfolt, akkor attól távolodva csökken. Ha nincs növényfolt, a lejtő felső peremétől távolodva növekszik. A legintenzívebb karosodást a törpefenyőfoltos lejtő alatti csupasz lejtőrész mutatta.

Problémafelvetés:

- Az oldódás közvetlen vizsgálata fedetlen és fedett karsztokon (törpefenyős és gyepes), a fenti megállapítások igazolására.
- A növényzet oldódásban betöltött szerepének tisztázása.

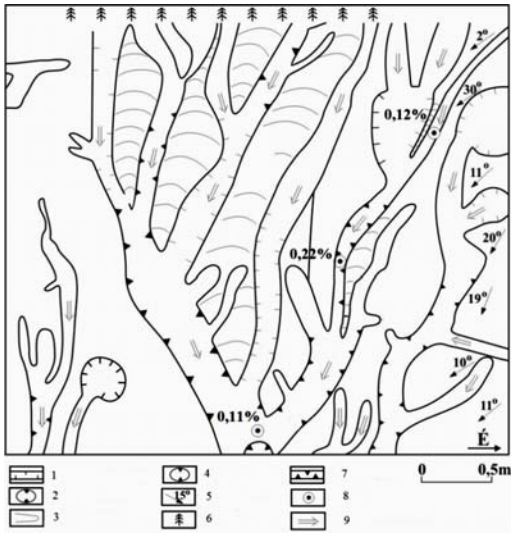
2. Anyag és módszer

2.1. Vizsgálati helyszínek

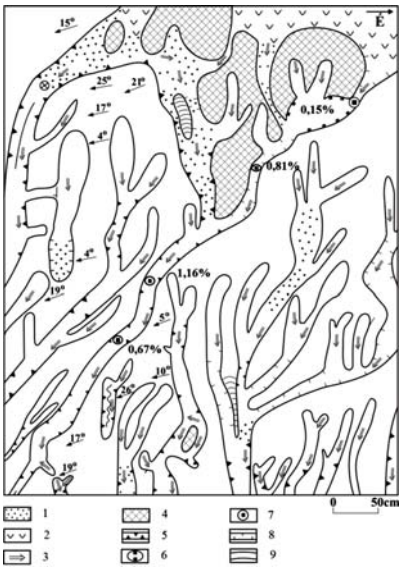
A vizsgálati helyszín (1/9/XIX jelű) a Tragl-csúcs alatti gleccservölgy (Totes Gebirge) D-i végénél 1800-1900 m-es magasságok között van a völgytalp a réteglépcsőinek egyik réteglapján (*2. a. ábra*). A törpefenyővel szegélyezett helyszín 10,41 m^2 kiterjedésű lejtőrész (1/9/XIX/1 jelű) K-i irányba dől 10-20^o dőléssel (*2. b. ábra*). A gyeppel szegélyezett helyszín 35,42 m^2 kiterjedésű lejtőrész (1/9/XIX/2 jelű) DK-re dől, dőlésszöge mintegy 5-20^o (*2. c. ábra*). A csupasz helyszín 17,17m^2 kiterjedésű lejtőrész (1/XIX/3 jelű) D, DK-i irányba dől 10-20^o -os dőléssel.

A talaj CO_2 tartalmának mérésére a 3 mintaterületet és a közelében található különböző növényzettel borított területeket választottunk.

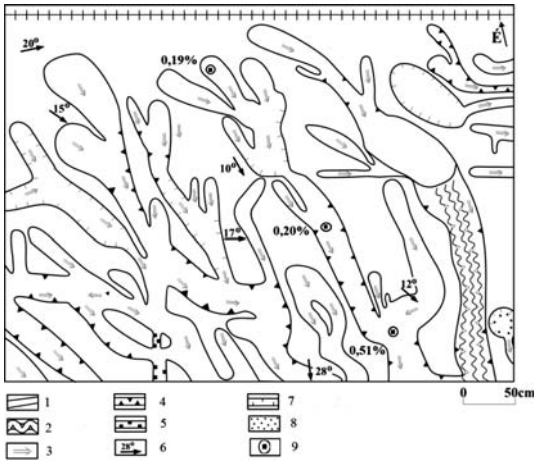
A hó CO_2 tartalmának mérését a Rax-Alpokban (47°43’09,71”, 15°46’18,67”, 1594 m) az előzőekben leírt mintaterekhez hasonló környezetekben végeztük. (Két különböző típusú helyszínen mértünk: törpefenyővel borított területen közvetlenül a törpefenyő foltban, és szabad sziklafelszínen, a felszíntől lefelé haladva 10-20 cm-enként 5-5 ismétlésben.



2. a ábra A márvány tabletták relatíve tömegcsökkenése a (1/9/XIX/1 jelű) törpefenyős területen
Jelmagyarázat: 1. B típusú mellékvályú, 2. Talpi madáritató, 3. A típusú vályú, 4. Vályútalpi kürtő, 5. Lejtésirány és lejtőszög, 6. Törpefenyő, 7. B típusú fővályú, 8. Márvány, 9. Vályútalp dőlésének iránya
Fig. 2a. Relative mass loss of the marble tablets (marked 1/9/XIX/1) on the Pinus mugo area
Legend:1. type B tributary channel,2. channel bottom kamenitza, 3. type A channel, 4. vályútalpi kürtő, 5. dip direction and dip angle, 6. Pinus mugo. 7. type B channel,. 9. the direction of dip of the channel floor,



2.b. ábra A márvány tabletták relatíve tömegcsökkenése a (1/9/XIX/2 jelű) gyepes területen
Jelmagyarázat: 1. Talaj, 2. Növényzet, 3. Vályútalp dőlésének iránya, 4. Maradvány térszín, 5. B típusú fővályú, 6. Talpi medence, 7. Márvány, 8. B típusú mellékvályú 9. A típusú vályú
Fig. 2b. Relative mass loss of the marble tablets (marked 1/9/XIX/2) on the grass area
Legend:1. soil, 2. plants, 3. direction of dip of channel, 4. lag surface, 5. type B channel, 6. floor basin, 7. marble, 8. type B tributary channel, 9. type A channel,



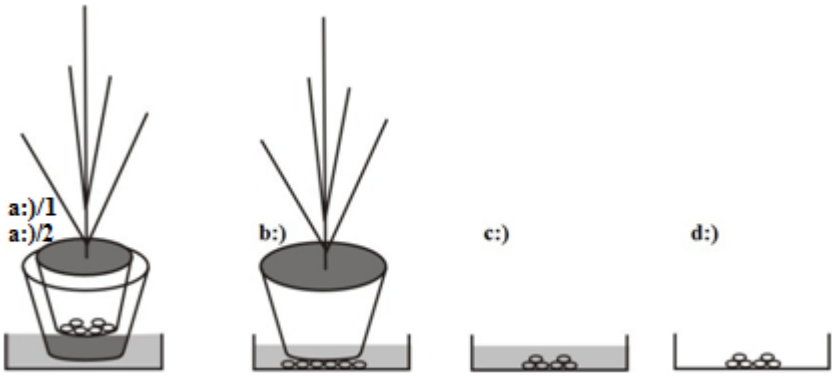
2.c. ábra A márvány tabletták relatíve tömegcsökkenése a (1/9/XIX/3 jelű) szabad sziklafelszínen
Jelmagyarázat: 1. A típusú vályú, 2. Meanderező belső (talpi) II. típusú vályú 3. Vályútalp dőlésének iránya, 4. B típusú fővályú, 5. Hasadék, 6. Felszín dőlésiránya és dőlésszöge, 7. B típusú mellékvályú 8. Talaj és növényzet, 9. Márvány
Fig. 2c. Relative mass loss of the marble tablets (marked 1/9/XIX/2) on the free surface
Legend: 1. type A channel, 2. meandering internal (floor) type II. channel, 3. the direction of the dip of the channel floor, 4. type B main channel, 5. grike, 6. the direction of the dip of the slope, and dip angle, 7. type B tributary channel, 8. soil and plant, 9. marble

3. Vizsgálati módszerek

Márványtabletták segítségével közvetlen korrózióvizsgálatot végeztünk a vizsgált területeken.. A tablettákat 2010. 08. 07-én helyeztük ki a karrformákba, talajba, törpefenyő ágaira. Minden helyszínre 3-3 márvány mintát helyeztünk ki, melyekből 1-1 db-ot gyűjtöttünk be egy év után 2011.08.06-án. A mintákat kihelyezés előtt és után is 60°C-on súlyállandóságig szárítottuk, majd analitikai pontossággal mértük. A márványkockák mérete 2x2 cm, átlagos kiindulási tömege: 18,94±0,28g volt.

Az oldódás intenzitás évszakos változását modellezett oldódás viszonyok mellett is vizsgáltuk. Mivel alapvetően a csupasz felszín és a törpefenyővel fedett karrok oldódás viszonyainak tisztázása volt célunk, ezért a modellrendszerben 3 különböző törpefenyős, és 2 szabad sziklafelszíni elrendezést vizsgáltunk (*3. ábra*). Az első három kezelés a növényzet hatásainak kimutatására szolgál.

a./1 elrendezés: a tablettákat a cserép alján a törpefenyő alatt helyeztük el, a csapadékvíz a tablettákon szabadon átáramlik, az elrendezés a természetes környezethez hasonló.



3. ábra Modellkísérlet elrendezés a márvány tabletták korróziójának mérésére (a:)/1 törpefenyő alatt víz elvezetésével, a:)/2 törpefenyő alatt víz elvezetésével naponta 07-08 és 19-20 óra között folyamatosan öntözve, b:) törpefenyő alatt vízben áll c:) Vízben áll, d:) szabadban áll a tabletta, a csapadékvíz szabadon távozik
Fig. 3. Model experiments to measure the corrosion of marble tablets (a:)/1 in the dwarf pine under water draining, a :)/2 a Pinus mugo under water draining, each day watering 07-08 and 19-20 hours , b :) under the Pinus mugo stands in the water c :) stands in the water, d :) the tablet stands ont he free surpace, the rain water flows away freely

a./2 elrendezés: az előzőhöz hasonló tabletta elhelyezés, de naponta 2x1 óra folyamatos csapadékvizes öntözést biztosítottunk (7-8 és 19-20 óra között). Az elrendezés a csapadékos illetve csurgalékvizes területekhez hasonló.

b. elrendezés: a tablettákat a cserép alján helyeztük el, azonban a talajon átszivárgó vízben állnak tartósan a tabletták, ez a növény alól a víz elvezetés gátlásával modellezi a növényzet alatt kialakuló oldás viszonyokat állandónak tekinthető vízborítás mellett.

c. elrendezés: növényzet nélkül nyitott edénybe helyeztük a tablettákat, ahol a tabletták folyamatosan vízben állnak. A csupasz felszínek pl a madáritatók oldás viszonyait modelleztük így.

d. elrendezés: a tablettákat alul lyukas nyitott edénybe helyeztük, így a csapadékvíz gyorsan távozhatott a rendszerből, ezzel modelleztük a csupasz sziklafelszínt, ahol csak időszakos a vízborítás.

A fenti elrendezéseket Szombathelyen szabadban helyzetük el félárnyékban (tengerszint feletti magasság 220m, középhőmérséklet: 10,54°C, csapadékösszeg: 633mm). Kezelésenként 3-3 db, átlagosan 20, 97$\pm$0,56g tömegű 2*2cm oldalhosszúságú márvány kockát helyeztünk el és 25-30 naponta mértük vissza tömegállandóságig történő szárítás után.

A CO_2 mérést Viasala CARBOCAP GM70 típusú infravörös hordozható gáz analizátorral végeztük a 2011. 08.05-10. között talajban, és hóban 2012. 02. 23, 03. 22, 05.09-én. A talajból és hóból pumpás mintavevővel vettük a gázmintákat.

A hó tömörödöttségének méréséhez a hó mintákat 1l térfogatú edénybe vettük alkalmanként 5-5 db-ot.

A cseranyag tartalom meghatározását galluszsavra vonatkoztatva Folin and Ciocalteu's reagenssel határoztuk meg *SINGLETON* (1965) és *WELBURN* (1996) módszere alapján.

Protonszám meghatározását a magyar szabvány szerint végeztük (MSZ 3633-81). 5 g növényi mintát homogenizáltuk etil-alkohol/etil-éter 1:1 (v / v) elegyében. A szabad savtartalmat, 0,01 M KOH oldattal semlegesítettük fenolftalein pH indikátor. r jelenlétében. A sav – azaz a proton számot a következő egyenlet alapján számoltuk

S = (56,1 * N * V) / m

S = sav szám, N = KOH molaritása (0,01),

V = semlegesítésére szükséges KOH cm3-ben,

M = a minta tömege g-ban.

4. Eredmények

A márvány tabletták korróziójának mértéke a felületegységre vonatkoztatott tömegcsökkenés alapján legjelentősebb a szabad sziklafelszínen, majd a gyeppel borított karrformáknál és azok vályúrendszerében. Legalacsonyabb a törpefenyős lejtőkön (*I. táblázat*). A nagyobb tömegveszteség a gyep alatt a talajok magasabb CO_2 tartalmával függ össze (*II. táblázat*). A talajok CO_2 termelését jelentős mértékben a rajta kialakuló növényformációk határozzák meg. Méréseink alapján sorrendben a legjelentősebb a gyep, majd a törpecserje, törpefenyő gyep aljnövényzettel, törpefenyő társulások CO_2 termelése. A növényzet nélküli talaj a legalacsonyabb, de szignifikánsan nem kevesebb, mint a csak törpefenyővel borított területeké. Meg kell jegyezni, hogy a törpefenyő aljnövényzete csak nagyméretű sűrű állományok esetében hiányozhat.

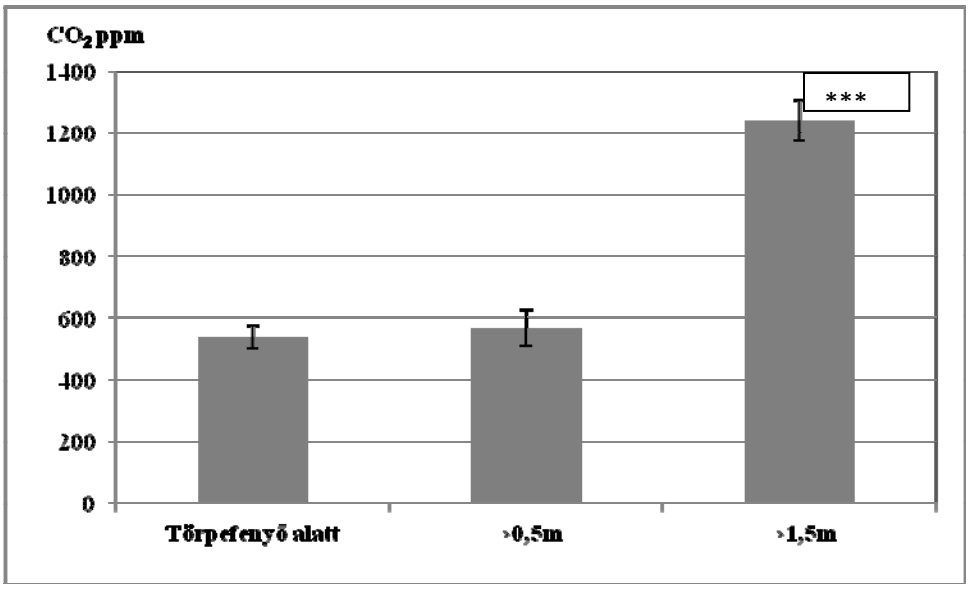
I. táblázat
Table Í.

Márvány tabletták oldódása (Anova egytényezős varianciaanalízis)
The dissolution the marble tablets (Anova one-way analysis)

	Törpefenyő (mg/cm^2)	Szabad felszín (mg/cm^2)	Gyep (mg/cm^2)
1	0.12	0.15	0.19
2	0.22	0.81	0.20
3	0.11	0.67	0.51
átlag	**0.15**	**0.55**	**0.30**
st. hiba	0.06	0.35	0.18
sd p=5%	$SZD_{P=0,1\%}$ =0,24		

II. táblázat
Table II.
Különböző növényborítottság hatása a talaj CO_2 tartalmára (2011 augusztusában 10-14 óra között).
Vegetation effects on the soil CO_2 content (10 to 14 hours in August 2011).

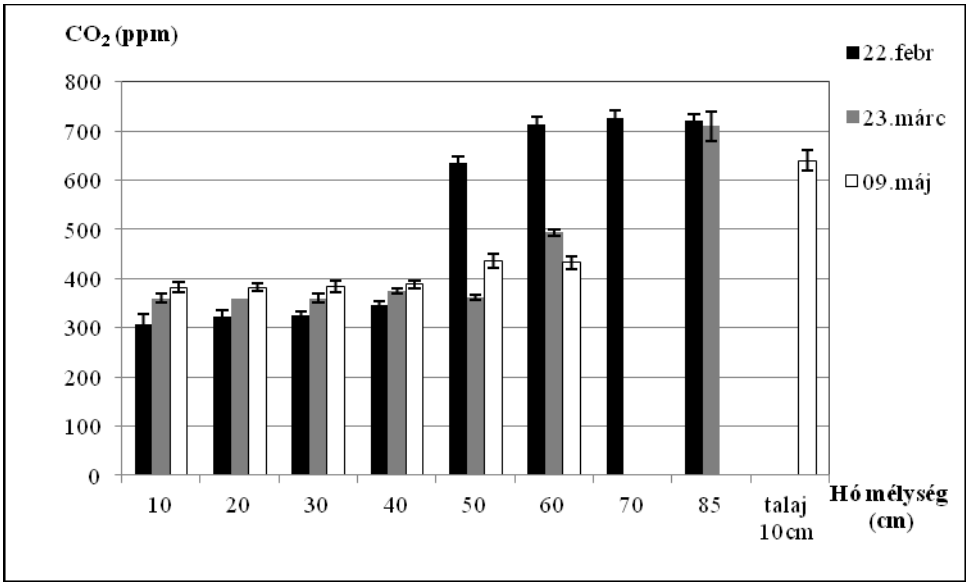
	Gyep (ppm)	Törpecserje (ppm)	Törpefenyő+gyep (ppm)	Törpefenyő (ppm)	Talaj (ppm)	Levegő (ppm)
Talajban (10cm)	3495	1315	1125	555	492	289
Standard hiba	874***	547	165	191	105	19



*4. ábra CO_2 tartalom változása a talajban a törpefefenyőfolttól távolodva (2011 augusztus). Jelmagyarázat: *** P=0,05%*
*Fig. 4. Changes in the CO_2 content in the soil away from Pinus mugo (August 2011). Legends: *** P=0,05%*

A vizsgált 3 vályúrendszer fajlagos leoldásában mutatott markáns különbségek (*VERESS*, 2012) csak részben feleltek meg a tabletták relatív tömegcsökkenésével. E szerint a csupasz lejtőket a viszonylag nagy átlagos fajlagos leoldódás, nagy fajlagos vályúkeresztmetszet és nagy vályúsűrűség jellemzi. Törpefenyős lejtőkön a fajlagos leoldódás, de a fajlagos vályúkeresztmetszet is nagyobb, mint gyepfoltos lejtőn. Tehát törpefenyőfoltos lejtőn az oldódás intenzitása is nagyobb, mint gyepfoltos lejtőn. Ez főként a törpefenyős növényfolttól néhány méter távolságra mutatható ki. A tabletták tömegcsökkenése azonban a gyepfolt alatti vályúrendszerben volt szignifikánsan magasabb. Megvizsgáltuk a törpefenyő tövétől távolodva a CO_2 tartalmat a talajban, és megállapítottuk, hogy a CO_2 tartalom a növény tövétől távolodva nő (*4. ábra*), mely a

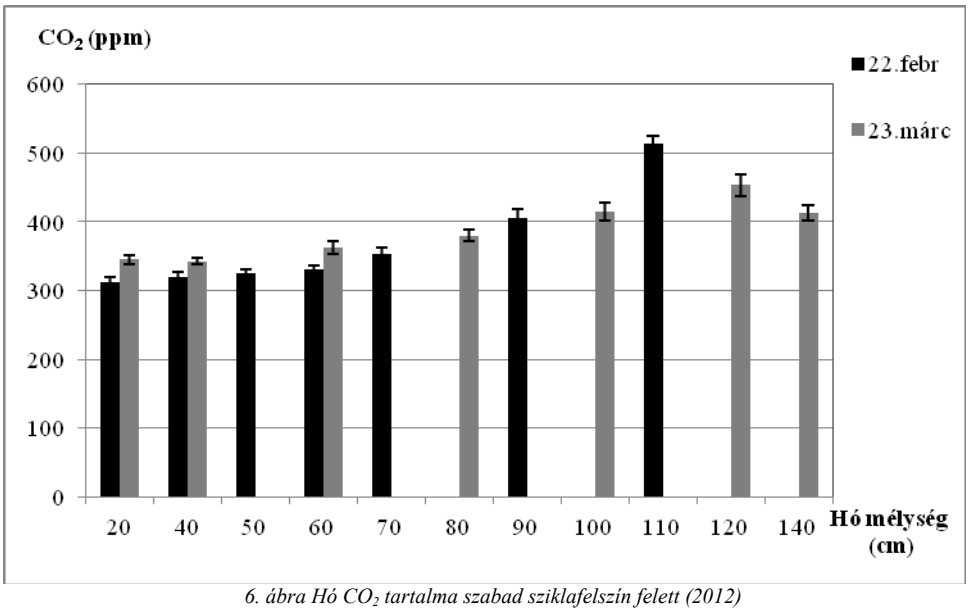
csapadékvízbe beoldódva okozhatja a mészkő oldódását. Az oldó hatást még tovább növelheti a törpefenyőről aláhulló magas cseranyag tartalmú savas hatású növénymaradványok jelenléte is, mely a következő képlet szerint vesz részt az oldásban: $CaCO_3 + 2H^+ \rightarrow Ca^{2+} + H_2CO_3$. A disszociáló során keletkező HCO_3 további oldó hatást fejt ki (*1. ábra*). A cseranyag tartalom átlagosan 0,21mg/g nedves tömeg (st.dev.=0,023) a törpefenyő szerves „hulladékában" (toboz, szár és lehullott levelek), a protonszám pedig $1.08*10^{19}$/g nedves minta (*III. táblázat*). A törpefenyő éves szervesanyag produkciója 10-140g/m^2/év (*LEIHT-WHITAKKER*, 1975). Évente csak 40 g szervesanyag felszínre hullását feltételezve 0,22 g/m^2/év $CaCO_3$-t képes bontani a törpefenyő szabad H^+ tartalma. A reakció során felszabaduló CO_2, még további korróziót eredményezhet.



5. ábra Hó CO_2 tartalma a törpefenyő foltban (2012)
Fig. 5. Snow CO_2 content in the Pinus mugo patch (2012)

Az oldódást a téli időszakban a hóban felhalmozódó CO_2 is növelheti. A tél közepén a laza szerkezetű (0,51 g/cm^3) hóban jól megfigyelhető a CO_2 tartalom mélység szerinti rétegzettsége. A talaj közelében törpefenyő alatt jelentősen magasabb koncentrációkat mértünk, mint a felszínen, míg a csupasz sziklafelszín felett ez nem volt megfigyelhető (*5 és 6. ábra*). A tél végén az olvadás következtében a hó szerkezetének megváltozásával, egyúttal tömörödöttségének (0,74 g/cm^3)

növekedésével vertikálisan kiegyenlítettebbé válik a CO_2 koncentráció. (A szabad sziklafelszínen már nem volt hó.) A téli időszakban tehát a növényzet oldó hatása a hóban tárolt és beoldódó CO_2 által érvényesülhet, még akkor is ha az alacsony hőmérséklet mellett oldódási reakció sebessége is lassabb, mint magasabb hőmérsékletnél.



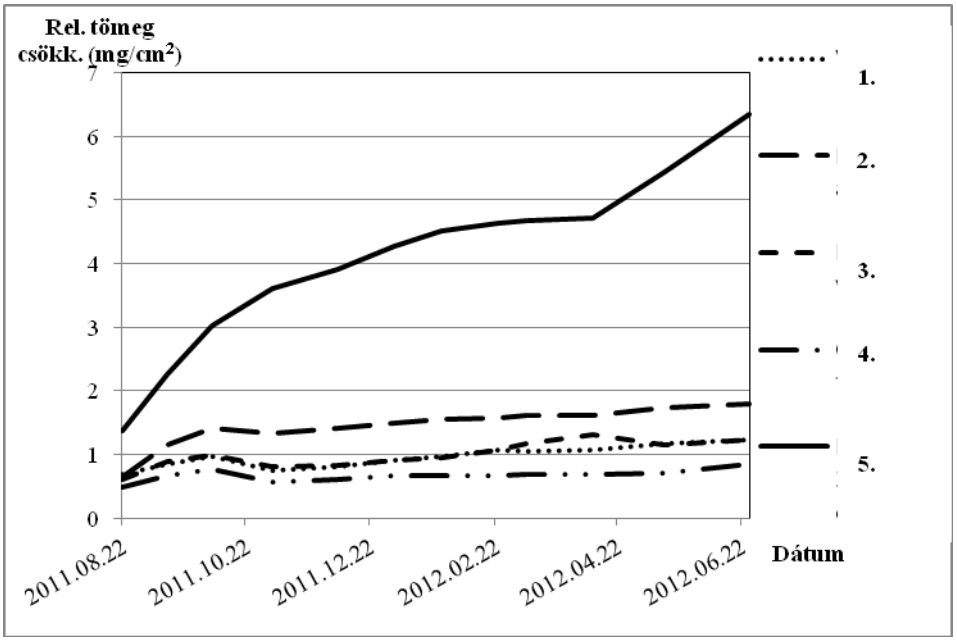
6. ábra Hó CO_2 tartalma szabad sziklafelszín felett (2012)
Fig. 6. Snow CO_2 content on the free surface (2012)

III. táblázat
Table III.

A törpefenyő különböző szerveinek sav /H^+ terhelése.
Acid/H + emission of the different organs the Pinus mugo

	Galluszsav (mg/g szt)	Proton 10^{18}
Toboz	**0,265**	**7,5**
St. hiba	0,025	1,8
Levél öreg	**0,158**	**9,7**
St. hiba	0,020	1,9
Szár		**9,7**
St. hiba		1,9
Levél zöld	**0,786**	**10,8**
St. hiba	0,071	0,6

Az oldódás intenzitásának modellezésére kialakított elrendezésekben a fizikai hatások minimalizálhatók. Az eredmények alapján a téli és nyári időszakban eltérő mértékű oldódásokat tapasztaltunk (*7. ábra*). A minták tömegcsökkenése alapján egyértelműen megállapítható, hogy a növényzet hatása a korrózióra pozitív, amennyiben a víz jelenléte és cseréje is biztosított az oldódás mértéke szignifikánsan többszörösére nő (kb. háromszorosára).



7. ábra Márvány tabletták tömegcsökkenése modellrendszerben.
Jelmagyarázat: 1. vízben áll (c:)), 2. fenyőn átfolyó (a:)), 3. fenyő alatt vízben áll (b:)), 4. csupasz felszín (d:)), 5. fenyő öntözött (a:)/1)
Fig. 7. The weight loss of marble tablets in model system.
Legends: 1 standing in water (c:)), 2. flowing ont he pines (a:)), 3.standing in water under pine (b:)), 4, free surface (d:)), 5.irrigated under pine(a:)/1)

5. Következtetés

Megállapíthatjuk tehát, hogy

- magashegységi környezetben, a talajban a CO_2 koncentráció a növényzet összetételétől függ, legmagasabb a gyepfoltokban és lényegében nem tér el az aljnövényzet nélküli törpefenyő a növényzet nélküli talajtól.
- törpefenyő tövétől távolodva a talaj CO_2 tartalma nő, a fajlagos leoldás a növényfolttól 1-2 m távolságban erőteljesebb

- törpefenyő felett a hó CO_2 tartalma magasabb, mint a csupasz felszínen, ami hozzájárul az oldódás intenzitásának növekedéséhez
- törpefenyő bomló szerves anyagának oldó hatása jelentős, évi 0,22 g/m^2/év $CaCO_3$ is lehet

A törpefenyő alatti lejtőkön az oldódás intenzitása a karrformák alapján nagyobb, mint a gyepfoltok alatti lejtőkön, ugyanakkor a talajok CO_2 taralma alacsonyabb. Feltételezzük, hogy elsősorban a törpefenyő hajtásrészeinek disszimilációjából származó CO_2 okozhatja a törpefenyő folt alatt az intenzív oldódást, melyhez hozzájárulhat még a növénymaradványok magas sav és cseranyag tartalmának oldó hatása is.

A vizsgálatok a TÁMOP-4.2.1.B-09/1KOV program támogatásával készültek.

IRODALOM

BÖGLI, A. (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie – Zeit. f. Geomorph. 5. pp. 185-193.

CURTIS, L. F.-COURTNEY, F. M.-TRUDGILL, S. T. (1976) Soils in the British Isles – Longman, London, England, 364 p.

GINÉS, A. (1996): An Enviromental approach to the typology of karren landform assemblages in a Mediterranean mid-mauntain karst: the Serra de Tramuntana, Mallorca, Spain - In: FORNÓS, J.J. - GINÉS Á. (szerk): Karren Landforms, pp. 163-176, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.

HIGH, C. J. – HANNA, K. J. (1970): A method for the direct measurement of erosion on rock surfaces – British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin 5.

HOBLEA, F.-JAILLET, S.-MARIE, R. (2001): Erosion et ruissellement sur karst nu en context subpolaire océahiguli lesiles calcaires de Patagonie - Karstologia, 38, pp. 13-18.

JENNINGS J. N. (2000): Further results from limestone tablet experiments at Cooleman Plain, Australian Geographical Studies, 19/2, pp. 224 – 227.

JONES, R. I. (1965): Aspects of the biological weathering of limestone pavements – Proceedings of the Geologists Association 76. pp. 421-434.

LIU Z., YUAN D., HE S. (1999): Contribution of Carbonate Rock Weathering to the Atmospheric CO_2 Sink, Environmental Geology, 39/9, pp. 1053-1058.

KASHIMA, N.-URUSHIBARA-YOSHINO K. (1996): Karren development. Solutional erosion measurements by the limestone-tablet method in Shikoku

Island, South-West Japan. In: Fornos, I.J. Gines, A. (Eds.) Karren Landform. Univ. de les Illes Balears Palma de Mallorca, p.65-73.
H. LEIHT- P.H. WHITAKKER (Eds.) (1975): Primary Productivity of the Biosphere, - Springer Verlag, New York
MARIKO, S.-BEKKU, Y.-KOIZUMI, H. (1994): Efflux of carbon dioxide from snow covered forest floors – Ecological Research, 9. pp. 345-350.
NEWSON, M. D. (1970): Studies in chemical and mechanical erosion by streams in limestone terrains – PhD thesis, University of Bristol
SINGLETON, V.L.-ROSSI, J.R. (1965): Colorimetric of total phenolics with phosphomolybdic-phosphotungstic acid reagents. American Journal of Enology and Viticulture 16, pp. 144-158.
SLABE T. (2009): Karren simulation with plaster of Paris models - In: Ginés, A.-Knez, M.-Slabe, T.-Dreybrodt, W. (eds): Karst rock features, Karren sculpturing, ZALOZBA ZRC Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU Postojna, Carstologica 9 pp. 47-54. Ljubjana, Eslovénia
SWEETING, M. M. (1966): The weathering of limestones - In: DURY, G. H. (editor): Essays in Geomorphology, pp. 177-210. Heineman, London
SZUNYOGH G. (1999): A talajelborítás hatása a karros formakincs fejlődésére – Karsztfejlődés III. BDTF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 31-42.
THOMAS, T. M. (1970): The limestone pavements of the North Crop of the South Wales coalfield with special reference to solution rates and processes – Transactions, Institute of British Geographers, 50. pp. 87-105.
TRUDGILL, S. T. (1975): Measurement of erosional weight – loss of rock tablets – British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin, 17. pp. 13-19.
TRUDGILL, S. T. (1976): Limestone erosion under soil - In: PANOS, V. (szerk.): Proceedings of the 6th International Congress of Speology, II. Ba pp. 409-422.
TRUDGILL, S. T. (1983): Limestone weathering under a soil cover and the evolution of limestone pavements, Malham District, North Yorkshire, UK. - In: PATERSON, K. - SWETTING, M. M. (szerk.): New Directions in Karst, Proceedings of the Anglo-French Karst Symposium – Geo Books, Norwich, pp. 461-470
TRUDGILL, S. T. (1985): Limestone geomorphology - Longman, New York 196. p.
URUSHIBARA K.-YOSHINO, F.- MIOTKE D. (1999) Solution Rate of Limestone in Japan, Phys. Chem. Enrth, Vol. 24, No. 10, pp. 899-903
VERESS M. (2010): Karst Environments – Karren Formation in High Mou ntains – Springer Dordrecht Heidelberg London New York, 230 p.

VERESS M. (2012): Morphology and solution relationships of three karren slopes in different environments (Totes Gebirge, Eastern Alps) Zeitschrift für Geomorphologie supplement 56/2 pp. 47-62.
WELBURN, F.A.M. AND WELBURN, A.R. (1996): Variable patterns of antioxidant protection but similar ethene emission differences in several ozone/sensitive and ozone/tolerant plant selections.Plant Cell and Environment 19, pp. 754-760
WILLIAMS (1966): Limestone pavements with special reference to Western Ireland – Inst. Brit. Geogr. Trans, 40 pp.155-171.
ZÁMBÓ L.-TELBISZ T. (2000): A mikrobiális befolyásoltságú karsztkorrózió vizsgálata magyarországi karsztok talajaiból származó kismintákon – Karsztfejlődés V., BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 21-39.
ZHOMGCHENG J. - DAOXIAN Y. (1999): CO_2 source-sink in karst processes in karst areas of China, Episodes, 22/1. pp:33-35.
ZSENI A. (2004): Talaj alatti karrformák – Karsztfejlődés IX. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 157-175.
ZSENI A. (2009): Subsoil Shaping – In: Ginés, A.-Knez, M.-Slabe, T.-Dreybrodt, W. (eds): Karst rock features, Karren sculpturing, ZALOZBA ZRC Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU Postojna, Carstologica 9 pp. 103-122. Ljubjana, Eslovénia

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 131-154.

VÁLYÚRENDSZEREK FŐVÁLYÚINAK FEJLŐDÉSE

VERESS MÁRTON[1]-ZENTAI ZOLTÁN[1]-PÉNTEK KÁLMÁN[2]-MITRE ZOLTÁN[2]-DEÁK GYÖRGY[1]-SAMU SZABOLCS[1]

[1]Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Földrajz- és Környezettudományi Intézet, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.
vmarton@ttk.nyme.hu,
[2]Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Matematika Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.

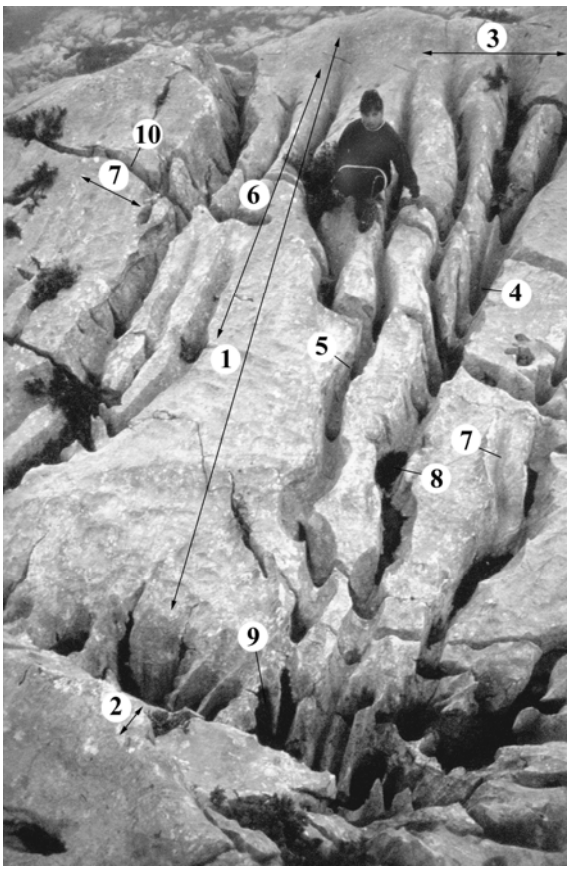
Abstract: We measured the width and depth of the main channels of seven channel systems on the floor of the glacial valley under the Tragl peak in the Totes Gebirge. The distances between the measuring points were 10 centimetres. By using these data we calculated the cross-section areas of the channels (as the product of the width and the depth). The cross-section area values of the main channels were described as a function of the distance between these points and the slope margin. It can be stated that hollowings (local maxima) occur on the main channels under the connecting sites of the tributary channels. According to laboratory experiments, turbulent zones develop on the rivulet of the main channel, where the rivulet of the tributary channel joins the rivulet of the main channel. According to laboratory experiments, the length and location of the turbulent zones depend on the slope angle, the joining angle of the tributary channel, the proportion of the water flow of the rivulets of the main- and tributary channels as well as on the water flow of the tributary channel. We explain the local maxima pattern of the main channels by the turbulence pattern which is developed in the rivulets of the main channels. The turbulence pattern may be continuous (the rivulet of the channel is turbulent in its whole length), partly-continuous (several turbulent zones are connected to each other), as well as locally turbulent (a unique turbulent zone developed under the tributary channel).

1. Bevezetés

E tanulmányban, akárcsak egy korábbiban (*VERESS* et al. 2010) kis dőlésű lejtők vályúrendszerei B típusú fővályúinak fejlődését vizsgáljuk a vályúrendszerek paramétereinek felhasználásával. Ehhez a lejtő felső peremétől mért (ill. a vályúfő) távolság és e távolságban a vályúkeresztmetszet terület nagysága közti kapcsolatot elemezzük. Vizsgáljuk továbbá a fővályú keresztmetszet terület maximumai és e helyeknél becsatlakozó mellékvályúk paraméterei közti kapcsolatot is.

A rinnenkarrok (vályúkarrok) kialakulási és fejlődési vizsgálatának az ad jelentőséget, hogy e karrok a magashegységi karsztok csupasz lejtőinek uralkodó formái. Így az Alpok törpefenyőövében az összes fajlagos szélesség (az megadja a lejtő 1 m-én a karrformáknak, vagy valamely karrformának az összegzett szélességét) 67 %-át, míg a növénytelen övben 54 %-át a rinnenkarrok képezik (*VERESS* 2006, 2009). Jelentőségük miatt számos kutató vizsgálta e formákat (*ECKERT* 1898, *WAGNER* 1950,

SWEETING 1955, *HASERODT* 1965, *LOUIS* 1965, *BÖGLI* 1976, *JENNINGS* 1985, *GLADYSZ* 1987, *WHITE* 1988, *HUTCHINSON* 1996, *SMART-WHITAKER* 1996, *CROWTHER* 1997, *FORD-WILLIAMS* 1989, 2007, *VERESS* 2009, 2010; *GINES* 2009, *GINES-GINES* 2009, *PERICA-MARJANA* 2009).



1. kép: Egy réteglapos lejtő vályúrendszere és vályúi (a vályúk hasadékok és kürtők által mostanra részekre különültek, ill. a kürtők a B típusú mellékvályúkat egyes B típusú vályúkká alakították, Totes Gebirge)
Jelmagyarázat: 1. réteglap, 2. rétegfej, 3. vályúrendszer, 4. vályúrendszer fővályúja, 5. vályúrendszer B típusú mellékvályúja, 6. kürtő által mellékvályúból egyes B típusúvá fejlődött vályú, 7. A típusú vályúk, 8. vályútalp kürtő, 9. vályúvég kürtő, 10. hasadék

Picture 1. A system channel and channels of on a bedding plane slope (the channels were dissected into parts by grikes and pits by now and type B tributary channels were transformed into single B type channels by pits, Totes Gebirge)
Legend: 1. bedding plane, 2. head of bed, 3. channel system, 4. the main channel of the channel system, 5. the type B tributary channel of the channel system, 6. single type B channel which developed from the tributary channel by pit, 7. type A channels, 8. channel bottom pit, 9. channel end pit, 10. grike

A rinnenkarrok (vályúkarrok) lejtésirányú, zárt csatornák (*VERESS* 2009). Szélességük és mélységük legfeljebb néhány dm, míg hosszuk né-

hányszor 10 m lehet (*1. kép*). Típusaikat és morfológiai jellemzőiket több tanulmányban is összefoglaltuk (*VERESS* 2009, *VERESS* et al. 2010). A vályúkarrok morfológiája igen változatos. Így talpukon madáritatók, kürtők és medencék fordulnak elő, vagy a talp lépcsősen feltagolt (*GLADYSZ* 1987, *CROWTHER* 1997, *VERESS* 1995, 2009, 2010, *VERESS et al.* 2006). A vályúkarroknak különböző típusait különítik el, így rundkarrokat *(BÖGLI* 1976), Horton-típusú csatornákat, túlfolyási csatornákat (*FORD-WILLIAMS* 1987), valamint I., II., III. típusú csatornákat (*VERESS* 2009). A rundkarrok vályúit lekerekített hátak választják el egymástól, a Horton típusú csatornák összetett rendszerek (fő- és mellékvályúval, vagy mellékvályúkkal), amelyeket mi e tanulmányban vályúrendszereknek nevezünk. A túlfolyási csatornák pontszerű vízutánpótlási helyeknél (pl. madáritatók) kezdődnek. Az I., II., III. típusú csatornák különböző méretűek (az I. típusú csatornák mélysége és szélessége néhány dm, a III. típusúaké néhány cm, a II. típusúak mérete az I. és III. típusúak közé esik). E csatornák egymásban is kifejlődhetnek. Ezek az összetett csatornák (*VERESS* 2009).

A vályúk vízágak alatt jönnek létre és fejlődnek (*BÖGLI* 1960, 1976, *TRUDGILL* 1985, *FORD-WILLIAMS* 1989, 2007, *VERESS* 1995, 2010). A vályúk kialakulásának jobb megértéséhez a törpefenyős és csupasz lejtők vályúit egyaránt vizsgáltuk. Bevezettük a vályúkeresztmetszet-terület, a vályúalak fogalmát (*VERESS et al.* 2007). Majd vizsgáltuk a lejtő törpefenyőfoltjának szélessége és a fent említett paraméterek közti függvénykapcsolatot. Továbbá vizsgáltuk ezen paraméterek és a *d* értékek közti függvénykapcsolatot. A *d* a lejtő felső pereme és a mérési hely közti távolság. A mérési hely az a hely, ahol a vályú szélességét és a vályú mélységét mértük (*VERESS et al.* 2007, *VERESS et al*. 2008). Az alak és a vályúkeresztmetszet számításához kezdetben a vályúk teljes hossza mentén 1 helyen (VERESS *et al* 2007), majd 1 m-ként (*VERESS et al*. 2009), legutóbb 10 cm-ként (*VERESS et al*. 2010) mértük a vályúk szélességét és mélységét. Az alakot a vályú szélességének és mélységének hányadosa adja, míg a vályúkeresztmetszet területet a szélesség és mélység szorzata (U keresztmetszet esetén), ill. a fenti szorzat fele képezi (V keresztmetszet esetén). Bevezettük a lokális maximum hely (vagy kiöblösödés) fogalmát (*VERESS et al.* 2011). Ez a vályúnak azon része, ahol a keresztmetszet rövidebb-hosszabb szakaszon nagyobb, mint ezen vályúszakasz felett és alatt.

A vizsgálatok megmutatták (*VERESS* 2010, *VERESS et al.* 2009, *KOZMA-MITRE* 2012), hogy a vályúk alakjuk és kialakulásuk szerint két csoportra különíthetők: a nagyobb méretű, meredek oldalú (U alakú), nagy vízgyűjtő területű B típusú vályúkra és a kisebb méretű, lankásabb oldalú (V alakú), kis vízgyűjtő területű A típusú vályúkra. A B típusú vályúk kétfé-

lék lehetnek. Az egyik típusukat egyetlen B típusú vályú alkotja. Az ilyen vályúknak csak A típusú mellékvályújuk van. A másik típusba a vályúrendszerek tartoznak. A vályúrendszer fővályújához mellékvályúk kapcsolódnak. A mellékvályúk lehetnek A és B típusúak egyaránt (*1. kép*). A mellékvályúkkal rendelkező vályúk vízgyűjtője (teljes vízgyűjtő) kétféle: közvetlen vízgyűjtő, amely az a vályúmentes terület (ill. maga a vályú) a vályú mentén, ahonnan a víz közvetlenül a vályúba áramlik. A közvetett vízgyűjtőről a víz a mellékvályú közvetítésével kerül a fővályúba.

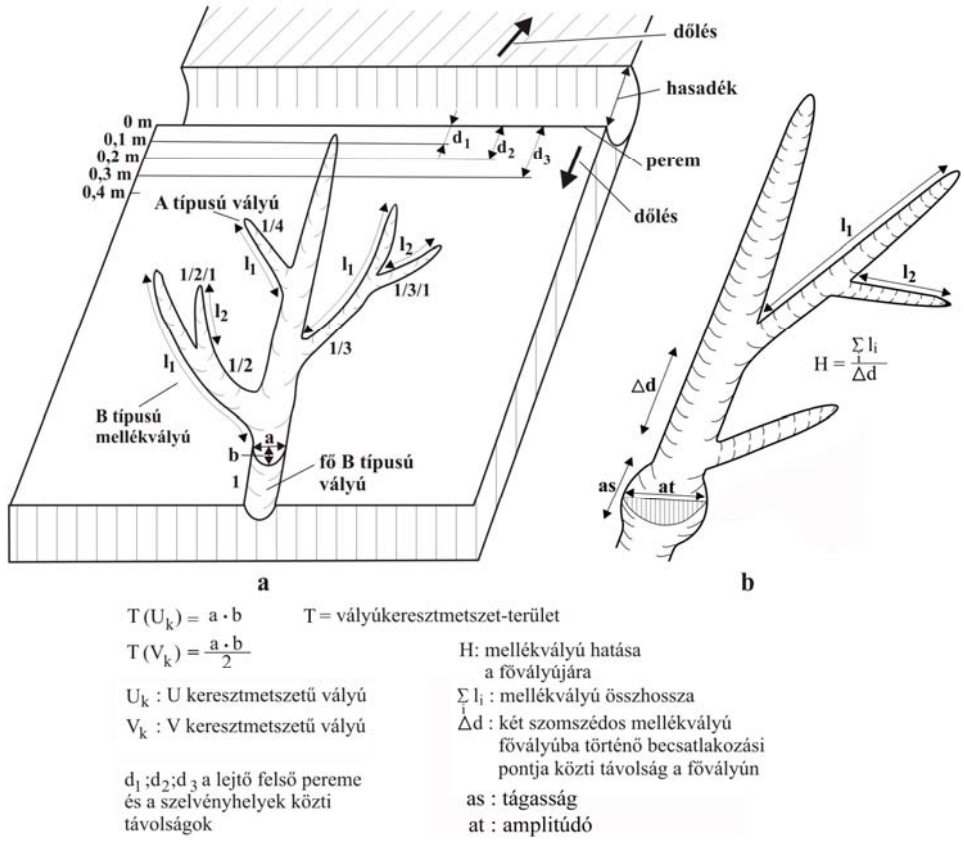


á

2. kép: A Tragl-csúcs alatti völgy talpának réteglépcsői (a felvétel mintegy 100 m-es magasságból készült)
Jelmagyarázat: 1. réteglap, 2. rétegfej. 3. törés, 4. óriás hasadék
Picture 2. The cuestas on the floor of the valley of the Tragl peak (The photo was taken from a 100-m height.)
Legend: 1. bedding plane with rinnenkarren, 2. inface, 3. crack, 4. giant grike (bogaz)

Méréseink szerint a B típusú vályúk a lejtő vízágai alatt fejlődnek. Az A típusú vályúkban a kezdeti vízág alatti oldódást felváltja a hólé oldóhatása (*VERESS* 2010). A hólé nem áramló víz, hanem szivárgó és a vályú hókitöltéséből származik. Elemezve a függvénykapcsolatot (a vályúkeresztmetszet és a lejtő felső pereme, valamint a vályúkeresztmetszet helyének távolsága között) különböző oldódási módokat különítettünk el a vályúrendszerek B típusú fővályúiban (*VERESS* 2010, *VERESS et al.* 2009).

A vizsgált vályúrendszerek a Tragl-csúcs (Totes Gebirge) alatti gleccservölgy D-i elvégződésénél 1800-1900 m magasságban a réteglépcsőkkel tagolt völgytalp réteglapjain találhatók (*2. kép*).



1 ábra: A felmérés módszere
Fig. 1. The method of the measuring

2. Módszerek

- Hét vályúrendszer fővályúinak mértük 10 cm-ként a mélységét és szélességét. Mértük a mellékvályúknak 1 m-ként ugyancsak a szélességét és mélységét. Néhány esetben a mérések e formáknál is 10 cm-ként történtek (*1a. ábra*).
- Számítottuk 10 cm-ként a fővályúk valamint néhány mellékvályú keresztmetszet területét.
- Ábrázoltuk a *d* távolság függvényében (a lejtő felső peremétől) a T vályúkeresztmetszet területeket. Kimutattuk a különböző vályúkon a lokális maximum helyeket (*I, II. táblázat*).

I. táblázat
Table I.

Az V/1 jelű vályúrendszer fővályúban előforduló lokális maximum vályúkeresztmetszet területek
The maximum cross-section areas of the main channel of the channel system marked V.1.

Sorszám	öblösödések (lokális maximum helyek) tágassága [m]	öblösödési amplitúdójának a helye [m]	öblösödések amplitúdója [cm^2]
1	1,1-2,6	1,9	1291,5
2	2,7-3,9	2,8	1258,0
3	4-5,2	4,9	1058,4
4	5,3-8,0	6,5	5557,5

Öblösödés helye (d): lejtő felső peremétől számítva
öblösödés: a fővályú méretének lokális megnövekedése
the place of the hollowing (d): it is calculated from the upper margin of the slope
hollowing: local increase of main channel size

II. táblázat
Table II.

Az V/1 jelű vályúrendszer fővályúján a mellékvályúk becsatlakozási helyei
The connection sites of the tributary channels on the main channel of the mark V.1. channel system

Sorszám	mellékvályú csatlakozásának helye a vályún[m]	amplitúdó és a becsatlakozás távolsága [m]
1	1,87	0,14
2	2,54	0,16
3	4,42	0,33
4	6,62	0,09
	Átlag	0,18

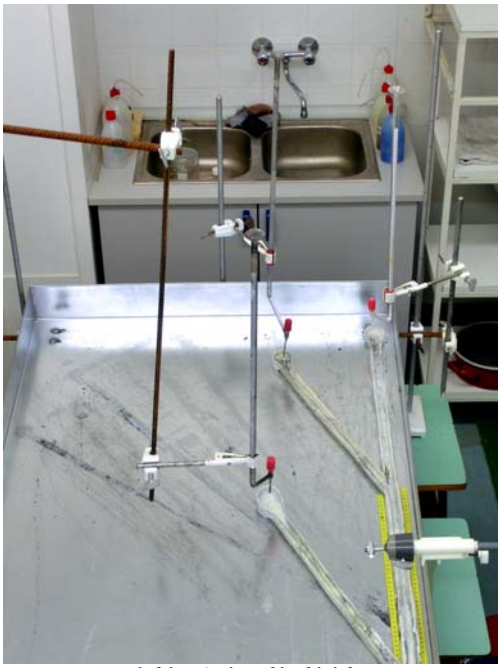
- Vizsgáltuk a mellékvályúk hatását (H) a fővályúkra. Ez a következőképpen képezhető:

$$H = \frac{\sum_i l_i}{\Delta d},$$

ahol $\sum_i l_i$ valamely mellékvályú összhossza (ehhez figyelembevettük a mellékvályúk mellékvályúinak hosszát is).
Δd ezen mellékvályú és a lejtésirányba eső szomszédos mellékvályú közt mérhető távolság a fővályún (*1b. ábra*).

A vályúhatás számításnál megkülönböztetünk összegzett vályúhatást (a fővályú mellékvályúin mért vályúhatások teljes összege) valamint átlagos vályúhatást (az összegzett hatás és a mellékvályúk számának a hányadosa).
- Mértük a vályúk lokális maximumhelyeinek tágasságát és amplitúdóját. Tágasság a lokális maximum helyének a szakasza, amely a vályúkeresztmetszet helyi növekedésének a kiterjedése, az amplitúdó a keresztmetszet legnagyobb értéke (*1b. ábra*).
- A vályúk áramlási viszonyainak (az örvényes szakasz hosszának és helyének) tanulmányozására laboratóriumi kísérletet végeztünk. Ennek során a

mellékvályú vizét a fővályú vizébe vezettük (*3. kép*). Ilyen jellegű kísérletet elsőként Glew-Ford (1980) folyattak úgy, hogy a rillenkarrok kialakulását szimulált esőztetés során tanulmányozták gipsz felületen.



3. kép: Az áramlási kísérlet
Picture 3. The flow experiment

Gyurmában 1 db vályúrendszert formáltunk ki, amelyet egy fővályú és egy mellékvályú alkotott (ezek U keresztmetszetűek voltak). A vályúrendszer hordozó felületének lejtőszöge változtatható volt: a lejtőszöget 2° és 5°-ként változtattuk az 5° és 40°-os dőlésszögek között. Változtattuk a mellékvályúk becsatlakozási szögét (5°, 45°, 60°), a fő- és mellékvályú vízhozamának arányát. Adott lejtőszögnél és becsatlakozási szögnél 2 db mellékvályúnál is mértük az örvényes szakasz hosszát és helyét (*III., IV., V. táblázatok*).

A gyurmát detergens kezelésével tettük hidrofillé. A keveredés és örvénylés (az örvénylés előfeltétele a keveredés volt a fő- és mellékvályú vízága között) láthatóvá tételére valódi oldatot és kolloid oldatot használtunk. A valódi oldat, amelynek a sűrűsége 1,010 g/cm^3 volt, kobalt és nikkel sók felhasználásával készült. A kolloid oldat készítéséhez a vízben sárga és kék festéket oldottunk fel. Az örvényes szakasz kialakulási helyének a pontos megállapításához nagy sebességű fényképezőgéppel felvételeket készítettünk (a képkészítés sebessége 5 db/sec volt).

III. táblázat
Table III.

Különböző lejtőszögeknél és becsatlakozási szögeknél az örvényléses szakasz hossza és kezdetének távolsága
The length of the turbulent zone and the distance of its beginning at the different slopes angles and joining angles

lej-tő-szög	α=5°		α=10°		α=15°		α=20°		α=25°		α=30°		α=35°		α=40°		α=45°		α=60°		l átlaga	ö.k. átlag
	l	ö.k.	l	ö.k.	l	ö.k.	L	ö.k.	l	ö.k.	l	ö.k.	l	ö.k.	l	ö.k.	l	ö.k.	l	ö.k.		
5°	55	25	61	23	59	33	56	36	54	28	96	29	41	20	48	28	52	27	39	5	56,1	25,4
10°	44	20	48	20	47	33	49	33	44	28	60	27	46	23	47	23	46	25	25	4	45,6	23,6
15°	33	18	36	15	23	31	23	29	22	28	22	29	44	21	40	22	40	23	20	5	30,3	22,1
20°	28	14	26	14	22	29	21	29	18	26	22	27	36	17	35	23	38	21	18	4	26,4	20,4
22°	29	13	27	12	22	29	20	29	17	25	21	26	32	16	28	22	29	20	16	5	24,1	19,7
24°	30	13	20	11	22	28	20	28	15	23	21	23	26	15	21	22	34	20	19	5	22,8	18,8
26°	27	12	20	10	20	29	21	27	14	22	20	25	28	15	23	20	28	20	22	5	22,3	18,5
28°	26	12	20	11	21	26	22	27	14	22	18	24	28	14	19	20	24	19	25	6	21,7	18,1
30°	29	10	19	10	18	26	19	22	13	20	16	23	24	14	15	20	19	18	28	6	20,0	16,9
32°	26	9	21	9	20	27	20	21	13	21	16	23	20	14	22	19	20	19	34	7	21,2	16,9
34°	22	9	21	10	18	25	20	18	13	20	15	18	23	15	15	18	18	16	34	6	19,9	15,5
40°	23	7	22	7	21	29	19	15	11	19	12	20	25	13	17	16	21	15	39	5	21,0	14,6
át-lag	31	13,5	28,4	12,67	26,1	28,75	25,8	26,17	20,7	23,5	28,3	24,5	31,1	16,41	27,5	21,08	30,8	20,25	26,6	5,25		

Megjegyzés:
α: becsatlakozási szög
l: az örvényes szakasz hossza [cm]
ö.k.: örvénylési szakasz kezdete [cm]
Notice:
α: the joining angle
l: the length of the turbulent zone [cm]
ö.k.: the beginning of the turbulent zone [cm]

IV. táblázat
Table IV.

Különböző lejtőszögeknél, becsatlakozási szögeknél és mellékvályú vízhozamoknál az örvénylési szakasz hossza
The length of the turbulent zone at different slope angles, joining angles and discharges of the tributary channels

lejtő-szög	A fővályú vízhozama 2,5-szerese a mellékvályúnak [cm]				A fő- és mellékvályú vízhozama megegyezik [cm]				A mellékvályú vízhozama 2,5-szerese a fővályúénak [cm]			
	Becsatlakozási szög			Átlag	Becsatlakozási szög			átlag	Becsatlakozási szög			Átlag
	5	45	60		5	45	60		5	45	60	
5	64	40	60	54,67	55	52	39	48,67	59	20	36	38,33
10	62	44	40	48,67	44	46	25	38,33	38	24	31	31,00
15	25	28	31	28,00	33	40	20	31,00	19	26	25	23,33
20	23	29	27	26,33	28	38	18	28,00	15	24	27	22,00
22	20	32	23	25,00	29	29	16	24,67	29	23	26	26,00
24	22	24	20	22,00	30	34	19	27,67	31	23	27	27,00
26	18	26	21	21,67	27	28	22	25,67	35	20	23	26,00
28	36	26	20	27,33	26	24	25	25,00	33	22	21	25,33
30	36	24	24	28,00	29	19	28	25,33	30	22	23	25,00
32	41	25	28	31,33	26	20	34	26,67	31	25	26	27,33
34	32	26	32	30,00	22	18	34	24,67	32	30	32	31,33
40	39	24	33	32,00	23	21	39	27,67	25	31	30	28,67
Átlag	34,83	29,00	29,92	31,25	31,00	30,75	26,58	29,44	31,42	24,17	27,25	27,61

V. táblázat
Table V.

Az örvénylési szakasz kifejlődésének jellege, és a lejtőszög közötti kapcsolat két mellékvályú esetén, 30°-os becsatlakozási szögnél
Relationship between the nature of the development of the turbulent zone and the slope angle at two tributary channels, at joining angle of 30°

Lejtőszög	Örvényes szakasz hossza [cm]		Örvénylés kezdete [cm]		Örvényesség jellege
	hossza felső mellékvályúnál (a)	hossza az alsó mellékvályúnál (b)	távolság a felső mellékvályúnál (c)	távolság az alsó mellékvályúnál (d)	
5	68	44	22	11	Részben folytonos örvénylés
10	66	37	16	8	
15	46	37	12	8	
20	39	32	12	5	
22	34	24	10	5	Lokális örvénylés
24	33	23	9	4	
26	27	19	7	5	
28	26	23	11	5	
30	35	28	10	4	
32	33	29	9	5	
34	35	34	11	6	
40	34	28	7	6	

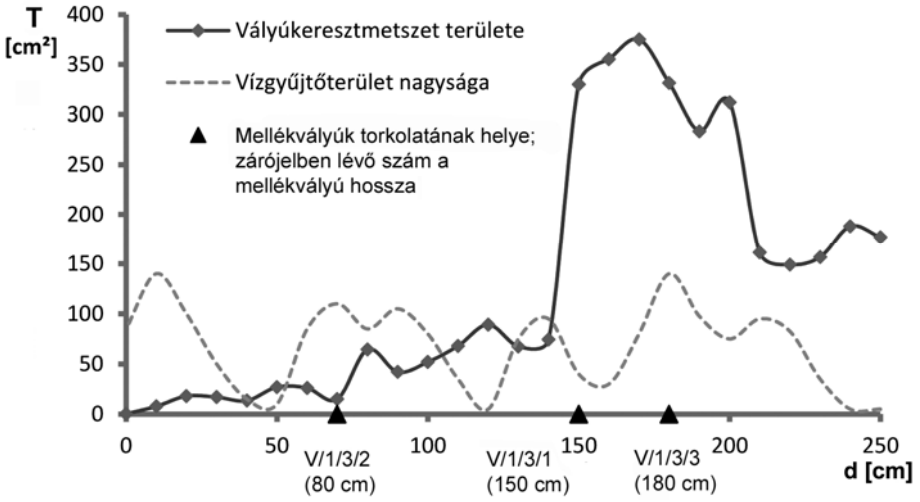
Megjegyzés:
fővályú hossza a felső mellékvályú becsatlakozása felett 40 cm,
a mellékvályúk hossza 40 cm,
a két mellékvályú becsatlakozási helye közötti távolság 45 cm,
vízhozam arányok a fő- és mellékvályúk között 1:1:1,
a két mellékvályú által gerjesztett közös örvényes szakasz (e) akkor jön létre, ha a+c-d>45 cm.
Notice:
The length of the main channel over the connection of the upper tributary channel is 40 cm
The length of the tributary channels is 40 cm,
The distance between the connection places of the two tributary channels is 45 cm,
Discharge proportions between the main channel and tributary channels are 1:1:1,
The common turbulent zone generated by the two tributary channels (e) develops if a+c-d>45 cm.

3. A geomorfológiai modell

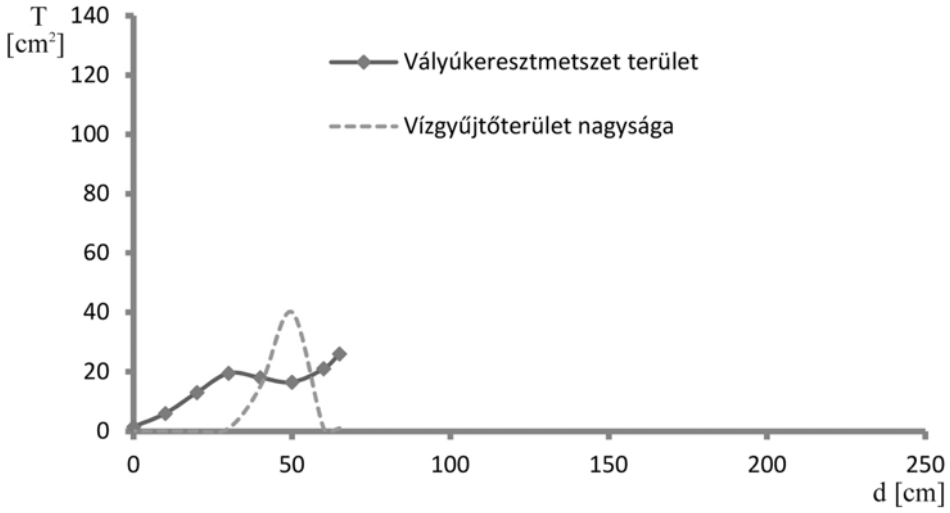
A fővályúk lokális maximum helyei (kiöblösödései) felismerhetők, ha a 10 cm-ként számított vályúkeresztmetszet területeket a távolság függvényében ábrázoljuk. A maximum helyek sűrűsége, tágassága s amplitúdója vályúrendszer specifikus. Látható, hogy a maximum helyek a fővályúk mellékvályúinak becsatlakozási helyei alatt jönnek létre (*II. táblázat*). A maximum helyek a fővályúban az oldás mértékének a helyi növekedését jelzik.

A maximum helyek létrejöttének (tehát a lokálisan megnövekedett oldódásnak) az alábbi okai lehetnek (*VERESS et al.* 2011):
- a mellékvályúból oldóképes víz érkezik a fővályúba,
- a fő- és mellékvályú vízágainak összefolyásánál keveredési korrózió lép fel,
- az áramlás örvényes.

A lokális maximum helyek (kiöblösödések) a fővályúk vízágainak örvénylése során képződnek. A fővályúk vízágainak örvényes szakaszai a mellékvályúk vízágainak a becsatlakozásainál alakulnak ki. A mellékvályú vízága önmagában nem okozhat oldódást a fővályúban. Ugyanis ha így lenne, akkor az oldóhatás (tehát a lokális maximum hely) a becsatlakozási helynél lenne. Miután az örvényesség kezdete a becsatlakozási helyhez képest változik (ld. alább), az örvényesség által okozott oldódás képes magyarázni a lokális maximum helyeknek az eltérő helyét a becsatlakozási helyekhez képest a különböző vályúrendszereken. A mellékvályú által okozott oldóhatást a kétféle vízág keveredési sajátosságai sem támasztják alá. A mellékvályú vízága a fővályú vízágával nem keveredik a becsatlakozásnál. Ha a mellékvályú vízága oldana, a fővályún aszimmetrikus kiszélesedések jönnének létre úgy, hogy pl. a mellékvályú felőli oldalon a fővályú falának aláhajlónak kellene lennie. Ezzel szemben azt tapasztaljuk, hogy a mellékvályúval átellenes fővályú oldal az aláhajló. Miután az örvények hossza, és így a vályú kiszélesedések függnek a hordozó lejtő szögétől (ld. alább), ezért a fővályúk lokálisan megnövekedett oldódását nem okozhatja a keveredési korrózió sem. A mellékvályúk vízágainak örvénylésre visszavezethető oldóhatását bizonyítják a *II. táblázat* adatai, miszerint az V/1 jelű vályúrendszer kiszélesedései (lokális maximum helyei) a mellékvályúk becsatlakozási helyei alatt fordulnak elő. Valamint az is, hogy egy B típusú mellékvályú (V/1 jelű vályúrendszer) mindkét lokális maximum helye mellékvályúk becsatlakozásánál jött létre (*2. ábra*). Ugyanakkor az V.1.3. jelű vályú A típusú mellékvályúján, amelyeknek nincsenek mellékvályúi, nincsenek lokális maximum helyek sem (*3. ábra*).



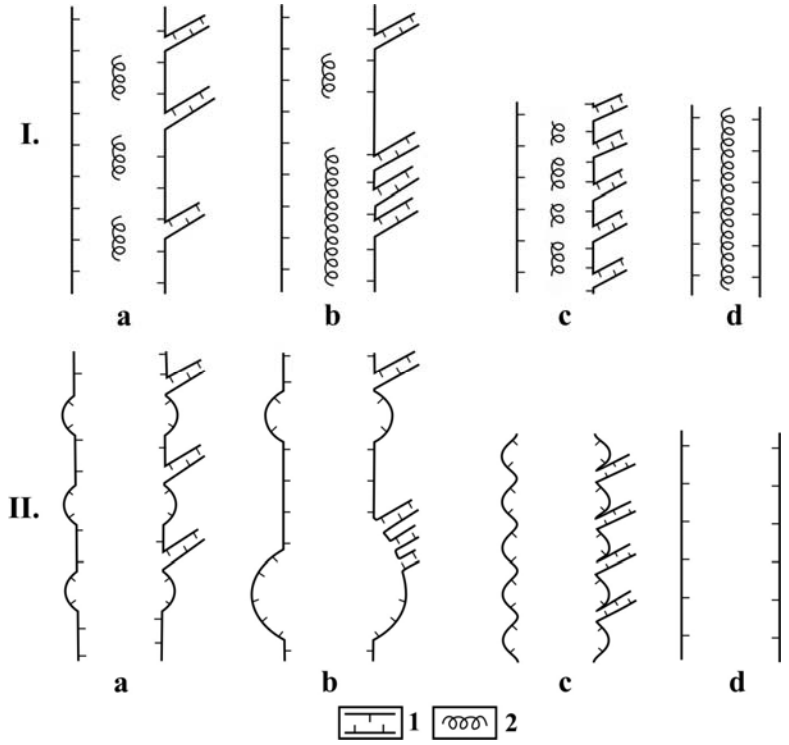
2 ábra: Az I és az V/1/3 jelű B típusú mellékvályú keresztmetszete a távolság függvényében
Jelmagyarázat: d. a lejtö felső peremétől mért távolság, T: vályúkeresztmetszet terület
Fig. 2. The cross-section area of the type B tributary channel marked V.1.3 taking into consideration the distance
Legend: d. distance from the upper margin of the slope, T. cross-section area



3. ábra: Az V/1/3/3 jelű A típusú vályú keresztmetszet területe a távolság függvényében
Jelmagyarázat: d. a lejtő felső peremétől mért távolság, T: vályúkeresztmetszet terület
Fig.3. The cross-section area of the type A tributary channel marked V.1.3.3. taking into consideration the distance
Legend: d. distance from the upper margin of the slope, T. cross-section area

A különböző vizek összefolyásánál örvénylés alakul ki, amelynek az ötletét a folyók összefolyásának esetéből nyertük. *LANE* et al. (2000) szerint ugyanis ezek összefolyásánál különböző áramlások alakulnak ki. A fő- és

mellékvályúk összekapcsolódásánál az örvények létrejöttét laboratóriumi kísérletekkel mutattuk ki (*3. kép*).



4. ábra: Örvény mintázatok és vályú kiszélesedések
Jelmagyarázat: I. örvények mintázata, II. vályú kiszélesedései, a. lokális örvénylés, b. részben folytonos örvénylés, c-d. folytonos örvénylés, 1. vályúperem, 2. örvényes vízág
Fig. 4. Model of turbulence patterns and channel widenings
Legend: I. the pattern of the turbulences, II. the widenings of the channels, a. local turbulence, b. partly-continuous turbulence c-d. continuous turbulence, 1. channel margin, 2. turbulent rivulet

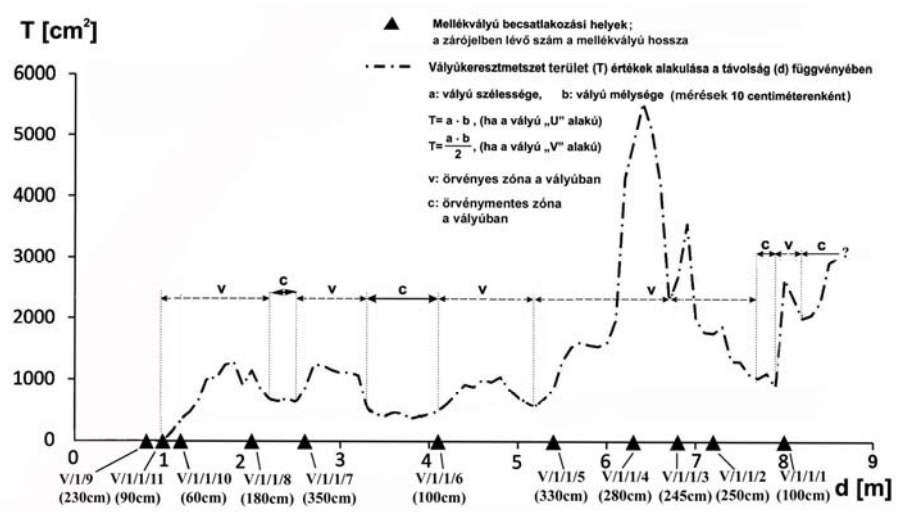
A vízág alatti oldódást okozza, ill. fokozza a vízág vízének az örvényléses áramlása (*TRUDGILL* 1985). Ekkor ugyanis örvényléses diffúzió jön létre. Örvényléses diffúziónál a diffúziós koefficiens 10^4-szer nagyobb, mint molekuláris diffúziónál (ez utóbbi lamináris áramlásnál lép fel) a kőzet és az áramló víz között (*DREYBRODT* 1988, *SLABE* 1995). Továbbá figyelembe kell venni azt is, hogy az örvénylés miatt légköri eredetű CO_2 kerülhet a vízbe (*VINCENT* 1983).

Az örvénylés miatt több mészkő kerül oldatba. Ezért a vízágak örvényes szakaszainál a fővályúkon kiöblösödések jönnek létre. Modellünk szerint a vályúk vízágainak örvénylése lehet folytonos, részben folytonos, vagy nem folytonos, tehát lokális (*4. ábra*). Az örvénylés lehet belső eredetű,

vagy külső. Előző esetben a vízág tulajdonságainak változásai miatt alakul ki örvénylés, amit okozhat pl. a lejtőszög növekedése, vagy a vályútalp érdessége. Utóbbi esetben vályún kívüli hatás miatt (pl. mellékvályú vízágának hatására) következik be örvénylés. A fentiekből kiindulva a vízágak különböző örvénylési mintázatai az alábbi vályúalakzatokat alakíthatják ki (*4. ábra*):

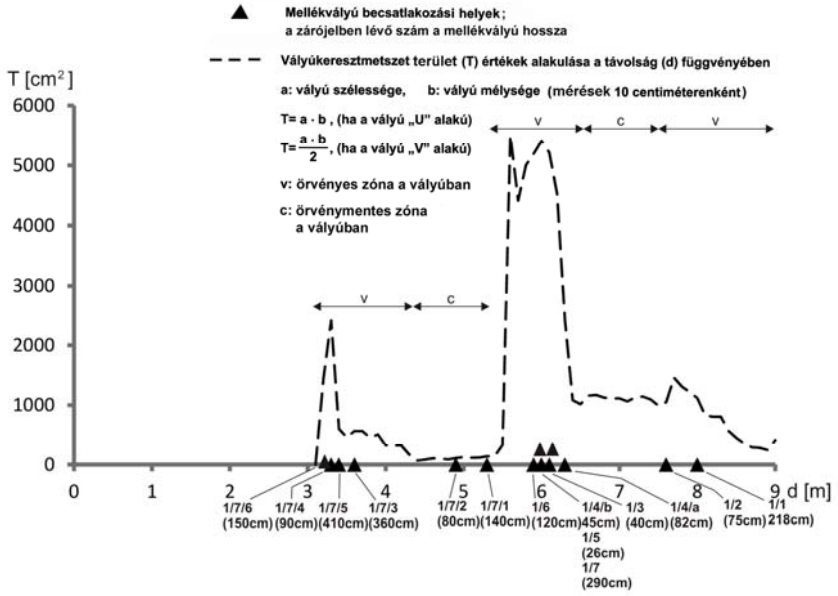
- Minél rövidebb örvénylő szakaszok fejlődnek ki a főág vízágán, a fővályú kiszélesedései annál kisebb amplitúdójúak (*4a ábra*). Minél hosszabb örvénylő szakaszok fejlődnek ki, a főág vízágán, a fővályú kiszélesedései annál nagyobb amplitúdójúak (*4b. ábra*).
- Minél sűrűbben vannak az örvényes szakaszok a főág vízágán, a fővályú kiszélesedései annál közelebb esnek egymáshoz (*4c. ábra*).
- Ha a vízág örvénylése folyamatos, a fővályú minden része hasonlóan növekszik, ezért kiszélesedések azon nem jönnek létre. A vályún akkor sem jönnek létre kiszélesedések, ha a vízágban nincs örvénylés (*4d. ábra*).
- Ha a vízág örvénylése folytonos, de eltérő intenzitású, a vályún egymásba kapcsolódó eltérő szélességű kiszélesedések jönnek létre.

A fővályúk keresztmetszeteinek változásait a távolság függvényében összehasonlítva a vizsgált vályúrendszerek két csoportba sorolhatók. Ezek a vályúkiöblösödés mintázatok az alábbi örvénylési mintázatokkal értelmezhetők.



5. ábra: Nagy maximum gyakoriságú vályú (V.1. jelű vályúrendszer fővályúja) vályúkeresztmetszet területe a távolság függvényében
Jelmagyarázat: d: a lejtő felső peremétől mért távolság, T. vályú keresztmetszet terület
Fig. 5. Cross-section area of great maximum frequency channel(the main channel of the rinnenkarren system marked V.1.) taking into consideration the distance
Legend: d. distance from the upper margin of the slope, T cross-section area

a. A vályúkon a lokális maximum helyek száma nagy, de ezek tágassága kicsi (nagy lokális maximum gyakoriságú vályú, *5. ábra*). E vályúk vízágain több és kis kiterjedésű örvénylés jön létre.
b. A vályúkon a lokális maximum helyek száma kicsi, tágassága viszont nagy (kicsi lokális maximum gyakoriságú vályú, *6. ábra*). E vályúk vízágain kevés és kiterjedtebb örvényléses szakasz képződik.



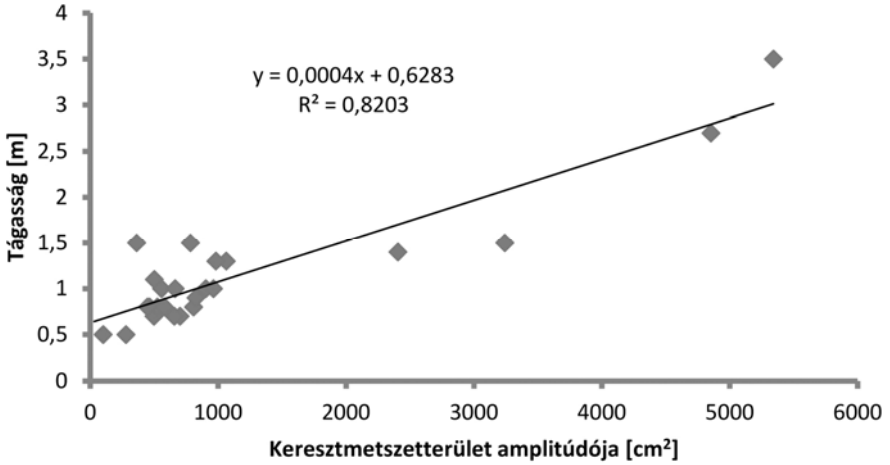
6. ábra: Kicsi maximum gyakoriságú vályú (XXVII. jelű vályúrendszer fővályúja) keresztmetszet területe a távolság függvényében
Jelmagyarázat: d: a lejtő felső peremétől mért távolság, T. vályú keresztmetszet terület
Fig. 6. Cross-section area of small maximum frequency channel (the main channel of the rinnenkarren system marked XXVII) taking into consideration the distance
Legend: d. distance from the upper margin of the slope, T. cross-section area

4. Kiértékelés

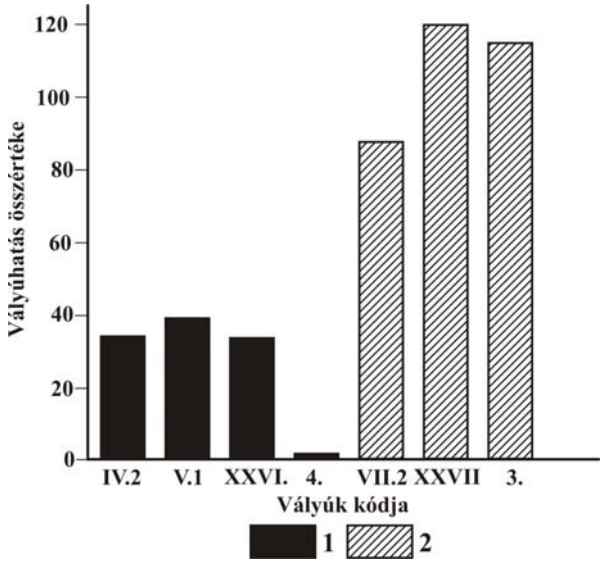
Megállapítható, hogy a lokális maximum helyek tágassága és a lokális maximum helyek amplitúdója között megközelítőleg egyenes arányosság van (*7. ábra*). Tehát ahol hosszabb örvényes szakaszok alakulnak ki, ott a vályúk kiöblösödései nem csak hosszabbak, hanem nagyobb keresztmetszetűek is lesznek.

Ha a mellékvályúk vízágai örvénylést okoznak, akkor a kétféle mintázat típusba tartozó fővályúkon a vályúhatásnak is különböznie kell. Ugyanis ahol a fővályún a vályúhatás jelentős, a vízágban az örvénylés intenzívebb és hosszabb lesz. A vályúhatás akkor nagy, ha nagy vízgyűjtőjű mellékvályúk néhány helyen csoportosulnak nagy sűrűséggel. Ekkor néhány nagy lokális maximum hely jön létre a fővályún. Ahol a vályúhatás kicsi, a

kis vízgyűjtőjű mellékvályúk kevésbé csoportosulnak. Ekkor sok kicsi lokális maximum hely jön létre a fővályún.



7. ábra: A különböző vályúrendszerek fővályúinak fő- és B típusú mellékvályúin a maximum helyek amplitúdója és tágassága közti kapcsolat
Fig. 7. Relationship between amplitude and ampleness of the maximum places on the type B main- and tributary channel of the different channel system



8. ábra: Különböző maximum gyakoriságú fővályúkra számított vályúhatás összértékek
Jelmagyarázat: 1. nagy maximum gyakoriságú fővályúknál, 2. kis maximumgyakoriságú fővályúknál
Fig. 8. The total values of channel effect calculated based on the main channels with different maximum frequency
Legend: 1. the total values of channel effect of great maximum frequency main channels 2. the total values of channel effect of small maximum frequency main channels

4.1. A vályúhatás szerepe

Összehasonlítottuk a nagy és kis lokális maximum gyakoriságú vályúk vályúhatás (H) értékeit. A *8. ábrán* bemutatott fővályúk vályúhatásainak értékei azt mutatja, hogy a nagy lokális maximum gyakoriságú vályúkon a vályúhatás kisebb, mint a kis lokális maximum gyakoriságú fővályúkon. Megállapítható, hogy a nagy lokális maximum gyakoriságú fővályúkon az összegzett vályúhatás 40,00 alatt marad, míg az átlagos vályúhatás 3,84. A kis lokális maximum gyakoriságú fővályúkon ez az érték 84,00 feletti, ill. 21,09. Tehát a kis lokális maximum gyakoriságú fővályúk különböző részein a vályúhatások nagyobbak, mint a nagy maximum gyakoriságú fővályúk különböző részein. Ez a vizsgált fővályúk kétféle örvényességi mintázatát bizonyítja. Folytonos, vagy folytonosabb örvénylés jellemzi a nagy lokális maximum gyakoriságú fővályúkat és nem folytonos a kis lokális maximum gyakoriságú fővályúkat.

A nagy öblösödéseknél tapasztalható, hogy több mellékvályú csatlakozik a fővályúhoz. E helyeken a mellékvályúk egymástól való távolsága 25-31 cm között ingadozik. Ugyanakkor a kis maximum gyakoriságú fővályúk mellékvályúinak a távolsága akár több méter is lehet. Ez arra utal, hogy a nagy kiöblösödéseknél az örvénylés részben folytonos, tehát a mellékvályúk vízágainak hatására a fővályú vízágában kialakított örvényes szakaszok egymásba kapcsolódtak. A laboratóriumi kísérletünk szerint már 45 cm-es mellékvályú távolságoknál is részben folytonos örvénylés jön létre. Tehát a fentebb közölt mellékvályú távolságok esetén az örvényes szakaszok összekapcsolódhatnak. Ez jelentős tágasságú lokális maximumok (kiöblösödések) kialakulását eredményezi. Így az V.1 jelű vályún, az V.2, V.3 és az V.4 jelű vályúknál lévő kiöblösödésnél, ahol a mellékvályúk átlagos távolsága 31 cm, a kiszélesedés tágassága mintegy 60 cm. A XXVII. jelű vályúrendszer fővályúján, az 1.6 és az 1.13 jelű mellékvályúknál lévő kiöblösödésnél, ahol a mellékvályúk távolsága 25 cm, 1,13 m tágasságú kiszélesedés észlelhető.

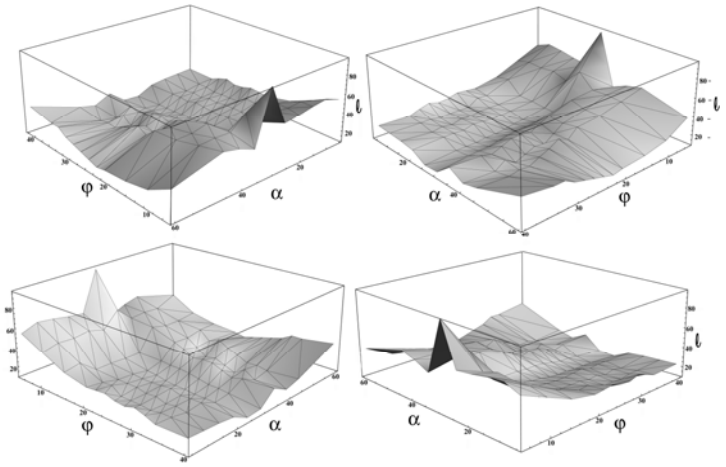
4.2. A lejtőszög szerepe

A laboratóriumi kísérletek szerint az örvényesség hossza a fő- és mellékvályú azonos vízhozama esetén elsősorban a lejtő meredekségétől függ. A lejtőszög növekedése során az örvényes szakasz átlagos hossza ugyanakkora becsatlakozási szögnél csökken (*III. táblázat*). Különböző becsatlakozási szögeknél az örvényes szakasz átlagos hossza részben nő, ill. erőteljes szóródást mutat növekvő becsatlakozási szögek esetén. Az örvényes szakasz kezdetének átlagos távolsága ugyanakkora becsatlakozási szögnél a lejtő-

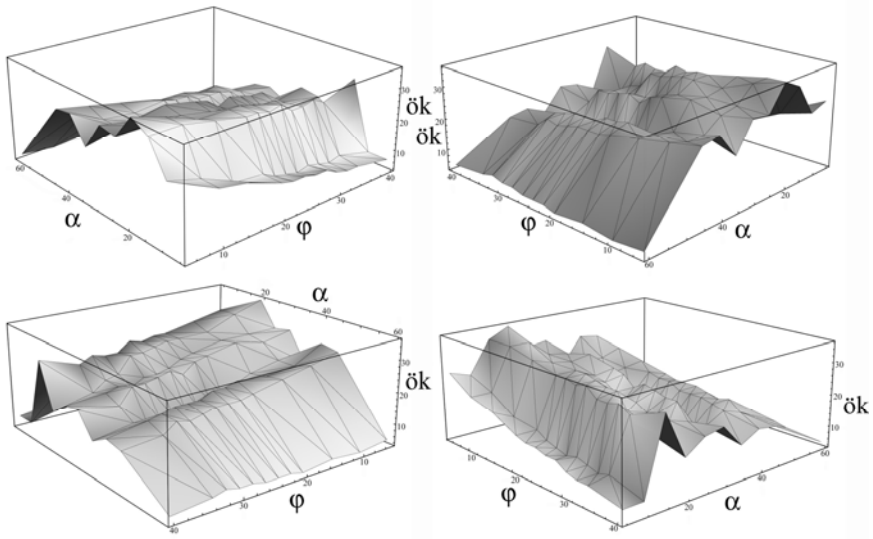
szög növekedésével csökken, növekvő becsatlakozási szögnél közel állandó és szóródik, majd 40^o-45^o-tól csökken (*III. táblázat*). Ez arra utal, hogy az örvényesség helye nagymértékben függ a becsatlakozási szögtől. Az örvényes szakasz eltolódásának oka: örvénylés csak akkor jön létre, amikor a két vályú vízága keveredik. A keveredési hely előtt a két vízág egymás mellett áramlik a fővályúban.

4.3. A becsatlakozási szög szerepe

A becsatlakozási szög hatása az örvényes szakasz hosszára és helyére tapasztalható lesz, ha azok értékeit különböző lejtőszögeknél hasonlítjuk össze. Kis lejtőszögeknél (10^o alatt) 30^o-os becsatlakozási szögig nő, majd 60^o-ig csökken az örvényes szakasz hossza. Ennél nagyobb lejtőszögeknél a becsatlakozási szög növekedésével az örvényes szakaszok hossza nem csökken, hanem inkább némi növekedést mutat (*9. ábra, III. táblázat*). A becsatlakozási szögeket tekintve kisebb lejtőszögnél 20^o-os becsatlakozási szögig inkább nő az örvényes szakasz kezdetének a távolsága a becsatlakozási helyhez képest. Nagyobb becsatlakozási szögeknél inkább csökken az örvényes szakasz kezdetének a távolsága. Nagyobb lejtőszögeknél (32^o-34^o-tól) kisebb becsatlakozási szögnél az örvényes szakasz kezdetének a távolsága nő. Még nagyobb becsatlakozási szögeknél az örvényes szakasz kezdetének a távolsága kevésbé nő, végül csökkenésbe megy át (*10. ábra, III. táblázat*).



9. ábra: Az örvényes szakasz hossza különböző nézetekben (a III. táblázat adatainak a felhasználásával)
Jelmagyarázat: ρ: lejtőszög, α.: mellékvályú becsatlakozási szöge, l: az örvényes szakasz hossza
Fig. 9. The length of the turbulent zone from different aspects (based on the data of Table III)
Legend: ρ: slope angle, α: conjunction angle of the tributary channel, l: the length of the turbulent zone

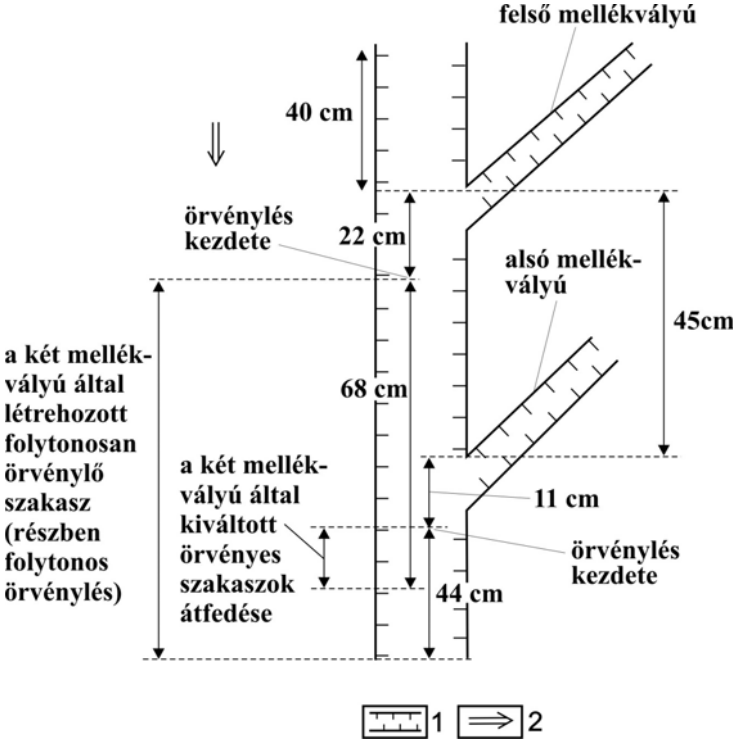


10. ábra: Az örvényes szakasz kezdetének a távolsága a becsatlakozási helyhez képest különböző nézetekben (a III. táblázat adatainak a felhasználásával)
Jelmagyarázat: ρ: lejtőszög, α: becsatlakozási szög, ök: az örvényes szakasz hossza a becsatlakozási helytől
Fig. 10. The distance of the beginning of the turbulent zone compared to the conjunction place from different aspects (based on the data of Table III)
Legend: ρ: slope angle, α: conjunction angle of the tributary channel, ö.k.: the distance of the turbulent zone compared to the conjunction place

4.4. A mellékvályúk vízhozamának és a többi hatásnak az együttes szerepe

Az örvényes szakasz hossza a mellékvályúk vízhozamától, ill. a fő- és mellékvályú vízhozamának az arányától is függ. Így, ha a fővályú vízhozama 2,5-szerese a mellékvályú vízhozamának, akkor hosszabb, míg fordított esetben rövidebb az örvényes szakasz hossza (*IV. táblázat*). Minden vízhozam aránynál a lejtőszög változása, de a mellékvályú becsatlakozási szöge is hatással van az örvényes szakasz hosszára jelezve, hogy a lejtő meredeksége felülírja a vízhozam hatását. Közepes lejtőszögnél (20-28^{o} között), nagy becsatlakozási szögnél (60 ^{o}) és nagyobb mellékvályú vízhozamnál az örvényes szakasz hosszabb. Más lejtőszögeknél viszont kisebb mellékvályú vízhozam esetén lesz hosszabb az örvényes szakasz. Kicsi (5^{o}-os) és közepes (45^{o}-os) becsatlakozási szögeknél az örvényes szakasz nagyobb lejtőszögeknél akkor lesz hosszabb, ha a mellékvályú vízágának lesz nagyobb a vízhozama: így 5^{o}-os becsatlakozási szögnél 26^{o}-os lejtőnél nagyobb dőlésű lejtőn, továbbá 45^{o}-os becsatlakozási szögnél 28^{o}-nál nagyobb dőlésű lejtőn. A mellékvályú vízhozamának hatása akkor tapasztalható leginkább, ha a mellékvályúban áramoltatás helyett csak csepegtetünk. Ekkor a vízhozam lecsökkenése miatt a fővályúban nem alakul ki örvényes szakasz.

A kísérletek megmutatták az örvényes szakasz hossza és a mellékvályúk sűrűsége közti kapcsolatot is. Így kicsi lejtőszögnél (5^o-20^o) 45 cm-es mellékvályú távolságok esetén egyetlen örvényes szakasz jön létre a fővályúban (részben folytonos örvénylés). Ez azért lehetséges, mert a két mellékvályú által gerjesztett örvényléses szakasz egymásba ér. A jelenség nem egyszerűen azért következik be, mert a két örvényes szakasz összhossza meghaladja a két mellékvályú becsatlakozásának a távolságát, hanem mert a felső mellékvályú által gerjesztett örvényes szakasz az áramlás irányába elmozdul (*V. táblázat, 11. ábra*). 20 ^{o}-nál nagyobb lejtőszögek esetén a két örvényes szakasz egy-egy lejtőszögnél közel kerül egymáshoz (pl. 30^o-nál a köztük lévő örvénymentes szakasz mindössze 4 cm), de azok már nem kapcsolódnak egybe.



11. ábra: A két mellékvályú modell kísérlet elve 5^o-os dőlésű hordozó lejtő esetén
Jelmagyarázat: 1. modell vályú, 2. a hordozó lejtő dőlésiránya, megjegyzés: a kísérlet során először a felső mellékvályúból történt vízbeáramoltatás, hogy ezáltal a felső mellékvályú által létrehozott örvénylési hossz megállapítható legyen
Fig. 11. The principle of model experiment at two tributary channel if slop angle is 5^o
Legend: 1. model channel, 2. the dip direction of the bearing slope, notice: during the experiment the water flow happened first from the upper tributary channel, so we could establish the length of the turbulence which was created by the upper tributary channel

5. Következtetések

A fővályúkban a mellékvályúk alatt örvények alakulnak ki. Az örvények a mellékvályúk hatására jönnek létre a fő- és mellékvályúk vízágainak keveredéseinél. Az így kiváltott örvényességet a hordozó lejtő is szabályozza. Ekkor azonban a lejtőszög változás csak az örvényességnek a helyét és a mellékvályúk által okozott örvényeknek a hosszát befolyásolja. Az örvények a vályúkon lokális maximum helyeket (kiöblösödéseket) hoznak létre. A vályúkon előfordulnak kisebb keresztmetszet változások is. Ezek valószínűleg a vályúk közvetlen vízgyűjtőjének a változásával magyarázhatók. A közvetlen vízgyűjtő változása miatt adott vályúszakaszt határoló térszínről beáramló vízmennyiség (és így oldóképesség) ugyanis változhat.

a. Az örvényes szakasznak, és így a vályúk kiöblösödésének a hosszára (tágasságára) és helyére hatással van a hordozó lejtő meredeksége (a mellékvályú közvetett hatása), a becsatlakozási szög, a fő- és mellékvályú vízhozamának aránya, valamint a mellékvályú vízhozama, a mellékvályúk sűrűsége (a mellékvályú közvetlen hatása). Ebben az esetben a hordozó lejtő által okozott hatás a mellékvályú által okozott közvetett hatás, míg az egyéb jellemzők (mint pl. a becsatlakozási szögé) a közvetlen hatások.

b. A fővályún kiszélesedések kialakulására megfelelő mellékvályú méret és sűrűség mellett 10^o -20^o-os lejtőszögnél legnagyobb az esély. Ennél nagyobb lejtőszögnél a mellékvályúk hatása egyre kisebb (az örvényes szakaszok hossza csökken).

c. Valószínű, hogy az örvényes szakasz hosszára nem csak a fő- és mellékvályúk vízhozamának aránya hat, hanem önmagában a mellékvályú vízhozama is. Erre utal, hogy a mellékvályúban történt csepegtetés esetén nem alakul ki örvénylés a fővályúban.

d. Minél rövidebb egy mellékvályú, és minél ritkábban fejlődtek ki a mellékvályúk, annál kisebb vályúhatások érik a fővályút. Így az örvénylés hossza csökken, ill. kialakulására is egyre kisebb az esély. Ezért, ha a mellékvályúk rövidebbek és kisebb sűrűséggel fordulnak elő, kisebb az esély, hogy a fővályún kiszélesedések jöjjenek létre.

e. A mellékvályú sűrűség hatása az örvényképződésre és a fővályúk kiszélesedésére összetett. Akkor, ha a mellékvályúk sűrűsége nagy, sok helyen léphet fel örvénylés és ezáltal a fővályú kiszélesedés. Ugyanakkor a nagy vályúsűrűség miatt, mivel a vízgyűjtők kisebbek lehetnek, a vízhozam is kisebb lehet. Kisebb mellékvályú sűrűségnél viszont a mellékvályúk vízhozama is nagyobb lehet. A vízhozam változása növelheti is, de csökkentheti is az örvényes szakaszok hosszát a becsatlakozási szög értékétől, ill. a lejtőszögtől függően.

f. Ha a mellékvályú sűrűség valamely fővályú egy szakaszán nő, ez elősegíti ezen a szakaszon az örvénylés hosszának, és így a kiszélesedésnek a növekedését. Ugyanakkor a mellékvályú sűrűség növekedése miatt csökkenhet e vályúk vízhozama. Ez a vályúhatást csökkentheti. Ez nem kedvez a részben folytonos örvénylésnek. A lejtőszög és a vályúsűrűség változás együttes hatása az alábbi következménnyel jár:
- Csökkenő lejtőszögnél egyre kevesebb mellékvályúnál (tehát növekvő vízhozamnál) kevés, de hosszú kiszélesedés jön létre.
- Csökkenő lejtőszögnél egyre több mellékvályúnál (tehát kisebb vízhozamnál) sok, de rövidebb kiszélesedés alakul ki.
- Növekvő lejtőszögnél egyre kevesebb mellékvályúnál, de ha azok egyenletes eloszlásúak, egyre kevesebb és egyre rövidebb kiszélesedés képződik.
- Növekvő lejtőszögnél egyre kevesebb mellékvályúnál, de ha azok nem egyenletes eloszlásúak, egyre kevesebb és egyre inkább eltérő hosszúságú vályú kiszélesedés jön létre.
- Növekvő lejtőszögnél egyre több mellékvályúnál, ha azok egyenletes eloszlásúak, egyre több és egyre rövidebb kiszélesedés képződik.
g. Ha a mellékvályúk nagyon közel esnek egymáshoz (mintegy 25-30 cm-re, laboratóriumban kis lejtőszögnél 45 cm-re) az örvényes szakaszok összekapcsolódnak (részben folytonos örvénylés). A fővályún igen nagy kiszélesedések alakulnak ki.
h. Az egyes B típusú vályúknak regresszióval A és B típusú mellékvályúi alakulnak ki. Vályúrendszer jön létre, amelynek a fővályúja (az egykori magányos, mellékvályú nélküli B típusú vályú), differenciáltan növekszik.
i. A fő- és mellékvályúkban aktív időszakban (amikor a vályúkban vízág van) a vízhozamok aránya és így az örvényesség helye, hossza folyamatosan változhat. Emiatt valószínűleg az oldódási intenzitás helye és kiterjedése is változik a vályúban az idő függvényében.

Készült a TÁMOP 4.2.1/B-09/1/KONV-2010-0006 pályázat támogatásával.

IRODALOM

BÖGLI, A. (1960): Kalklösung und Karrenbildung – Zeit. f. Geomorph. N. E. Supl. 2. p. 4-21.
BÖGLI, A. (1976): Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen - In: Karst Processes and Relevants Landforms. ISU Comission on Karst Denudation, Ljubljana pp. 141-149.

Crowther, J. (1997): Surface, roughness and the evolution of karren forms at, Lluc, Sierra de Tramuntana, Mallorcac – Zeits. f. Geomorph. 41 (3) pp. 393-407.
DREYBRODT, W. (1988): Processes in karst Systems – Springer – Verlag, Berlin, Heidelberg 288 p.
ECKERT, M. (1898): Die Karren oder Schratten - Pet. Mitteilangen, pp. 69-71.
FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology - Unwin Hyman, London 601 p.
FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W. (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, 561 p.
GLADYSZ, K. (1987): Karren on the Quatsino Limestone. Vancouver Island - BSc thesis, McMaster University
GINÉS, A. (2009): Karrenfield landscapes and karren landforms. In: Ginés, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (szerk.) Karst rock features. Karren sculpturing. Zalozba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna. Carsologica, 9 pp. 13-24.. Ljubljana, Eslovènia.
GINÉS, J.-GINÉS, A. (2009): Mid-mountain karrenfields at Serra de Tramuntana in Mallorca Island. In: Ginés, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (szerk.) Karst rock features. Karren sculpturing. Zalozba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna. Carsologica, 9 pp. 375-390. Ljubljana, Eslovènia.
GLEW, J. R.-FORD, D. C. (1980): Simulation study of the development of rillenkarren – Earth Surface Processe, 5 pp. 25-36.
HASERODT, K. (1965): Untersuchungen zur Hohen - und Altersgliederung der Karstformen in den nördlichen Kalkalpen - Munchner Geogr. H. 27.
HUTCHINSON, D. W. (1996): Runnels, rinnenkarren and mäanderkarren: form, classification and relationships - In: *FORNÓS, J. J. GINÉS, Á.* (szerk.): Karren Landforms pp. 209-223, Universitat, de les Belears, Palma de Mallorca
JENNINGS, J. N. (1985): Karst Geomorphology – Basil Blackwell, New York 293 p.
KOZMA K.- MITRE Z. (2012): Variations of he 'A'-type channels in Totes Gebirge – Zeits. f. Geomorph. Supplement 56(2) pp. 37-46.
LANE, S. N.-BRADBROOK, K. F.-RICHARDS, K. S.-BIRON, P. M.-ROY, A. G. (2000): Secondary circulation cells in river channel confluences; measurement artefacts coherent flow structures? – Hydrological Processes 14 pp. 2047-2071.
LOUIS, H. (1965): (1968) Allgemeine Geomorphologie – Berlin 550 p.

PERICA, D., MARJANAC, T., (2009): Types of karren and their genezis on the Velbit Mountain – In: Ginés, A.-Knez, M.-Slabe, T.-Dreybrodt, W. (eds.): Karst Rock Features, Karren Sculpturing Zalozba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna. Carsologica, 9 pp. 359-374. Ljubljana, Eslovènia.
SLABE T. (1995): Cave Rocky Relief – Znanstvenaraziskovalni Center Sazu, Ljubljana 128 p.
SMART, P. L.-WHITAKER, F. F. (1996): Development of karren landform assemblages – a case study from Son Marc, Mallorca. In: Fornós, J. J.-Ginéls, A. (szerk.) Karren Land forms. Universitat de les Illes Balears. pp. 111-122. Palma.
SWEETING, M. M. (1955): Landforms in North-West Country Clare, Ireland - Trans. Inst. Br. Geog. 21. p. 218-249.
TRUDGILL, S. T. (1985): Limestone geomorphology - Longman, New York 196. p.
VERESS M. (1995): Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján – Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely, pp. 7-30.
VERESS M. (2006): Hozzászólás Bauer Norbert: „A növényzet egy újabb lehetséges hatása a magashegységi karros térszínek fejlődésére" című tanulmányához – Karszt és Barlang, pp. 49-52.
VERESS M. (2009): Rinnenkarren – In: Gines, A.-Knez, M.-Slabe, T.-Dreybrodt, W. (szerk.): Karst Rock Features, Karren Sculpturing Zalozba ZRC. Institut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna. Carsologica, 9 pp. 151-159. Ljubljana, Eslovènia.
VERESS M. (2010): Karst Environments – Karren Formation in High Mountains – Springer Dordrecht Heidelberg London New York, 230 p.
VERESS, M.-SZUNYOGH, G.-ZENTAI, Z.-TÓTH, G.-CZÖPEK, I.(2006): The effect of the wind on karren formation on the Island of Diego de Almagro (Chile) – Zeitschrift für Geomorphologie, 50. 4. pp. 425-445.
VERESS M.-PÉNTEK K.-CZÖPEK I.-ZENTAI Z.-DEÁK GY. (2007): Adatok a Totes-Gebirgei lejtők karrosodásához – Karsztfejlődés XII, BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 137-152.
VERESS M.-PÉNTEK K.-ZENTAI Z.-MITRE Z. (2008): Development of rinnenkarren on bare slopes and slopes with dwarfpine – Geographical studies of the University of West Hungary, Faculty of Sciences, Szombathely, pp. 52-68.
VERESS M.-ZENTAI Z.-PÉNTEK K.-EŐRY M.-MITRE Z. (2009): Vályúfejlődés csupasz lejtőkön – Karsztfejlődés XIV. TTMK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 139-159.

VERESS M.-PÉNTEK K.-ZENTAI Z.-MITRE Z. (2010): Vízágas vályúkarrok fejlődési típusai – Karsztfejlődés XV. NYME TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 61-85.
VERESS M.-ZENTAI Z.-PÉNTEK K.-MITRE Z. (2011): Rinnenkarr rendszerek fejlődése - Karsztfejlődés XVI. TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 71-85.
VINCENT, P. (1983): The morphology and morphometry of some arctic Trittkarren – Zeit. f. Geomorph. 27 pp. 205-222.
WAGNER, G. (1950): Rund um Hochifen Gottesackergebiet - Öhringen pp. 72-80.
WHITE, B. W. (1988): Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains – Oxford University Press, New York 464 p.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 155-163.

A VÍZÁRAMLÁSI MODELLKÍSÉRLETEK VÁLYÚRENDSZEREKEN

DEÁK GYÖRGY[1]-SAMU SZABOLCS[1]-PÉNTEK KÁLMÁN[2]-MITRE ZOLTÁN[2]-VERESS MÁRTON[1]

[1]Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Földrajz és Környezettudományi Intézet, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.
[2]Nyugat-magyarországi Egyetem, Természettudományi Kar, Matematika és Fizikai Intézet pentek@ttk.nyme.hu

Abstract *We examined the amalgamation conditions after joining of main and side branches of type-B karst channels at different α slope angles and φ joining angles, during the flow of water with different weight ratio. We measured the distances between the joining point (T_0) and the begining of the algamation (T_1), the end of the amalgamation (T_2), so we could determine the D length of the effect of amalgamation. We try to find relations during our mathematical analysis between the fitted functions from the measured data to determine the beginning T_1, ending T_2 points of the amalgamation, the length of D interval, in the function of α slope angles an φ joining angles of the channel system.*

1. Bevezetés

Az oldódás kemizmusának ismerete nem ad magyarázatot a karrvályúk változatosságára. Ezen formák jellemzőit, típusba sorolását, valamint genetikai kapcsolatát *VERESS et al.* (2009, 2010, 2011) számos tanulmányban rögzítette.

A rinnenkarrok (vályúkarrok) lejtésirányú, zárt csatornák (*VERESS* 2009) Szélességük és mélységük legfeljebb néhány dm, míg hosszuk néhányszor 10 m lehet. Jelentőségük miatt számos kutató vizsgálta e karrformákat (*ECKER* 1898, *WAGNER* 1950, *SWEETING* 1955, *HASERODT* 1965, *LOUIS* 1965, *BÖGLI* 1976, *JENNING* 1985, *GLADYSZ* 1987, *WHITE* 1988).

A vályúk vízágak alatt jönnek létre és fejlődnek (*BÖGLI* 1960, 1976, *TRUDGILL* 1985, *FORD-WILLIAMS* 1989, 2007, *VERESS* 1995, 2010). A vizsgálatok megmutatták (*VERESS 2010*, *VERESS et al*. 2009, *KOZMA-MITRE* 2012), hogy a vályúk alakjuk és kialakulásuk szerint két csoportra különíthetők: a nagyobb méretű, meredek oldalú (U alakú), nagy vízgyűjtő területű B típusú vályúkra és a kisebb méretű, lankásabb oldalú (V alakú), kis vízgyűjtő területű A típusú vályúkra. A B típusú vályúk kétfélék lehetnek. Az egyik típusukat egyetlen B típusú vályú alkotja. Az ilyen vályúknak

csak A típusú mellékvályújuk van. A másik típusba a vályúrendszerek tartoznak. A vályúrendszer fővályújához mellékvályúk kapcsolódnak. A mellékvályúk lehetnek A és B típusúak egyaránt.

A kialakító vízág áramlási viszonyai azonban in situ nem tanulmányozhatóak. Az áramlási viszonyokat azért kívánjuk vizsgálni, mert a B típusú fővályúk kiszélesedései *VERESS et al.* (2011) szerint ott jönnek létre, ahol a vályúk vízága örvényesen áramlik. *VERESS et al.* (2012) szerint az örvényességet a mellékvályú és a fővályú vízágának keveredése okozza. Örvénylés esetén ugyanis az oldódás nagyobb, mint lamináris áramlásnál. Munkacsapatunk ezért laboratóriumi körülmények között, modellkísérletben, egy kiválasztott formát (B típusú vályú) kíván vizsgálni. Az áramlási és keveredési viszonyokat a terepi körülményekhez leginkább hasonlító modell segítségével elemezni, az elemzésből nyert adatokat a terepi tapasztalatokkal összevetni.

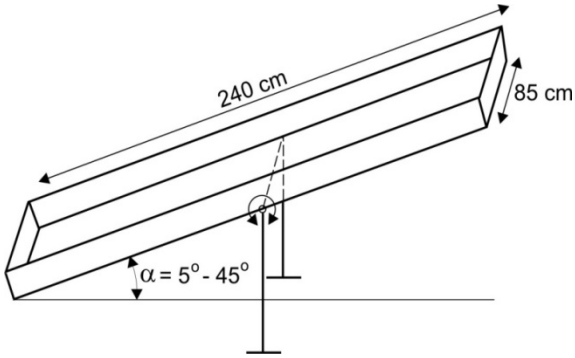
Feltételezzük, hogy a modellkísérletben vizsgálható B típusú vályúkban történő áramlási jellegzetességek extrapolálhatóak a természetben. Ezért a megalkotandó modellnek arányaiban hasonlítania kell a valóságra. A létrehozandó modellben hatnia kell ugyanazon erőknek, mint amit a terepi viszonyok között is számításba kell venni. A modellkísérlet során meg kellett oldani a vályú megfelelő anyagból való mintázását, az áramló folyadék hasonló feltételek közötti áramlását, keveredését és a jelenség rögzítésének módját.

2. A modellkísérlet leírása

A modellkísérlet során vizsgáltuk, hogy a vízág örvényes szakaszának hossza és helye hogyan függ a különböző paraméterektől.

A plasztikus anyagot (gyurma) helyeztük az áramló víz elvezetését biztosító nyílással ellátott, 240 cm hosszú és 85 cm széles bádoglemezre. A gyurma felületén B típusú (U alakú) vályúkat alakítottunk ki úgy, hogy a fővályúba egy, vagy kettő mellékvályút csatlakoztattunk be.

A tartólemez hosszát felező egyenes mentén a lemez alsó felére tengelyt építettünk. E tengely mentén a tartólemez szabadon mozgatható, billenthető, így különböző lejtőszögre beállítható, így biztosítva a fő- és mellékvályúk α lejtőszögét (*1. ábra*). A modell lejtőszögének fixálását kellő szög beállítása után a lemez alsó és felső végéhez illesztett rudak, és tartóoszlopok segítségével biztosítottuk. Ügyeltünk arra, hogy az alsó és a felső fixáló, valamint a tartóoszlop párok azonos magasságot tartsanak. Ezzel volt biztosítható az egyenletes lejtés.

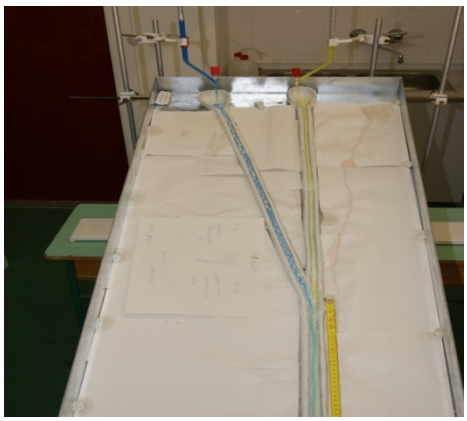


1. ábra: A modellező tálca
Fig. 1.: The modeling tray

A fő- és mellékvályú vályúfőjénél madáritatót formáztunk a gyurma felületén. Innen indult el a folyadék áramlása. Ebbe a madáritató formába a víz betáplálása bürettákból vagy rázó tölcsérekből történt, attól függően, hogy az áramló folyadék tömegarányát a fő- és mellékvályúk között hogyan kívántuk megvalósítani (fővályú/mellékvályú tömegaránya 1 : 1 vagy 2 : 1, esetleg 1 : 2).

A keveredés és örvénylés érzékelésének lehetőségét az áramló folyadékok színezésével oldottuk meg. Színező anyagként vízfestéket használtunk (fehér, fekete változatban, vagy fekete és nem festett víz formában).

Fontos részfeladat volt, hogy az áramló folyadék közel azonos sűrűségű, viszkozitású legyen, mint a természetes csapadék vagy hóolvadék. Az áramlási kísérletekben felhasznált desztvíz tulajdonságát a festék anyaga igen kis mértékben módosította (ρ=1,006 g/cm^3, illetve 1,005 g/cm^3).



2. ábra: A modell felülnézeti bemutatása
Fig.2.: Plan view of the model

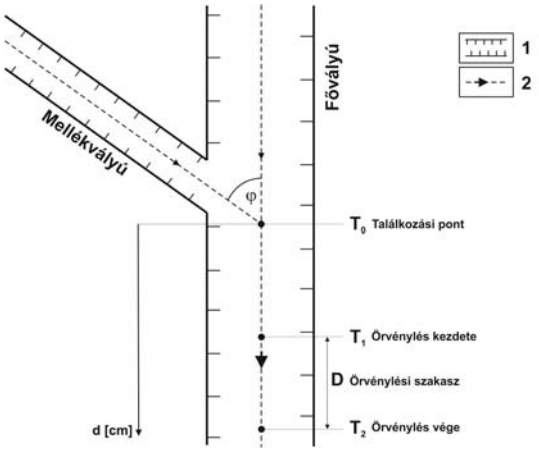
A megmintázott vályúk felületének olyan tulajdonságot kellett biztosítani, ami a természetes körülmények között a mészkő felületére is jellemző. A hidrofób tulajdonságú plasztik felületét detergens típusú anyaggal (mosószer) ecsettel minden mérés előtt átkentük. Ez az anyag hidrofób felével a plasztik anyagra tapadt és hidrofil felével pedig az áramló víz molekuláihoz fordult (*DÉKÁNY* 1985). Ezáltal létrejön egy olyan folyadékfilm a gyurma és a vízág vize között, amely utóbbinak szabad áramlását biztosítja.

A kísérletek során tapasztaltuk, hogy az örvényes szakasz hosszát a fő- és mellékvályú közötti φ becsatlakozási szög is befolyásolja. Ezért különböző becsatlakozási szögeket kellett kialakítani a fő- és mellékvályúk között.

Borotvapengét építettünk be a csatlakozási ponthoz. Ezáltal kiküszöböltük az újramintázás során fellépő alakváltozást a mellékvályú elvégződésénél.

3. Mérés, adatrögzítés

Milliméter beosztású mérőszalag mellett (*2. ábra*), melyet a fővályú mentén helyeztünk el, mérhető a folyadékok találkozása után az a szakasz, amelyen a keveredés és örvénylés megtörtént. T_1-nek nevezzük a fővályúban azt a helyet, ahol az örvénylés elkezdődik, T_2-nek, ahol befejeződik. (*3. ábra*).



3. ábra: A mérési pontok
Jelmagyarázat: 1. „B" típusú vályú, 2. Áramlás iránya
Fig. 3.: Measurement points
Legend: 1. „Type B" channel, 2. Direction of flow

A jelenség rögzítésének eszköze egy Casio exilim ex. kr-100. fényképezőgép, amely nagysebességű felvételre alkalmas (5 kép/sec). Ez az eszköz követte nyomon a megfestett folyadékok elkeveredését. Az állványon rögzített gép mindig azonos távolságból a vizsgált felületre merőlegesen tekintett, és rögzített. Ez alatt az idő alatt biztosítottuk, hogy a megfestett folyadék tömege a megválasztott feltételek mellett (α lejtőszög, φ találkozási szög, folyadékágak víztömege) azonos legyen (*4. ábra*).

A vizsgálat állandó és változó paraméterei
Jelen vizsgálatunkban *állandó paraméter* volt:

- a vályú típusa: B típus
- a fővályú hossza (80 cm) a találkozás pontjáig
- a vályúk keresztmetszete (1,5 cm)
- a vályúk mélysége (0,8 cm)

változó paraméterek:

- a vályúk φ találkozási szöge(5^o, 10^o, 15^o, …, 45^o és 60^o)
- a mellékvályúk hossza (20 cm 40 cm, 60 cm 80 cm)
- az α lejtőszög, dőlésszög(2^o, 4^o, 6^o, 8^o, …, 34^o, 36^o, 40^o)
- áramló folyadékok mennyiségi aránya (fővályú/mellékvályú) 1 : 1, 2 : 1 és 1: 2



4. ábra: Az adatok leolvasása
Fig.4.: Reading of values

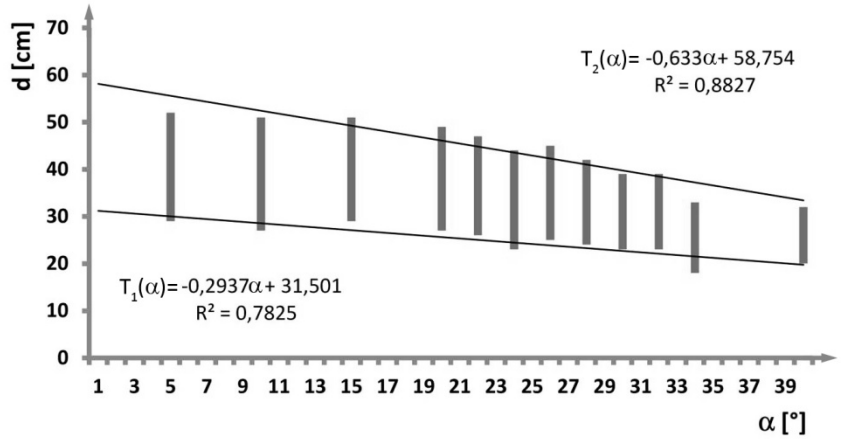
4. A mérések kiértékelése

A mérési adatok feldolgozásának első ütemében az alábbiakat rögzítettük:

(a) az áramló folyadékok fővályú/mellékvályú mennyiségi aránya = 1 : 1,
(b) a fővályú és a mellékvályú φ találkozási szöge = 5^o, 10^o, 15^o, 20^o, 25^o és 30^o,
(c) a fővályú és mellékvályú α lejtőszöge = 5^o, 10^o, 15^o, 20^o, 22^o, 24^o, 26^o, 28^o, 30^o, 32^o, 34^o és 40^o,
(d) a fővályú hossza a találkozási pontig = 80 cm,
(e) a mellékvályú hossza a találkozási pontig = 20 cm, 40 cm, 60 cm és 80 cm.

A megadott mennyiségi arány (a) és fővályú hossza (d) esetén egy-egy kiválasztott találkozási szög (b) és mellékvályú hossz (e) mellett közös derékszögű koordinátarendszerben ábrázoltuk az összefolyás T_0 helyétől kiindulva az örvénylés T_1 kezdetét, illetve T_2 végét, mint az α lejtőszög függvényét. A vízszintes tengelyen az α lejtőszöget, a függőleges tengelyen az összefolyás helyétől mért d távolságot folyásirányban tüntettük fel.

Az így nyert mérési pontok $T_1(\alpha)$ és $T_2(\alpha)$ halmazához egyeneseket illesztettünk lineáris regresszió felhasználásával. Meghatároztuk a korrelációs együtthatókat, valamint függőleges pálcák segítségével tüntettük fel az egyes összetartozó mérési pontpároknál az örvénylés kezdetét és végét jelző helyek összekötő szakaszait (*5. ábra*).



5. ábra: A $T_1(\alpha)$, $T_2(\alpha)$ és a $D(\alpha)$ függvények ábrázolása $\varphi=5^o$ találkozási szög és 80 cm mellékvályúhossz esetén

Fig. 5.: Representation of $T_1(\alpha)$, $T_2(\alpha)$ and $D(\alpha)$ figures at a joining angle of $\varphi=5^o$, side channel length of 80cm

E regressziós egyenes párokat elemezve az alábbi megállapításokat tehetjük:

I. A $T_1(\alpha)$ és $T_2(\alpha)$ ponthalmazokhoz illesztett regressziós egyenesek negatív meredekségűek (csökkenők), a $T_2(\alpha)$ regressziós egyenese meredekebben süllyed, mint a $T_1(\alpha)$ egyenese.
II. Az örvénylési szakasz $D(\alpha) = T_2(\alpha) - T_1(\alpha)$ hossza a lejtőszög növekedésével csökken.
III. Bármely rögzített (b) és (e) feltételek mellett a $T_1(\alpha)$ és $T_2(\alpha)$ ponthalmazokhoz illesztett regressziós egyenesek lefutása független a mellékvályú (e) szerinti hosszától.

Ezután a meghatározott regressziós egyenesek paramétereinek (meredekség, tengelymetszet) változását vizsgáljuk meg a (b) szerinti φ összefolyási szög változásának függvényében.

A feldolgozott regressziós egyenesek A_i meredekségei és B_i tengelymetszetei ($i = 1,2$) is a tapasztalatok szerint a (b) pontban feltüntetett φ összefolyási szög lineáris függvényei, a $T_1(\alpha)$ regressziós egyenese esetén:

(1) $A_1(\varphi) = -0{,}005\,\varphi - 0{,}255$ és $B_1(\varphi) = -0{,}085\,\varphi + 31{,}136$,
a $T_2(\alpha)$ regressziós egyenese esetén pedig:

(2) $A_2(\varphi) = -0{,}016\,\varphi - 0{,}213$ és $B_2(\varphi) = -0{,}463\,\varphi + 47{,}866$.

Ennek felhasználásával a $T_1(\alpha, \varphi)$, $T_2(\alpha, \varphi)$ és a $D(\alpha, \varphi)$ függvények alakja a következő lesz.
Az örvénylés kezdete

(3) $T_1(\alpha, \varphi) = A_1(\varphi) \cdot \alpha + B_1(\varphi) =$
$=[-0{,}005\,\varphi - 0{,}255] \cdot \alpha + [-0{,}085\,\varphi + 31{,}136]$,

az örvénylés vége

(4) $T_2(\alpha, \varphi) = A_2(\varphi) \cdot \alpha + B_2(\varphi) =$
$=[-0{,}016\,\varphi - 0{,}213] \cdot \alpha + [-0{,}463\,\varphi + 47{,}866]$,

végül az örvénylési szakasz hossza

(5) $D(\alpha, \varphi) = T_2(\alpha, \varphi) - T_1(\alpha, \varphi) =$
$=[A_2(\varphi) \cdot \alpha + B_2(\varphi)] - [A_1(\varphi) \cdot \alpha + B_1(\varphi)] =$
$=[A_2(\varphi) - A_1(\varphi)]\alpha + [B_2(\varphi) - B_1(\varphi)] =$

$$= [(-0{,}016\ \varphi - 0{,}213) - (-0{,}005\ \varphi - 0{,}255)]\ \alpha +$$
$$+ [(0{,}463\ \varphi + 47{,}866) - (-0{,}085\ \varphi + 31{,}136)] =$$
$$= [-0{,}011\ \varphi + 0{,}042]\ \alpha + [0{,}548\ \varphi + 16{,}730].$$

A (3), (4) és (5) összefüggések tehát a megadott α és φ paraméterek ismeretében meghatározzák a T_0 összefolyás helyétől az örvénylés kezdetének $T_1(\alpha, \varphi)$, az örvénylés végének $T_2(\alpha,\varphi)$ távolságát, végül az örvénylési szakasz $D(\alpha, \varphi)$ hosszának értékét.

5. Összegzés

A dolgozatban ismertetett hidrodinamikai modell alkalmazása új eljárás a karsztmorfológiai kutatásokban.

A mért adatok felhasználásával függvénykapcsolatokat kerestünk az egyes paraméterek között lineáris regressziós módszerrel. Vizsgálataink alapján kiderült, hogy a fő- és a mellékvályú T_0 összefolyási pontja utáni, folyás irányban mért keveredési örvénylés T_1 kezdő helyét, örvénylés T_2 végpontját, s a kettő közötti D örvénylési szakasz hosszát is alapvetően a térszín α lejtőszöge és a φ összefolyási szöge határozza meg.

A mérések alapján felállított matematikai modell a terepi kutatások, mérések új szempontrendszerét formálja, mert ötleteket és követendő módszereket ad a további vizsgálatokhoz azon tartományokban, ahol az oldódási folyamatok lezajlanak.

A vizsgálatok a TÁMOP-4.2.1.B-09/1KOV program támogatásával készültek

IRODALOM

BÖGLI, A. (1960): Kalklösung und Karrenbildung – Zeit. f. Geomorph. N. E. Supl. 2. pp. 4-21.

BÖGLI, A. (1976): Die Wichtigsten Karenformen der Kalkalpen – In: Karst Processes and Relevants Landforms. ISU Comission on Karst Denudation, Ljubljana pp. 141-149.

DÉKÁNY I. (1985): Határfelületek tulajdonságai. Kolloidika, szerk. Rohrsetzer S. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 155 p.

ECKERT, M. (1898). Die Karren oder Schratten – Pet. Mitteilangen, pp. 69-71.

*FORD, D. C. – WILLIAM, P. W. (*2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology – John Wiley & Sons, Ltd, 561. p.

*GLADYSZ, K. (*1987): Karren on the Quatsino Limestone. Vancouver Island – BSc thesis, McMaster University
HASERODT, K. (1965): Untersuchungen zur Hohen – und Altersgliederung der Karstformen in den nördlichen Kalkalpen – Munchner Geogr. H. 27.
JENNINGS, J. N. (1985): Karst Geomorphology – Basil Blackwell, New York 293 p.
KOZMA K. – MITRE Z. (2012): Variations of the 'A'-type channels in Totes Gebirge – Zeits. f. Geomorph. Supplement, 56 (2) pp. 37-46.
LOUIS, H. (1965): Allgemeine Geomorphologie – Berlin
SWEETING, M. M. (1955): Landforms in North-West Country Clare, Ireland – Trans, Inst. Br. Geog. 21. pp. 218-249.
TRUDGILL, S. T. (1985): Limestone geomorphology – Longman, New York 196. p.
VERESS M. (1995): Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján – Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely, pp. 7-30.
VERESS M. (2010): Karst Environments – Karren Formation in High Mountains – Springer Dordrecht Heidelberg London New York, 230. p.
VERESS M.-ZENTA, Z.-PÉNTEK K.-EŐRY M.-MITRE Z. (2009): Vályúfejlődés csupasz lejtőkön – Karsztfejlődés XIV. TTMK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 139—159.
VERESS M.-ZENTAI Z.-PÉNTEK K.-MITRE Z. (2010): Vízágas vályúkarrok fejlődési típusai - Kasztfejlődés XV. NYME TTK Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 61—85.
VERESS M.-ZENTAI Z.-PÉNTEK K.-MITRE Z. (2011): Rinnenkarr rendszerek fejlődése - Karsztfejlődés XVI. TTK Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 71—85.
VERESS M.-ZENTAI Z.-PÉNTEK K.-MITRE Z.-DEÁK GY.-SAMU SZ. (2012): Vályúrendszerek fővályúinak fejlődése – Karsztfejlődés XVII. TTK Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely (megj. alatt)
WAGNER, G. (1950): Rund um Hochifen Gottesackergebiet – Öhringen pp. 72-80.
WHITE, B.W. (1988): Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains – Oxford University Press, New York 464 p.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 165-178 .

TÖBÖRCSOPORTOK SAJÁTOS VONÁSAI A JÓSVAFŐI-FENNSÍKON

ifj. SÜMEGI GYÖRGY[1] – id. SÜMEGI GYÖRGY[2] – VARGA BEÁTA[3]

[1]Debreceni Egyetem Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék,
4032 Debrecen, Egyetem tér 1., sumegigy84@gmail.com
[2]Csokonai Vitéz Mihály Gimnázium, 4032 Debrecen, Békessy B. u. 12.,
[3]Miskolci Egyetem Üzleti Statisztika és Előrejelzési Tanszék,
3515 Miskolc–Egyetemváros

Abstract: We investigated the relationship between the groups of corrosion and suffosion dolines on the lowest altitude plateau of the Aggtelek karst region. Beside single dolines there are doline groups around a central depression and row dolines in a „bush-like" arrangement on the Jósvafő Plateau. There are three types of row dolines according to their development. Due to the redeposition of the covering sediment formed on the slopes of the limestone hills surrounding the plateau, a doline row is formed at the pediment by solution and suffosion processes. At the bottom of the erosional blind valley connected to the plateau a terraced doline row is formed, which end at the sinkhole located in the middle of the valley. The dolines, where sediment accumulation by periodic streams occurs„are separated from each other by gradually declining saddles. There are dolines which are parts of a doline row along the fault line at the edge of the plateau. These dolines were formed by backward erosion of sinkholes and created a linked underground drainage system. According to the hydrological connections we differentiated main channel, chain-like and mixed type hydrologic models. In the inner part of the plateau along the secondary fracture lines there are single dolines, uvalas and doline rows containing young, flat and bowl-like, gradually forming dolines. These are located on the relatively undissected area between the doline rows.

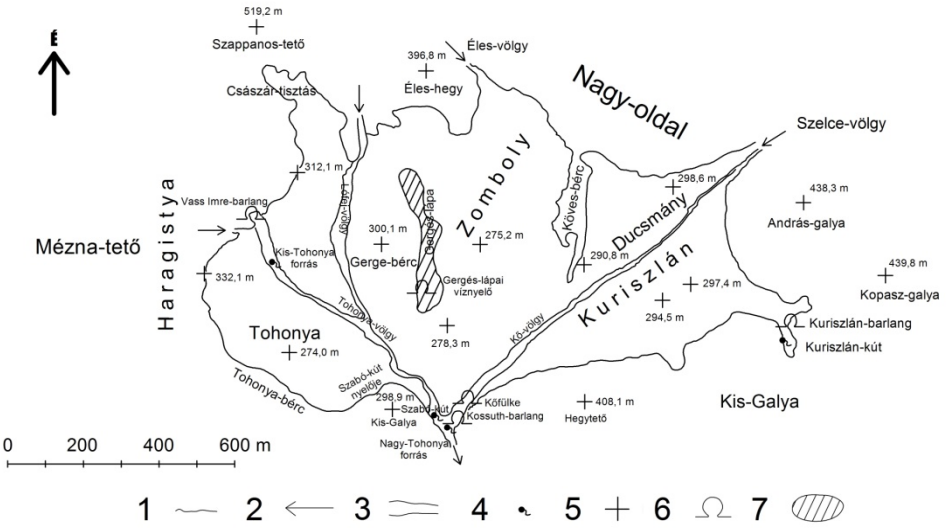
1. **Bevezetés**

Az oldásos eredetű töbrök és a hajdani víznyelőtöbrök döntő többsége nem magányosan, hanem csoportosan helyezkedik el a karsztfennsíkok területén. A töbrök térbeli eloszlása lehet véletlenszerű, szabályosan egyenletes (rácsos), csoportos (feldúsuló) és soros mintázatú (*TELBISZ* 2001).

A takaróredős szerkezetű Aggteleki-hegységben az egykori Tethys-tenger triász karbonátplatform üledékei a közeledő kőzetlemez-töredékek mozgásainak következtében helyenként felgyűrődtek a kréta időszakban. A K-Ny-i csapásirányú redőkben a ménes-völgyi és jósva-völgyi antiklinálisok területei között a haragistyai szinklinális helyezkedik el (*LESS* 1998). A szinklinális részeként a Jósvafői-fennsík területét jól karsztosodó, középső-triász, világos színű, vastagpados Wettersteini Mészkő és Dolomit Formáció rétegei alkotják. A területnek a kréta második felétől történt kiemelkedése egy vagy több szárazulati időszakhoz vezetett. *MÓGA* (2003) szerint a fennsík tektonikus kiemelkedése a késő-pannon beltenger elöntése után kisebb

mértékű volt, mint a szomszédos tönkdaraboké, ezért ez a pannon elegyengetett felszín legmélyebben fekvő darabja. *JAKUCS* (1964) eróziós úton lecsapolt poljeként értelmezte a Jósvafői-fennsík területét. Felszíne eróziós völgyekkel felszabdalt, forrás- és víznyelőbarlangokban viszonylag gazdag töbrösödött területté alakult át. Az oldódásos eredetű töbrök a közel lévő karsztvízszint miatt közepes- és kisméretűek (*LÁNG* 1955, *JAKUCS* 1964, *MEZŐSI - BÁRÁNY - TÓTH* 1978, *ZÁMBÓ* 1998).

A fennsík területét Ny-on a Haragistya, É-on a Szappanos-tető és a Nagyoldal, K-en az András-galya és a Kopasz-tető, D-en a keleti Kis-galya, a Hegytető és a nyugati Kis-galya határolja. A Tohonya-, a Lófej-, a Kő-völgy és a Köves-bérc vonulata Tohonya-, Zomboly-, Ducsmány- és Kuriszlán-részfennsíkokra tagolja a 270-280 m magasságú egykori polje felszínét (*1. ábra).*



1. ábra. A Jósvafői-fennsík helynevei.
Jelmagyarázat: 1. a fennsík határa; 2. völgy futásiránya; 3. völgy; 4. karsztforrás;
5. magassági pont; 6. barlang; 7. lápa
Fig. 1.: Place of the Jósvafő-plateau.
Jelmagyarázat: 1. boundary of the plateau; 2 .reunning direction of the valley; 3. valley; 4.karstspring;
5. vertical point; 6 .cave; 7 .karstic depression

A fennsíkon létesített Tohonya-Kuriszlán tanösvény nyomvonala mellett *KNAUER* (1996) aljzatukon homorú felszínű, mélyülő és üledékkel laposan kitöltött, feltöltődő töbörfejlődési típusokat különített el.

Az Aggteleki-karszt töbörmorfometriai vizsgálatai alapján *TELBISZ* (2001) megállapította, hogy a töbörfejlődés a fő- és másodrendű törésvonalak mentén kedvező, amely képződési folyamatra alkalmazható a „*szülő-*

leány" töbörterjedési modell. Kutatása szerint az Aggteleki-karszton a sortöbrök aránya meghatározó.

A mecseki karszt területén dolina-sor típusokat különítetett el *LOVÁSZ* (1971) és *CZIGÁNY – LOVÁSZ* (2006) a sort alkotó tagok mérete alapján.

Jelen munkánk a Jósvafői-fennsíkon 1980 óta tartó morfológiai megfigyeléseink és töbörmorfometriai méréseink szintetizálása (*SÜMEGINÉ VITÁLIS – id. SÜMEGI* 1983, *id. SÜMEGI* 2000, *id. SÜMEGI* 2006, *id. SÜMEGI – ifj. SÜMEGI* 2008).

Célunk a Jósvafői-fennsíkon megtalálható töbrök csoportjainak rendszerszerű összefüggésben történő kutatása, a fennsíkon döntő arányban előforduló sortöbrök típusainak elkülönítése sajátos morfológiai és morfometriai jellemzőik alapján. A víznyelők hátraharapózása útján létrejövő sortöbrök tagjai által kialakított, közös, felszín alatti vízáramlási rendszer modellezése, a vízelvezetésük térbeli és időbeli kiépülése szempontjából. Az egyes töbörcsoportok szerepének meghatározása a töbrök térbeli eloszlási mintázataiban.

2. Vizsgálati módszerek

A Földmérési és Távérzékelési Intézet által kiadott EOV 1:10 000-es méretarányú topográfiai térképek (EOV-97-221, 97-222, 107-443) segítségével kezdtük el terepi vizsgálatainkat.

Terepi felmérés során kézi méréssel megmértük a töbrök mélységét, hosszúságát, szélességét, azimutját (a hossztengely irányítottságát), a legnagyobb lejtőszögét, a szomszéd töbörtől való távolságát és ennek irányát.

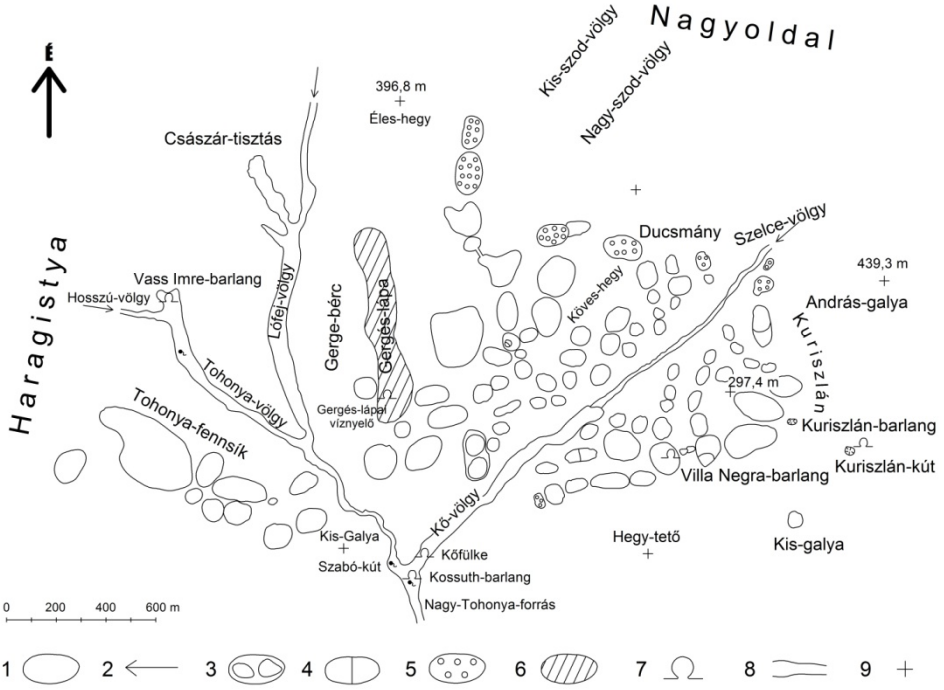
A töbrök mért és számított morfometriai paraméterei alapján statisztikai elemzéseket végeztünk *WILLIAMS* (1971), *FORD –WILLIAMS* (1989), *MEZŐSI - BÁRÁNY - TÓTH* (1978) és *TELBISZ* (2001) módszerei alapján. A kapott adatokat felhasználva az IBM SPSS Statistics Date Editor program segítségével korrelációszámítást végeztünk és az adatokat dobozgrafikon segítségével ábrázoltuk.

3. Eredmények

A Jósvafői-fennsíkon különböző genetikájú töbröket különítettünk el. Az oldásos töbör a karsztos területek oldódással keletkezett formája, amely a koncentrált vízbeszivárgások pontjain képződik (*CVIJIČ* 1893, *CRAMER* 1941, *THOMAS* 1954, *BÁRÁNY – JAKUCS* 1984, *WILLIAMS* 2003, *VERESS* 2004). A szuffóziós töbrök akkor képződnek, ha az anyaghiányos

részbe a nem összeálló (laza) fedőüledék nem omlással kerül, hanem a fedő a fekü járatába halmozódik szuffózióval, lejtőlemosással, tömörödéssel, a nagyobb szemcsék süllyedésével (*WALTHAM – FOOKES* 2003, *WILLIAMS* 2003, *VERESS* 2012).

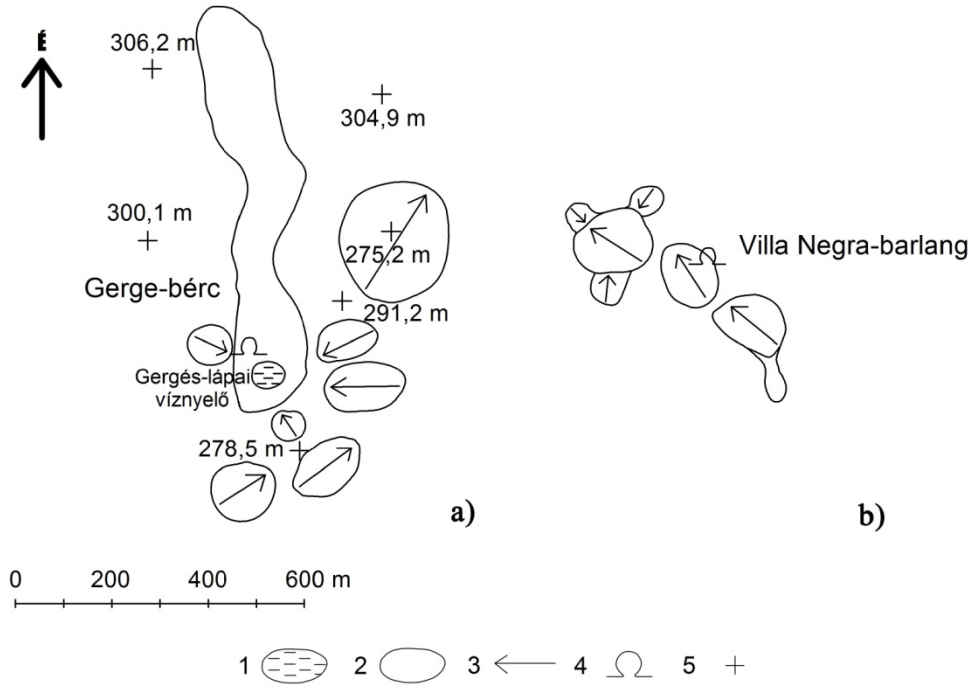
A 96 oldásos eredetű töbör között elkülönítettünk ikertöbröket, a közös töbörnyergek lealacsonyodása során töbrök összeolvadásával keletkezett uvalákat és a fennsík peremén előforduló, kezdeti fejlődésük alkalmával a fennsík belseje irányába nyitott peremtöbröket is. A 7 szuffóziós eredetű töbör mindegyike a fennsík peremén helyezkedik el (*2. ábra*).



2. ábra. A töbörtípusok eloszlása a Jósvafői-fennsíkon.
Jelmagyarázat: 1. oldásos töbör; 2. szuffóziós töbör; 3. uvala; 4. ikertöbör;
5. laza üledékkel fedett töbör; 6. lápa; 7. barlang; 8. völgy; 9. hegycsúcs
Fig. 2.: The distribution doline types on the Jósvafő-plateau.
Jelmagyarázat: 1. solution doline; 2. suffosion doline; 3. uvala; 4. twin doline;
5. covery sedimentary rock of the doline; 6. karstic depression; 7. cave; 8. gully; 9 - cone

A Zomboly legnevezetesebb területrésze a Gergés-lápa. Vízgyűjtő területe az Éles-hegy déli lejtőoldaláról indul ki, így bőséges csapadékhullás és tavaszi hóolvadás esetén a vakvölgy időszakos tavában összegyűlt víz az üledéken keresztül a karsztos járatokban tűnik el (*BAROSS – GELLAI – KNAUER* 2001). A Gergés-lápai-zsomboly szája a völgytalp fölött helyez-

kedik el, ezért már csak időszakosan aktív víznyelő. A lápát körülvevő szomszédos négy töbör különböző alakú és méretű, de belső lejtésük a lápa fokozatosan süllyedő központja irányába mutat, ezért csoportos, halmaz- vagy bokorszerű elrendeződést mutat (*3. a ábra*).



3. ábra. Szülő-leány töbörkapcsolatok: a) Gergés-lápa körül, b) Villa Negra-barlang környezete. Jelmagyarázat: 1. időszakos tó; 2. töbör; 3. a töbrök belső lejtése; 4. barlang; 5. magassági pont
Fig. 3.: Connection of the mother-daughter dolines; a) around of the Gergés-lápa; b) environment of the Villa Negra-cave.
Legend: 1. ephemeral lake; 2. doline; 3. internal drainage of the doline doline; 4. cave; 5. vertical point

Keletkezésüket a „szülő-leány" töbörterjedési modellel (*FORD* 1964, *KEMMERLY* 1986, *TELBISZ* 2001) magyarázhatjuk.

Egyközpontú csoportos töbörmintázat figyelhető meg a Kuriszlán területén: a Villa Negra-barlang bejárati nyílását rejtő töbörhöz egy víznyelő leánytöbör csatlakozik a Hegy-tető és a keleti Kis-galya között húzódó vakvölgy alsó részén.. A Villa Negra-barlang töbre melletti szomszédos nagyméretű töbörhöz három leánytöbör is kapcsolódik.

A fennsík peremén a sortöbrök három fő típusát különböztettük meg az itt elhelyezkedő szuffóziós töbrök orográfiai helyzete és a sortöbörképződés haladási iránya szerint.

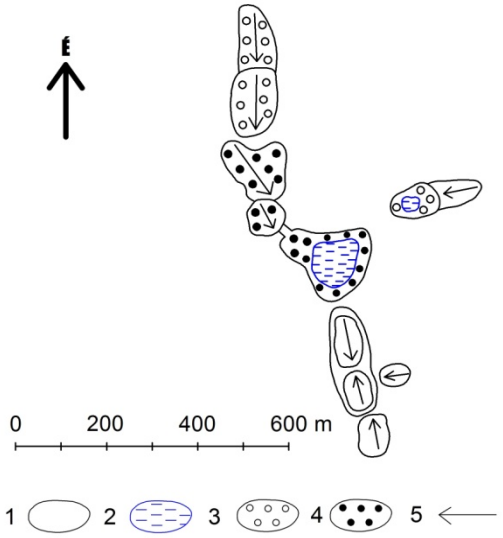
A fennsíkot körülvevő mészkőhegyek lábánál a lejtőüledékek korábbi felhalmozódása és jelenlegi áthalmozása miatt a fennsík átlagos szintjéhez képest magasabb helyzetű, *hegylábi típusú töbörsorok* képződtek. Ezek töbörsorok határozott, magas töbörnyergekkel különülnek el a fennsík többi töbrétől, így víznyelőtöbör eredetük kizárt.

Azoknál a hegylábi típusú töbörsoroknál, ahol szuffóziós eredetű töbrök találhatók a töbörsorok végénél, ott egyértelműen kimutatható a töbörfejlődés haladási iránya. A fennsíkra betorkolló Szelce-völgy két oldalán, az András-galya és a Nagyoldal lejtőlábánál a töbörfejlődés a „fennsík peremén halad" a szárazvölgyet kitöltő nagy vastagságú, laza üledéktakaró irányába. A Hegy-tető É-i lejtőlábánál kialakult töbörsor Ny-i, Tohonya-völgy felőli oldalán egy kialakulóban lévő 0,5 m mélységű szuffóziós eredetű töbör fejlődése figyelhető meg. E töbör hossztengelye a lejtővel párhuzamos. A peremi törésvonal menti intenzív karsztos oldódás miatt a lejtőtörmelék áthalmozódása következtében kezd kialakulni az oldódásos eredetű töbör, először még csak a lejtővel párhuzamos töbörnyergei alakulnak ki határozottan, míg a fennsík felőli oldal megegyezik fennsík szintjével. Ezután a fennsík felőli töbörnyereg is kialakul, és a töbör alján összemosódott anyag halmozódik fel. Végül a fennsík peremével párhuzamos, hatalmas méretű, mély teknő alakú, oldásos töbörré fejlődik.

Azoknál a töbörsoroknál, ahol csak oldódásos eredetű töbrök fordulnak elő, ott nem mutatható ki egyértelműen a töbörfejlődési irány. A Ny-i és a K-i Kis-Galya É-i lejtőlábánál kialakult töbörsoroknál morfológiai, morfometriai és üledéktani alapon már nem lehet meghatározni az egyes töbörtagok keletkezése közötti relatív különbséget.

A környékéből szigetszerűen kiemelkedő Köves-hegy Ny-i oldalán kialakuló töbrök a bérc lejtőüledékeinek lepusztulási és felhalmozódási ritmusa szerint alakultak ki. Nagy mélységük és kis alapterületük következtében korróziós felületük a legnagyobb a fennsík töbrei közül. Ez a tény igen intenzív, dinamikus töbörfejlődési folyamatra utal.

A fennsík szintjéhez képest alacsonyabb, völgytalpi helyzetű lépcsőzetes sortöbörképződés figyelhető meg a Zomboly É-i részén, a részaránytalan Y-alaprajzú Éles-völgyben. A vakvölgy alsó szakaszán három töbör képződése figyelhető meg, ahol a középső töbörhöz függő helyzetű leánytöbör kapcsolódik (*4. ábra*).



4. ábra. Az Éles-völgy lépcsőzetes töbörsorának alaprajza.
Jelmagyarázat: 1. töbör; 2. időszakos tó; 3. nem karsztos laza üledékkel fedett töbör;
4. vörösagyag kitöltésű töbör; 5. a töbrök belső lejtése
Fig. 4. The layouts of the stair-like doline line in Éles- valley.
Legend: 1. doline; 2. ephemeral lake; 3. doline covered by loose sediment;
4. doline filled by red clay; 5. internal drainage of the doline

Az Éles-völgy elágazásánál, az oldalvölgyek összefolyásánál egy üledékkel egyenletesen feltöltött talppal rendelkező – mint egy „csúcsára állított", szabályos, lekerekített csúcsokkal rendelkező háromszög alaprajzú – tavas víznyelőtöbör képződött. A hóolvadásokat követően itt jelentős vastagságban felgyülemlő olvadékvíz a fennsík legmélyebb időszakos tavát alakítja ki.

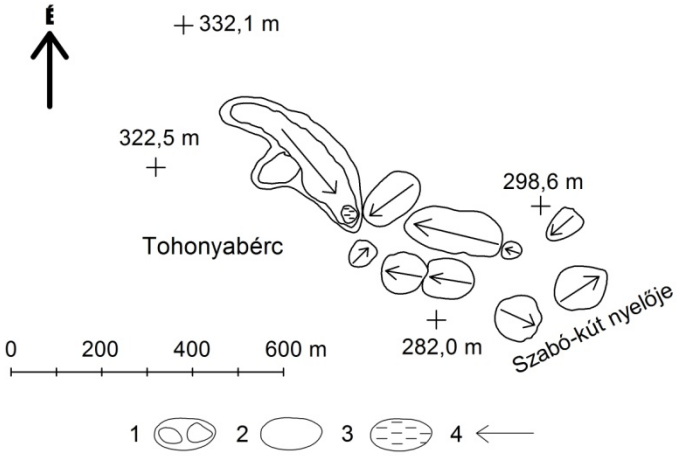
Az Éles-völgy elágazásai között nagy vastagságú lejtőtörmelék halmozódott fel a Nagy- és Kis-Szod-völgy fennsíkra történő torkolatánál. A völgy Ny-i, Éles-hegy mellett fekvő középső szakaszán két – az üledékfeltöltődés miatt - széles talppal rendelkező völgyi töbör képződött, amelyeknél a keresztirányú töbörnyergek csak 0,5 m-es szinteséssel, lépcsőküszöbszerűen bukkannak ki az üledéktakaró alól. Az alsó helyzetű töbörből mintegy 10 m hosszú és 1 m mélységű eróziós mélyedés vezet az időszakos tó vizét karsztjáratokba juttató víznyelő-töbörbe.

A három, üledékkel eróziós úton feltöltődő töbörhöz képest orográfiailag magasabban fekvő, két függő helyzetű, szuffóziós eredetű töbör fejlődött ki. Ezek tipikus tál alakú töbrök. Hosszanti irányú oldalaikat a körülöttük lévő hegyoldalak alkotják, míg a keresztirányú oldalaikat a

szomszédos töbröktől elválasztó, 2 m magas töbörnyergek képezik. A töbörtalpakat hegylábi törmelék tölti ki (*LESS* 1997).

Az Éles-völgyben a vakvölgy alsó szakaszától a felső szakasza irányába haladó töbrösödés történik napjainkban. A töbörtalpi szintesések lépcsőzetes jelleget kölcsönöznek e töbörsornak. Az Éles-völgy keleti szárán egy tavas víznyelőtöbör és egy hozzá csatlakozó leánytöbör alakult ki.

A Tohonya-fennsíkon a Wettersteini Dolomit és a Wettersteini Mészkő kőzetformációk határvonalán egy négy töbörből álló töbörsor alakult ki (*5. ábra*).



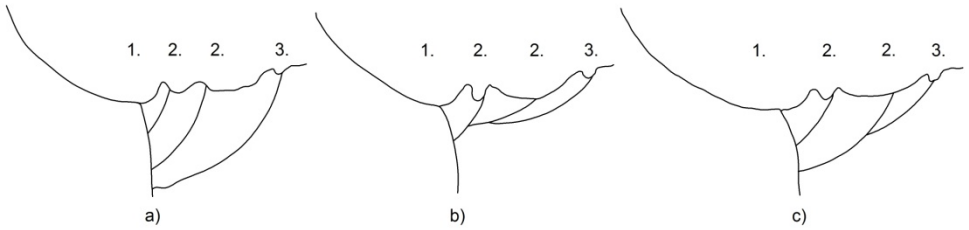
5. ábra. A Tohonya-fennsík töbrei.
Jelmagyarázat: 1. uvala; 2. töbör; 3. időszakos tó; 4. a töbrök belső lejtése
Fig. 4. The dolines of the Tohonya-plateau.
Legend: 1. uvala; 2. doline; 3. ephemeral lake; 4. internal drainage of the doline

A töbörsor tagjainak mélysége és nagysága a fennsíkperemi kezdő töbörtől a fennsík belső területe felé haladva az utolsó töbörig fokozatosan egyre csökken, de belső lejtési irányuk a kezdő szülőtöbör időszakos tavának középpontjára mutat. A töbrök közötti nyergek már több méterrel lealacsonyodtak a fennsík jelenlegi szintjéhez képest. A töbörsor morfológiailag egy hátravágódó eróziós völgyhöz hasonlít, amelyet a töbörnyergek tagolnak fel. Ez a víznyelő hátraharapózása útján létrejött töbörsor is magyarázható a szülő-leány töbörterjedési modell segítségével, ahol a legelsőként létrejött töbör a kezdő szülőtöbör, a legutoljára létrejött töbör csak leánytöbörként jött létre, a köztes töbrök egyben szülő- és leánytöbrök is lehetnek.

A hátraharapózó töbörsor modelljének tulajdonságai a töbörsor egyes tagjainak szempontjából:

- Egyetlen egy olyan szülőtöbör van, amelynek nincs szülője, mert legelsőként alakult ki a fennsík peremén.
- A kezdő szülőtöbrön kívül minden sortöbörnek van szülője, ezért leánytöbörként fordulnak elő, amelyek kialakulásának sorrendje szigorúan meghatározott.
- Csak a töbörsor legutoljára létrejött tagjának nincs leánytöbre.
- A töbörsor közös felszín alatti vízáramlási rendszerét egy alulról elágazó faszerkezettel lehet ábrázolni.
- Egy gyermektöbör csak egy szülőtöbörhöz kapcsolódik közvetlenül.
- A töbörsor középső tagjainak, mint gyermektöbröknek csak egy valódi szülője van, a többiek látszólagos (virtuális) szülőként értelmezendők.

A víznyelő hátraharapózása útján létrejött töbörsor tagjainak három lehetséges, közös felszín alatti hidrológiai járatkapcsolata alakulhatott ki a kezdő szülőtöbörből kiindulva (6. *ábra*).



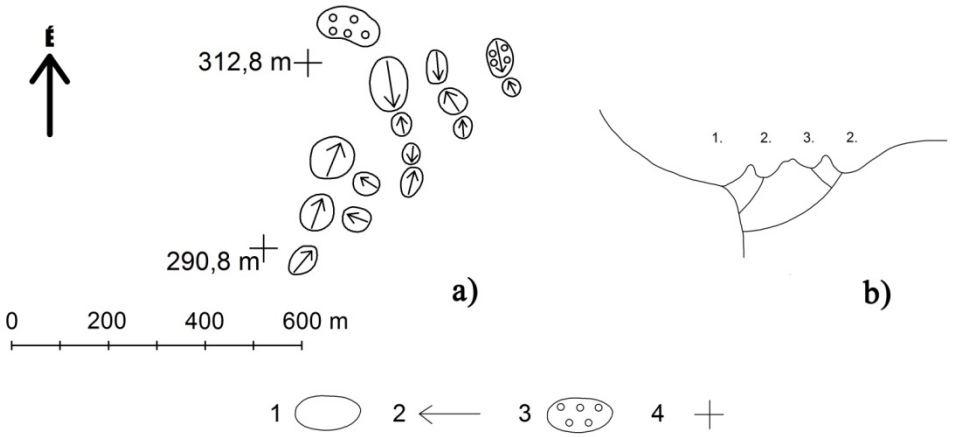
6. ábra. Víznyelő hátraharapózása útján képződő töbörsor tagjainak vízelvezetési típusai.
a) Főcsatornás típus; b) Láncszem típus; c) Vegyes típus
Jelmagyarázat: 1. kezdő szülőtöbör; 2. leány- és szülőtöbör; 3. utoljára képződött leánytöbör
Fig. 6.: The hydrological types of the members of doline line formed by the backward erosion of a sinkhole.
a) Main branch types; b) Chain like types; c) Mixtured types
Legends: 1. inicial motherdoline; 2. daughter- and motherdoline; 3. last formed daughterdoline

Főcsatornás típus esetén mindegyik leánytöbör vízelvezetési rendszere egymástól teljesen független, ezért közvetlenül a legelső szülőtöbör vízelvezető csatornájába csatlakoznak.

Láncszem típus esetén mindegyik leánytöbör vízelvezetési rendszere közvetlenül az előtte elhelyezkedő töbör vízelvezető csatornájába torkollik. Ebben az esetben csak a legelsőként képződött leánytöbör vízelvezető csatornája torkollik közvetlenül a kezdő szülőtöbör vízelvezető rendszerébe.

Vegyes típus esetén a töbörsor tagjai közül vannak olyanok, amelyeknek a vízelvezetési rendszere közvetlenül a kezdő szülőtöbör vízelvezető csatornájába torkollik. és kialakulhatnak olyan sortöbrök is, amelyek csak közvetett úton, az előttük elhelyezkedő leánytöbör vízelvezető csatornájához kapcsolódnak. Ennél a típusnál a legutoljára létrejött leánytöbör nemcsak a töbörsor legvégén helyezkedhet el, hanem sorközi töbörként is előfordulhat. A

Ducsmány-fennsík területén előforduló, négy töbörből álló, hátraharapózó töbörsor vegyes típusú vízelvezetési rendszerrel alakult ki (*7. ábra*).



7. ábra. A Ducsmány fennsík töbrei és a vegyes típusú töbörsor modellje.
Jelmagyarázat: 1. töbör; 2. a töbrök belső lejtése; 3. nem karsztos, laza üledékkel fedett töbör; 4. magassági pont
Modellrajz: 1. kezdő szülőtöbör; 2. leány- és szülőtöbör; 3. utoljára képződött leánytöbör
Fig. 7. Dolines of the Ducsmány-plateau and mixture-types dolines modell.
Legend: 1. doline; 2. internal drainage of the doline; 3. doline covered by loose sediment; 4. vertical point
Modell figure: 1. inicial motherdoline; 2. daughter- and motherdoline; 3. last formed daughterdoline

A Köves-hegy – Nagyoldal lejtőlába – Szelce-völgy között, a kiinduló legmélyebb töbör felett, a fennsík szintjétől 5 m-rel magasabban közvetlenül egy függő helyzetű szuffóziós eredetű töbör helyezkedik el, amely völgyi típusú töbörré alakul át. A kiinduló töbörhöz D-i irányban lealacsonyodott töbörnyereggel egy kisebb méretű oldásos leánytöbör csatlakozik, mely a kiinduló töbör felé lejt. A töbörsor utolsó, nagyméretű tagja felé is lejt egy jóval kisebb méretű, közbenső leánytöbör, ezért ennek a töbörsornak vegyes típusú a vízelvezetési rendszere.

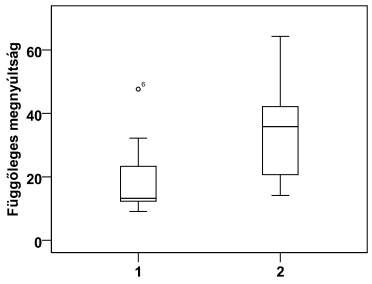
A kiinduló töbörhöz a Szelce-völgy irányába haladó töbörsor kapcsolódik, melyekből hátraharapózó töbörsorok indulnak ki a fennsík belseje irányába. A kiinduló töbör mellett fekvő szomszédos peremtöbörhöz két leánytöbör csatlakozik. A Szelce-völgy felé eső utolsó sortag szabályos, tál alakú, szuffóziós eredetű töbör, melyhez már csak egy leánytöbör kapcsolódik.

A Ducsmány-fennsík töbrei a sortöbrök egymásra merőleges elrendeződése alapján rácsos mintázatot hoztak létre.

A Kuriszlán peremén elhelyezkedő Villa Negra-barlang töbréből és a vele szomszédos, nagyméretű töbörből kiindulva két hátraharapózó töbörsor

alakult ki a Jósvafői-fennsíkra betorkolló Szelce-völgy irányába. Mindkét töbörsor négy-négy tagból áll, ahol a nagyobb méretű töbröknek saját leánytöbrük alakult ki a törésvonalak mentén.

A másodrendű törésvonalak mentén kialakult hátraharapózó töbörsorok, a Kuriszláni-kút felől érkező eróziós vakvölgy és az András-galya hegylábperemi sortöbör közötti szabad területen egy magányos töbör és egy köztes helyzetű töbörsor alakult ki. A köztes töbörsor tagjainak képződésében a hegylábi üledék áthalmozódása nem játszott szerepet, mert egyik tagja sem indul ki mészkőhegy oldaláról. A töbrök 1-2 m mélységűek, és kismértékű függőleges megnyúltságuk (körátmérő/mélység) a lapos tál alakjukra utal (8. *ábra*). Ezek a töbrök egyidejűleg, ritmusszerűen alakultak ki.



8. ábra: Köztes töbörsor és másodlagos törésvonalon kialakuló vegyes töbörsor függőleges megnyúltsága.
Jelmagyarázat: 1. köztes töbörsor; 2.vegyes töbörsor
Fig. 8.: The vertical elongation of the mixed doline line formed on intermediate and secondary fault line.
Legends: 1. intermedier doline line; 2. mixtured doline line

A Villa Negra-barlang töbre és a fennsíkperemi uvala közötti haránt törésvonal mentén kisméretű ikertöbrök képződtek.

4. Következtetések

A „*szülő-leány*” töbörterjedési modell segítségével jól magyarázható a fennsíkon az egy központi mélyedés körül bokorszerűen elrendeződő halmaztöbrök és a víznyelők hátraharapózása útján létrejövő töbörsorok kialakulása. A bokorszerűen elrendeződő halmaztöbrök csoportos, az egyes sortöbör típusok soros, a sortöbrök egymással történő keveredése rácsos térbeli eloszlási mintázatokat alakított ki a fennsíkon.

A laza fedőüledékkel fedett szuffóziós eredetű töbrök a fennsík peremén fordulnak elő.

A fennsík peremén az egyes sortöbör típusok között alapvető morfológiai különbségek figyelhetők meg (*1. táblázat*).

1. táblázat
Table 1.

Különböző morfológiai jellegű töbörsorok eltérő vonásai a Jósvafői-fennsík peremén.
Relationship between the doline lines with different morphologic features.on the edge of Jósvafő-plateau.

Jellemzők	Hegylábperemi helyzetű töbörsor	Lépcsőzetes töbörsor	Hátraharapózó töbörsor
1. a töbörsor orográfiai helyzete	a fennsík peremén határozott töbörnyereggel különül el	a betorkolló szárazvölgy fennsíki folytatása	a fennsík pereméről egy "szülőtöbör"-től indul ki a peremen a belső területek irányába
2. a töbörsor általános alakja	hegylábi helyzetű mélyedés-sorozat	lépcsőzetesen lejtő eróziós völgyhöz hasonlít	eróziós úton "alulról" hátravágódó völgyhöz hasonlít
3. a töbörsor irányítottsága	pontosan követi a fennsík peremének hajlatát	az eróziós völgytalpon halad a felső helyzetű szárazvölgy irányából	legtöbbször a peremre közel merőlegesen a fennsík belseje irányába halad
4. meghatározó erózió típusa	areális	a felszínen lineáris	a felszín alatt lineáris
5. anyagáthalmozás iránya	a lineáris szerkezeti peremvonalon történik	a középső helyzetű tavas víznyelőtöbörig történik	nem jellemző
6. fedőüledék omladozása során kialakuló töbör	töbörsor mellett a szerkezeti vonalon jelent meg	a völgytalpon és a töbör oldalán jelent meg	nem alakult ki
7. szuffóziós töbör van-e benne	a töbörsor legvégén, vastag üledék áthalmozódása miatt	a töbörsor legfelső részén és az oldalvölgyben	csak a platóperemen jellemző anyagáthalmozódás miatt
8. tavas víznyelős töbör van-e benne	a hegylábi üledék anyagle-pusztulása miatt jellemző	eróziós úton történő anyagfeltöltődés miatt jellemző	csak a platóperemen jellemző
9. ikertöbrösödés jellemző-e	a víznyelők közös vízlevezető járatba torkollása uvalásodással együtt jár	a töbrösödött eróziós völgyszakasz alatt jellemző	töbrök közötti másodlagos törésvonalon történik
10. a töbörgerincek jellegzetességei	legutoljára a fennsík irányába alakul ki	„lépcsőküszöbök"-ként jelennek meg	az előtte kialakult szomszédos töbör felé jellegzetesen meredek lejtőjű

A fennsík belsejében kialakult töbrök többsége a peremi területek felől kiinduló másodlagos törésvonalak mentén, vegyes típusú, hátraharapózó töbörsorok tagjaiként alakult ki. Az így létrejött töbörsorok közötti szabad területeken magányos töbrök, uvalák és egyidejűleg képződő, lapos, tál alakú töbrökből álló köztes töbörsorok alakultak ki.

IRODALOM

CRAMER, H. (1941): Die Systematik der Karstdolinen. – Neues Jb. Miner, Geol. Palaont, 85. pp. 293-382.
CVIJIČ J. (1893): Das Karstphaenomen Versuch einer morphologischen Monographie. – Geog Abhandl Wien 5. pp. 218-329.
CZIGÁNY SZ. – LOVÁSZ GY. (2006): A mecseki karszt térképezésének újabb eredményei. – Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetének Természetföldrajzi Tanszékéről, Pécs, pp. 3-114.

FORD, D. C. (1964): Origin of closed depressions int he Central Mendip Hills. – Abstract of Papers, 20th International Geographic Congress, London. pp. 105-106.
FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. – London, Unwin Hyman, 560. p.
JAKUCS L. (1964): Geomorfológiai problémák az Észak-borsodi Karsztvidéken (Dolinatípusok és terra rossa szintek). – Borsodi Földrajzi Évkönyv, Miskolc. 5. pp. 12-23.
KEMMERLY, P. R. (1986): Exploring a contagion model for karst-terraine evolution. – Geol. Soc. of Am. Bull. 97. pp. 619-625.
KNAUER, J. (1996): Relation between morphology and rock-outcropping on some plateaus near Jósvafő (NE-Hungary). – Proceedings of the „Resarch, Conservation, Management" Conference, Aggtelek, 2. pp. 209-219.
LÁNG S. (1955): Geomorfológiai tanulmányok az aggteleki karsztvidéken. – Földr. Ért. 4. 1. pp. 1-17.
LESS GY. (1997): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani térképe. – MÁFI.
LESS GY. (1998): Földtani felépítés. – In: BAROSS G. (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda, Budapest, pp. 26-66.
LOVÁSZ GY. (1971): Adatok az Abaligeti-karszt geomorfológiai és hidrológiai jellemzéséhez. – Földr. Ért. 20. 3., pp 283-296.
MEZŐSI, G. - BÁRÁNY, I. - TÓTH, I. (1978): Karstmorfometrische Untersuchungen im Gebirge Aggtelek (Nordungarn). – Acta Geographica Szegediensis. 18. pp. 131-140.
MÓGA J. (2003): Az Aggteleki-karszt és a Rudabánya-Szalonnai-hegység. – In: SZÉKELY K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai. – Mezőgazda Kiadó, Budapest. pp. 19-25.
id. SÜMEGI GY. (2000): Az utánsüllyedéses és oldódásos eredetű dolinák morfometriai adatainak számítógépes elemzése. – Szakdolgozat, Debreceni Egyetem Matematikai és Informatikai Intézet, Debrecen, Kézirat. 44. p.
id. SÜMEGI GY. (2006): A dolinák morfometriai jellemzése informatikai módszerekkel egy karsztfennsík példáján. – Szakdolgozat, Debreceni Egyetem Informatikai Kar, Debrecen, Kézirat. 41. p.
id. SÜMEGI GY. – ifj. SÜMEGI GY. (2008): A sortöbörképződés morfológiai-genetikai típusai a Jósvafői-fennsík peremén (Aggteleki-karszt). – Tanulmányok a geológia tárgyköréből Dr. Kozák Miklós tiszteletére, Debreceni Egyetem, Debrecen. pp. 53-66.

SÜMEGINÉ VITÁLIS É. - id. SÜMEGI GY. (1983): Geomorfológiai vizsgálatok a Baradla-barlang vízgyűjtő területén. – OTDK dolgozat, JATE Természetföldrajzi Tanszék, Szeged, Kézirat.
TELBISZ T. (2001): Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggteleki-karszt példáján. – Földr. Közl. 125. (49.) kötet, 1-2. pp. 95-108.
THOMAS T. M. (1954): Swallow holes on the Millstone Grit and Carboniferous Limestone of the South Wales Coalfield. – Geogr. J. 120, pp. 468-75.
VERESS M. (2004): A karszt. – BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely. 215. p.
VERESS M. (2012): Fedőüledékes karsztos depressziók típusai és kialakulásuk. – Földr. Közl., 136. 1. pp. 2-21.
WALTHAM, A. C. - FOOKES, P. G. (2003): Engineering classification of karst ground conditions. – Qurterly Journal of Engineering Geology and Hidrology, 36. pp. 101-118.
WILLIAMS, P. W. (1971): Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. – Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge. 15. 1. pp. 40- 61.
WILLIAMS, P. W. (2003): Dolines. – In: GUNN, J. (edit.): Encyclopedia of caves and karst science. New York, London pp. 304-310.
ZÁMBÓ L. 1998: Felszínalaktani jellemzés. – In: BAROSS G. (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda, Budapest, pp. 70-96.

Köszönetnyilvánítás
A tanulmány szerzői köszönettel tartoznak Dr. Veress Mártonnak, a Nyugat-magyarországi Egyetem Földrajz és Környezettudományi Intézet tanszékvezető egyetemi professzorának a töbörtípusok elhatárolására, Dr. Lénárt Lászlónak a Miskolci Egyetem Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék egyetemi docensének a víznyelő hátravágódásának következményeire és Dr. Telbisz Tamásnak az Eötvös Lóránd Tudományegyetem Természetföldrajzi Tanszék egyetemi adjunktusának a sortöbrök elnevezésére tett szakmai javaslataikért.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 179-198.

ANTROPOGÉN HATÁSOK VIZSGÁLATA A BARADLA-BARLANG VÍZGYŰJTŐ TERÜLETÉNEK EPIKARSZTOS RENDSZERÉBEN

MÓGA JÁNOS[1] – MARI LÁSZLÓ[1] – KISS KLAUDIA[1] – SZABÓ MÁRIA[1] – KÉRINÉ BORSODI ANDREA[2] – KÉRI ANDRÁS[1] – KNÁB MÓNIKA[2] – CSÜLLÖG GÁBOR[1]
[1]ELTE TTK Földrajz-Földtudományi Intézet 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c jmoga@freemail.hu
[2]ELTE TTK Biológiai Intézet1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

Abstract: Having investigated the impacts of changes on the landscapes caused by the nature and the society it can be stated that on karstic landscapes – which are very sensitive ecological indicators – very negative, moreover irreversible processes take place, anthropogeneous and natural-anthropogeneous processes result considerable degradation. These processes are dominant on some Hungarian karsts (Aggtelek karst), where agricultural activities, deforestation, enlarging of the settlements, demands on building materials, and increasing landscape loading caused by the tourism result considerable landscape degradation. First of all the population density and, as its consequence, the increasing demand for the land use, in addition, the irregularity of this expansion and the priority of the economical growth, and the unsettled attitudes toward the landscape protection have crucial importance in the landscape degradation. The paper tries to summarize these aspects on the Baradla cave surface protection area based on on-the-spot investigations.

1. Bevezetés

A földrajzi burokban a negyedidőszakban bekövetkező változások és főleg az utolsó évszázadokban a társadalmi-gazdasági változások jelentős hatást gyakoroltak a karsztos tájakra, megváltoztatva azok természeti képét és degradációs folyamatokat indítottak el. A karsztos tájak természeti értékeinek hosszú távú megőrzése és a további káros folyamatok, hatások megelőzése érdekében szükség van a karsztos rendszer elemeinek, folyamatainak és az általuk kialakított felszínformák komplex vizsgálatára. A karsztökológiai rendszerben (epikarsztos rendszer) lejátszódó folyamatok megismerése, a hatótényezők közötti összefüggések feltárása és a veszélyeztető tényezők feltárása alapozhatja meg a tájak természet-közeli hasznosításának, kezelésének a tervét (*KEVEINÉ BÁRÁNY* 2009).

A magyarországi barlangok hosszú ideje a törvény védelme alatt állnak. A törvény kimondja, hogy minden ismert és még fel nem tárt barlang hazánkban ex lege védett. Ez azt jelenti, hogy minden barlang védett, de a felette lévő terület nem! Ezek a területek lehetnek: állami tulajdonban, magán érdekeltségűek, ahol különböző gazdasági tevékenységeket folytatnak, amelyek veszélyeztethetik a barlangot. Ez az oka, hogy ki kell(ene) jelölni a

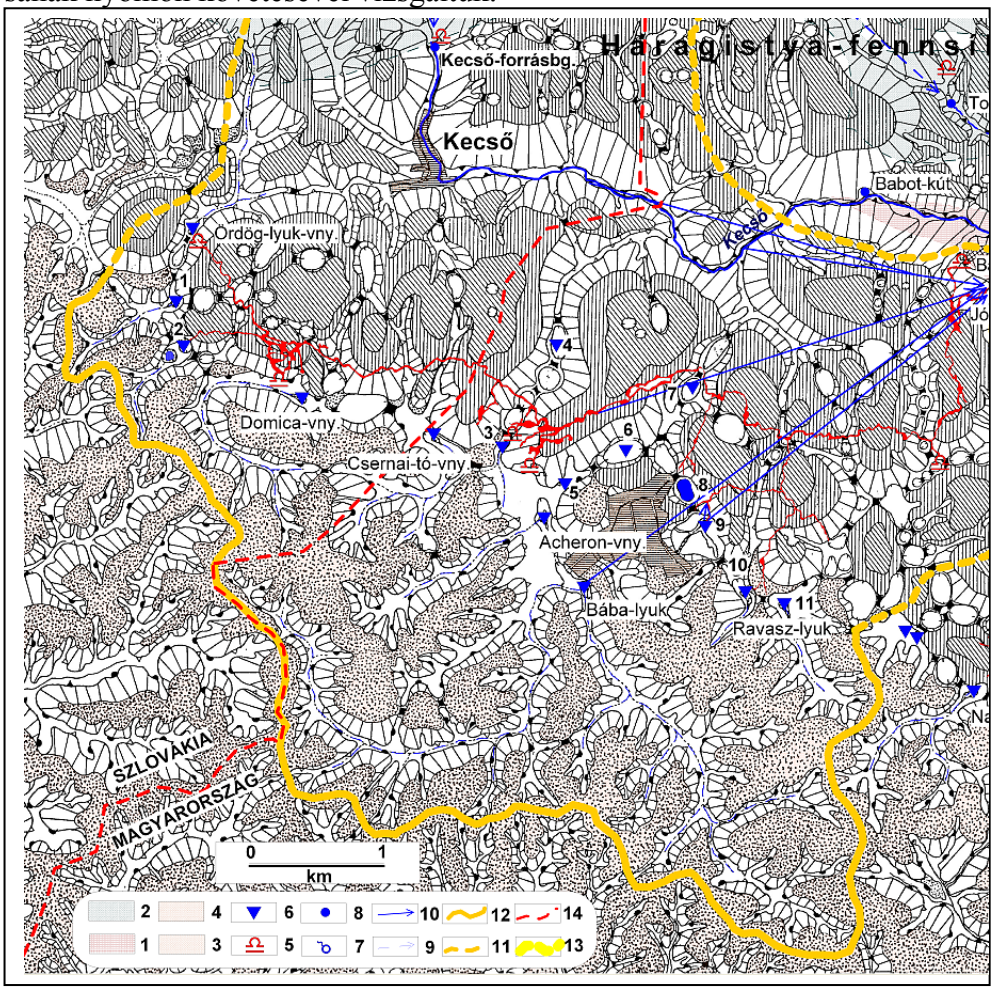
barlanghoz tartozó védőterületet, röviden a barlang felszíni területét. Felszíni védőterület az a terület, amelyet a törvény különleges védelemben kíván részesíteni a barlangok megőrzése érdekében. A barlang feletti terület kijelölésének a célja: a barlang természetes állapotának hosszú távú megőrzése. A fenti cél érdekében a felszíni védőterületen belül és határain túl korlátozni kell(ene) a barlangok környezetében minden tevékenységet, amely tartósan és alapvetően megváltoztatja a barlangok természetes állapotát, módosítja hidrogeológiai viszonyait, károsítja képződményeit, veszélyezteti magát a barlangot! A bevezetőben használt kell, és a kellene szavak váltakozása jelzi, hogy bár a barlangvédelem fontosságát a Természetvédelemről szóló törvény hangsúlyozza, és valószínűleg senki sem kérdőjelezi meg fontosságát, de a határozott szándék még mindig nincs meg a hatóságok részéről, hogy érvényt szerezzenek a törvénynek.

Jelen tanulmányunkban a Baradla-barlang potenciális felszíni védőterületén végzett karsztökológiai vizsgálatainkról adunk képet, ahol a tájhasználat nyomán kialakult karsztos tájváltozásokat követjük nyomon. Másrészt az antropogén folyamatok hatására az epikarsztos rendszerekben, a hidro-, bio- és pedoszféra környezeti állapotáról, a megfigyelt változásokról, ill. az észlelt potenciális veszélyforrásokról adunk számot.

2. Vizsgálati módszerek

A Baradla-barlang felszíni vízgyűjtő területén (amelyet a barlang felszíni területének javaslunk kijelölni) (*DÉNES – SZILÁGYI* 1988, *SÁSDI*. 1993, *SZÉKELY* 2003) végzett vizsgálataink során a mintaterületet ért antropogén hatások sokrétű feltérképezése volt a cél. A felszíni vizek minősítése a biológiai vízminősítés segítségével, ill. laborban végzett vízvizsgálatokkal történt A karsztos talajokban (fedő üledékekben) talajfúrásokkal történt a mintavételezés, terepi és laboratóriumi vizsgálatokkal talajtípus meghatározást végeztünk. Vizsgálataink magába foglalták a felszín és az epikarszt biogén tényezőinek (felszíni növényborítás, talaj mikrobaközösségek változásainak) karsztkorróziós folyamatokra gyakorolt hatásának és a környezeti tényezőktől (mikroklíma, szennyeződés) való függésének vizsgálatát (*KNÁB* et al. 2009).. A mintaterület vizes élőhelyei közül természetes/természetközeli és antropogén zavarásnak erősen kitett kis karszttavak cönológiai vizsgálatát végeztük el. A felvételezést a víztesttől kiindulva tavak partjáig, illetve a környező terresztris társulásig egy-egy keresztszelvény mentén 1 x 1, ill. 2 x 2 méteres egymással érintkező négyzetekben történt a tavi zonációnak megfelelően. Minden egyes kvadrátban megbecsültük a jelen levő növényfajokat és azok százalékos borítását. Ezen túlmenően minden mintavételi helyen a

teljes flórát is felmértük. Az eredmények kiértékelése és értelmezése folyamatban van (*SZABÓ* et al. 2011). A karsztos tájváltozásokat terepi felmérésekkel, ill. térinformatikai módszerekkel, több idősíkban a fedettség változásának nyomon követésével vizsgáltuk.



1. ábra A Baradla-barlang felszíni területének felszínalaktani és hidrológiai térképe.
Jelmagyarázata: 1. vízzáró kőzetek, 2. dolomit, 3. poltári kavics 4. kavicsos, agyagos üledékek, 5. barlang, 6. víznyelő, 7. időszakos forrás, 8. állandó vizű karsztforrás, 9. feltételezett vagy bizonytalan felszín alatti összeköttetés, 10. víznyomjelzéssel kimutatott felszín alatti kapcsolat, 11. a Baradla-barlang vízgyűjtő terület határa, 12. a Baradla-barlang bizonytalan vízgyűjtő terület határa, 13. a Vass Imre-barlang feltételezett vízgyűjtő területének határa, 14. országhatár.

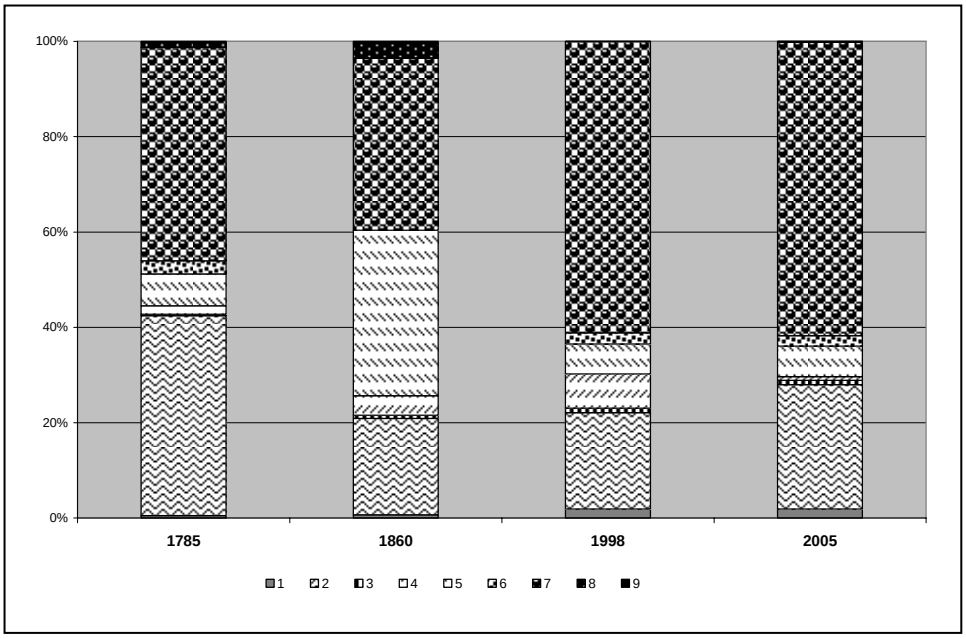
Fig. 1. Morphological and hidrological map of the surface territory of Baradla cave.
***Legend:** 1. Non karstic rocks, 2. Dolomite, 3. Poltár pebbles 4. Alluvial (clay, pebble) sediments, 5. Cave, 6. Sink hole, 7. Karst spring with temporary water, 8. Karst spring, 9. Assumed connection between sink holes and springs, 10. Well demonstrated connection by water tracing, 11. Borderline of catchment area of Domica-Baradla cave, 12. Assumed borderline of catchment area of Domica-Baradla cave, 13. Assumed borderline of catchment area of Vass Imre cave, 14. International borderline*

3. **A vizsgált terület, a Baradla magyarországi felszíni területe**

A Baradla (a Szlovákia területén hozzákapcsolódó Domicával együtt) Közép-Európa egyik legnagyobb barlangrendszere, amelynek hossza több mint 25 km. Ebből a Domica 5,3 km, a Baradla 20 km (*GRUBER* 2003). A víznyelők helyzete és az ismert járatok kiterjedése alapján, valamint az elvégzett vízfestések során szerzett hidrogeológiai összefüggések, ismeretek alapján viszonylag pontosan meg lehet rajzolni a barlanghoz tartozó vízgyűjtő területet, amelyet a Baradla felszíni védőterületeként javaslunk kijelölni *(1. ábra).* Ez az a terület, ahonnan a vizek és a vizek útján a szennyeződések (káros hatások) bejuthatnak a barlangba, ezen a területen kell a barlang hosszú távú megőrzése érdekében a védő, korlátozó intézkedéseket megfogalmazni. Mivel a Baradla-barlang és vízgyűjtő területe átnyúlik Szlovákiába is, feltétlenül szükség van a barlang védelme érdekében a szomszédos ország környezetvédelemi szakembereivel való együttmunkálkodásra, az egész barlangrendszerre kiterjedő felszíni védőterület kialakítása céljából (*MÓGA* 1999)

A Baradla felszíni vízgyűjtő területe magába foglalja az Aggteleki-fennsík nyíltkarsztos területeit, amely alatt a barlangrendszer folyosói húzódnak, és a vele határos fedett karsztos területeket, ahonnan az időszakos vízfolyások a víznyelőkön keresztül lefolyva a barlangi patakokat (Styx és az Acheron) táplálják (*DÉNES – SZILÁGYI* 1988, *SÁSDI*. 1993) *(1. ábra).*
Az Aggteleki-fennsík földtani felépítése, szerkezete meglehetősen egyszerű. Tektonikailag kevésbé zavart hegyvidék, wettersteini és steinalmi mészkő alkotja, amelyhez északon, a Kecső-völgy peremén keskeny sávban gutensteini mészkő kapcsolódik (*VELLEDITS* et al. 2011). A barlangot bezáró nyílt karszt nyugaton a fedett karszttal határos. A nyílt karszt és a fedett karszt határa szépen kirajzolódik Hosszúszó – Aggtelek – Égerszög vonalában. A Sajó-völgy felől hátravágódó vízfolyások völgyfői hátravágódásuk során minden irányból megközelítették a karszt peremét, de sehol sem érik el azt. A Baradlát magába foglaló karsztos vonulattól 1-2 km távolságra egy átlagosan 300–400 m magas, kaviccsal fedett vízválasztó hát húzódik. A vízválasztó hát lapos tetőiről részben nyugat felé, a Sajó-völgybe torkolló völgyek irányába folynak le a vizek, másrészt kelet felé tartanak, ahol a karsztperemi víznyelőkben elnyelődnek. E víznyelők vize a Jósva-völgy forrásaiban jelenik meg újra, és a Jósván keresztül a Bódvába jut. A fenti lapos dombhátak tetején húzódik tehát a Sajó és a Bódva vízválasztója, amelyet a Baradla felszíni területének nyugati határául javaslunk kijelölni. A Béke-barlang felé helyenként bizonytalan a vízgyűjtő határa, az Aggtelek és Jósvafő között húzódó országúttól délre a Hideg-völgy nagy uvaláiban

húzódik. A Baradla felszíni területének javasolt keleti határa a Kecső-völgyben húzódik, amelyből az országhatár közelében észak felé kissé eltér, és a Haragistya-fennsíkon éri el az országhatárt. A víznyomjelzések szerint az országhatáron túlról érkező Kecső-patak vize és a Kecső-völgy északi peremén fakadó időszakos források vize is elnyelődik a Kecső-patak medernyelőiben és a Jósva-forrást táplálják (*DÉNES – SZILÁGYI* 1988, *SÁSDI*. 1993, *1. ábra).*



2. ábra 1. beépített terület; 2. szántó; 3. kert; 4. füves terület, legelő; 5. legelő fákkal, bokrokkal; 6 - bokros terület; 7. erdő; 8 - vizenyős terület; 9. tó

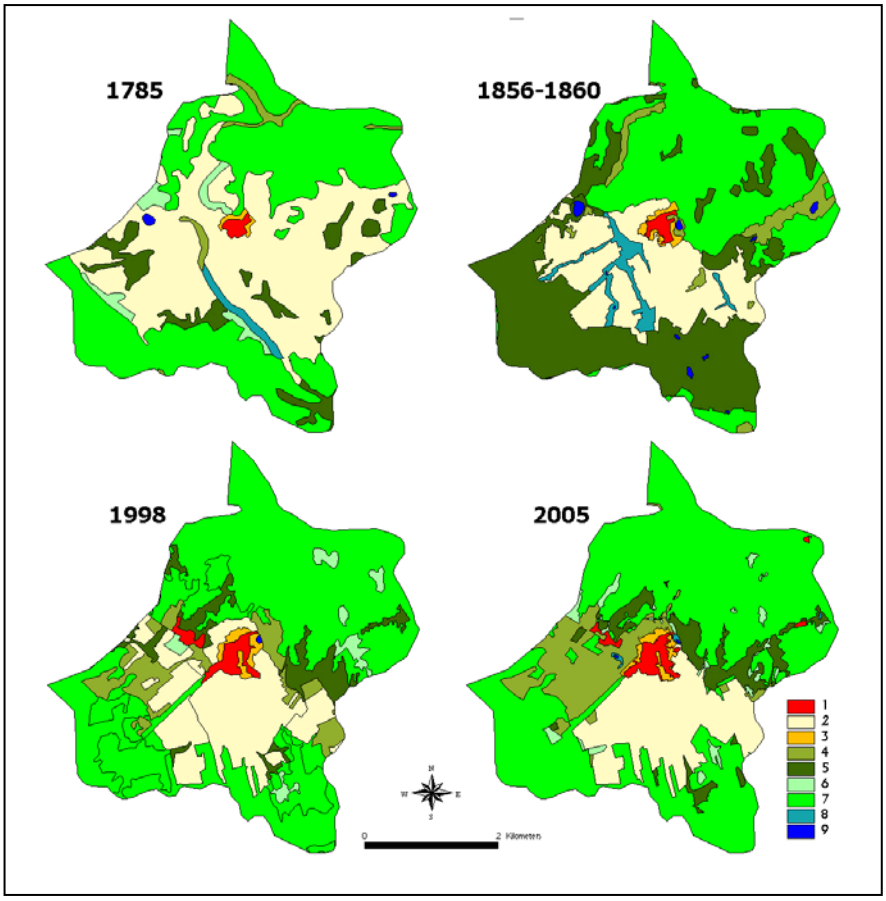
Fig. 2 1. urban, fabrik; 2. arable land; 3. fruit trees; 4. pastures; 5. grass with shrub; 6. shrub; 7. forest; 8. wetland; 9. lake

4. Következtetések, eredmények

4.1. A Baradla vízgyűjtő területén a művelési ágak megoszlása és a fedettség változása

Szántóföldi művelés a Baradla vízgyűjtőjének kb. ¼-én folyik napjainkban. Teljesen pontosan nehéz meghatározni ezt, mivel évről-évre is változhat a művelésbe vont területek nagysága. *GRUBER*. (2003) tájtörténeti kutatásai során 1997-ben a vízgyűjtőn 22%, 2000-ben 27,1% -nyi szántót mutatott ki a légifotók térinformatikai kiértékelése alapján. (Nem derül ki azonban e munkából, hogy a szántóföldek hány százalékát művelik meg ténylegesen, és mekkora hányada marad évről-évre parlagon!). Az erdővel borított terület

aránya 54,5 %. A cserjés, fás legelő aránya 10,5 %, az ugyancsak legelőnek használt száraz gyepek 4,8 % nagyságú területre terjednek ki. Az összes többi művelési ág (kaszáló, nedves gyep, mocsár, kert, szérü, gyümölcsös, tó) aránya kisebb 1%-nál, kivételt képeznek a beépített területek (1,6 %)



3. ábra. A felszínborítás változása a Baradla felszíni vízgyűjtő területén 1785 és 2005 között.
Jelmagyarázat: 1. beépített terület, 2. szántó, 3. kert, 4. füves terület, legelő, 5. legelő fákkal, bokrokkal, 6. bokros terület, 7. erdő, 8. vizenyős terület, 9. tó
Fig. 3 Changes of the land cover on the catchmant area of Baradla cave between 1785 and 2005.
Legend: 1. urban, fabrik, 2. arable land, 3. fruit trees, 4. pastures, 5. grass with shrub, 6. shrub, 7. forest, 8. wetland, 9. lake

A Baradla-barlang vízgyűjtőterületének magyarországi részének felszínborítási térképei négy időkeresztmetszetben mutatják a táj változásának fő lépéseit. A katonai felmérések térképeinek feldolgozásának módszereit (*MARI* 2000, *MARI* 2003, *NAGY* 2008) alkalmazva készült el a 18. század második felének (1785) és a 19. század közepének (1856-1860) felszínborítási térképe. Az 1998-as állapot Spot 4 műholdak felvételei, a 2005-ös fel-

színborítási térkép légifelvételek alapján készültek. Az eltérő adatforrások alapján készített térképek jobb összehasonlíthatósága érdekében mindössze 9 kategóriát különítettünk el, amelyek lefedik a fő felszínborítási típusokat. A vizsgált területen a fő változások a szántók, legelők és az erdők viszonylatában mutathatók ki. (*I. táblázat, 3. ábra*)

I. táblázat
Table I

A felszínborítás %-os eloszlása a vizsgált években kategóriánként
Percentages of the land cover in the examined years in every catehgory

	1785	**1860**	**1998**	**2005**
1	0,51	0,66	1,88	1,88
2	41,9	20,23	20,23	26,1
3	0,32	0,67	0,94	0,89
4	1,78	4,07	7,18	0,79
5	6,71	34,72	6,27	6,39
6	2,75	0	2,37	2,18
7	44,74	36,19	61,09	61,58
8	1,11	3	0	0,15
9	0,18	0,46	0,04	0,04

1. beépített terület; 2. szántó; 3. kert; 4. füves terület, legelő; 5. legelő fákkal, bokrokkal; 6 - bokros terület; 7. erdő; 8 - vizenyős terület; 9 - tó
1. urban, fabrik; 2. arable land; 3. fruit trees; 4. pastures; 5. grass with shrub; 6. shrub; 7. forest; 8. wetland; 9. lake

A beépített területek kiterjedése 200 év alatt mindössze a 3 és félszeresére nőtt. A szántók esetében az 1785-ös 41,9 %-os érték a 19. századtól 20 % körüli szintre zsugorodott. A legnagyobb eltérések a fás-bokros legelők és az erdők viszonylatában figyelhető meg. Az első és második katonai felmérésen a fás-bokros legelők, a bokros területek és a ritka erdők nem különíthetők el teljes pontossággal, ezért érdemes ezt a három kategóriát összevontan vizsgálni. Ebben az esetben az állapítható meg, hogy a vízgyűjtő területen a 18. századhoz képest mintegy 8 %-kal nőtt az erdők aránya.

4.2. A Baradla-barlang felszíni területét veszélyeztető tényezők
Aggtelek község, mint veszélyforrás

A Baradla-barlang felszíni területének Magyarországhoz tartozó részén mindössze egy kis település Aggtelek található, (2004. 01. 01-én lakosainak száma 665 fő). A karsztperemi településen és a belterülethez tartozó

Baradla-barlang bejáratánál kialakított létesítmények területén számottevő gazdasági tevékenység az idegenforgalmon kívül napjainkban nem folyik, sajátos földrajzi helyzete miatt azonban veszélyeztető tényezőként kell számolni vele.

Az Aggteleken keletkezett kommunális eredetű szennyvizeket 1987 óta szennyvízcsatorna gyűjti össze és a Bába-völgy oldalában kialakított szennyvíztelepre szállítják, ahol tisztítják, mechanikai úton kezelik. A megtisztított szennyvizet átszivattyúzzák a fedett karsztos vízgyűjtő vízválasztóján át a Baradla vízgyűjtő területén kívül eső területre. A föld alatt vezetett csőrendszerből a tisztított szennyvizet Trizs határában egy időszakos felszíni vízfolyásba vezetik. A tisztítási folyamatok során kiülepített száraz anyagot konténerbe gyűjtik és elszállítják Kazincbarcikára. Erre a szennyvízvezeték rendszerre csatlakozik rá a Baradla bejáratánál minden épület és hivatal (Barlang Szálló, Baradla Kemping, Tourinform-Aggtelek Természetvédelmi és Turisztikai Információs központ, Cseppkő Szálló), amely az Aggteleki Nemzeti Parkhoz tartozik. Nincs rácsatlakoztatva a rendszerre a barlang bejáratánál létesített parkoló bazársora. Néhány pavilonnak saját szennyvízgyűjtője van, amelyeknek az állagáról nincs megbízható információ, az azonban megállapítható, hogy a szezonálisan jelentkező nagy forgalomhoz mérten ezek száma és kapacitása kicsi.

Aggteleken a kommunális hulladék elhelyezését a heti rendszeres kukás szemétgyűjtéssel többé-kevésbé megoldották. A szemétgyűjtés és elszállítás ellenére még a közelmúltban is előfordult illegális szemétlerakás a falu határában, néhány esetben a legérzékenyebb helyeken a víznyelők közelében és a barlang járatai fölötti felszínen is.

Nincs jó megoldás azonban a bontások és építkezések során keletkezett bontási anyagok, a sitt és törmelék elhelyezésére, amelyeket Aggtelek község külterületén helyeznek el, veszélyeztetve a Baradla felszíni területét. Minősíthetetlen állapotban van a község határában létesített és elvileg már felszámolt szemétlerakó a Baradla-eleje felé vezető völgy völgyfőjében. Az ott elhelyezett legalább száz teherautónyi sitt és törmelék, különböző eredetű és anyagú hulladékkal (papír, műanyag, fém, továbbá olaj és vegyszerek tárolására szolgáló csomagoló és tároló anyagok, stb), szeméttel keveredik. Hasonló helyzet alakult ki a Szőlő-hegyi felhagyott kőfejtőben, ahol legalább 50 teherautónyi viszonylag friss sitt halmozódott fel az utóbbi években. A helyzetet súlyosbítja, hogy az illegális hulladéklerakó közvetlenül a Baradla Retek-ága felett található.

4.3. A mezőgazdasági tevékenységből származó környezeti hatások

A Baradla felszíni területén szántóföldi művelés napjainkban már csak kis területen folyik, Aggtelek határában, ez a terület azonban az ott nyíló víznyelősor (Zombor-lyuk, Bába-lyuk, Kis- és Nagy-Ravaszlyuk) miatt az egész vízgyűjtő egyik legérzékenyebb pontja. A szántóföldi művelés alá vont területek kiterjedése az előző két évtizedben visszaesett, sok parlagterület keletkezett, de ez a tendencia napjainkban változóban van, a parlagterületek felszántásával újabb területeket vonnak művelés alá *(I. táblázat)*.



1. kép A kora tavaszi árvizek a szántóföldekről a trágyalevet bemossák a víznyelőkön keresztül a barlangba.
Picture 1 The early spring floods transport the manur through the swallow holes into the cave.

Aggteleken nem volt termelőszövetkezet, sem állami gazdaság, a szántóföldek nagy része az önkormányzat, mintegy 10 %-a az ANP tulajdonában, további 10 %-a magánkézben van. A földművelésnek két formáját lehet megfigyelni, a nadrágszíjparcellás művelési módot, amely a községhez közelebb elhelyezkedő területekre jellemző, és a nagyparcellás mezőgazdasági művelési módot, amely a falutól távolabb eső határrészekre jellemző. Ez utóbbi területeket nagyrészt a falubeli gazdák bérlik az önkormányzattól.

A szántóföldeken búzát, árpát, zabot, kukoricát termesztenek, helyenként vetésforgóban lucernát, vörös herét is, a nadrágszíjparcellákon burgonyát, káposztaféléket és babot is. A nagyobb vegyszerigényű ipari növények (napraforgó, repce) termesztésének itt nincs hagyománya. A Baradla felszíni területén a vegyszerfelhasználás az ANP engedélyéhez van kötve. A vegyszerfelhasználás az ágazat jelenlegi jövedelmezőségi viszonyai között minimális. A gépesítés mértéke szerény, a faluban kb. 20 traktor van, ezek műszaki állapota azonban általában nem kielégítő, gyakran lehet látni olajfolyásra utaló nyomokat. Még mindig jelentős a szerves trá-

gya felhasználás napjainkban is. Hóolvadás és esőzések idején emiatt nagy mennyiségű trágyalé folyik be a víznyelőkön keresztül a barlangba (*1. kép*).

A legérzékenyebb területek a fedett karszt és nyílt karszt határán sorakozó víznyelők (Zombor-lyuk, Bába-lyuk, Kis- és Nagy-Ravaszlyuk) menti szántóföldek. Ezek nadrágszíjparcellák, amelyek iránya legtöbbször nem alkalmazkodik a víznyelőkhöz lejtő térszín domborzati viszonyaihoz, ezért a lejtők irányában művelt területeken a talajlemosás felhőszakadások és hóolvadások idején jelentős. Előfordul, hogy felszántják a víznyelőkhöz vezető árkok menti gyepsávokat, ami ugyancsak talajlehordáshoz és a barlang járatrendszerének feltöltődéséhez vezet.

Az Aggtelek határában nyíló víznyelőkben elfolyó vizeket kismértékben terheli a napjainkra már erősen visszaszorult hagyományos legeltető állattartás. A barlangi vizek megóvása szempontjából szerencsés körülménynek tekinthető, hogy az állatállomány a korábbi töredékére esett vissza. Aggteleken ma már nincs csorda. A község belterületén a háziállatok száma csekély, kb. 10 lovat, 6 szarvasmarhát, 50-60 kecskét tartanak a házaknál. A legelőkre csak a kecskéket és a község külterületén a Trizs felé vezető út mentén kialakított juhhodályban tartott kb. 80-100 juhot hajtják ki.

4.4. Ipari üzemek és ipartelepek közvetlen és közvetett környezeti hatásai

A Baradla-barlang magyarországi felszíni területén ipari üzem lényegében nincs, ennek ellenére a közelmúltban végzett nehézfém vizsgálatok a Baradla vízgyűjtőjén a Jósva-forrásból és a felszínt borító talajokból az elmúlt években nehézfém szennyezést mutatott ki (*KEVEINÉ* et al. 1999). A 2000-ben és 2001-ben a Jósva-forrásból vett vízminták mindegyike ólommal és kadmiummal volt szennyezett, a szennyeződés az ivóvíz-minősítésnél megengedett határértéket túllépte. 2000-ben a Jósva-forrás Hosszú barlangjában jelent meg a legkoncentráltabban az ólomtartalom (0, 095 mg/l), 2001-ben a Jósva-forrás Rövid barlangjában. Hasonló tendenciát mutatott a kadmium-tartalom vizsgálat is. (*SZŐKE – KEVEINÉ BÁRÁNY* 2003).

A nagy hagyományokkal rendelkező mészégetés és faszénégetés napjainkra teljesen visszaszorult. Sokfelé látszanak a mészégetéshez szükséges mészkő kitermelésének nyomai és fellelhetők még az egykori mészégető kemencék helyei, pl. az Almás-völgyben, de a Baradla-barlang felszíni területén ez a tevékenység eltűnt. Alkalmanként előfordult még a közelmúltban is, hogy valamelyik aggteleki család helyben állította elő az építkezéséhez szükséges égetett és oltott meszet, de ezt mindig az önkormányzattal egyeztetve és általában saját telkükön végezték. A közelmúltban az Almás-völgyben még működött egy mészégető kemence, amelynek a romjai

és salakdombjai a völgytorok közelében látszanak. Célszerű lenne a kemencét helyreállítani vagy elbontani, mivel a kemence mélyedése és környéke ebben a romos állapotban rossz benyomást kelt, másrészt illegális hulladéklerakó alakult ki benne.

A kemencék romjain és a faszénmaradványokon kívül a gyertyános-tölgyes növénytársulások sarjról nőtt gyertyánban gazdag erdei jelzik, hogy egy-két évszázad óta az erdőhasználatban a faszénégetés számára szükséges faanyag előállítása volt a meghatározó. A faszén égetésére a Baradla felszíni területén napjainkban már nincs példa.

4.5. Külszíni bányászathoz kapcsolódó sebhelyek.

Az országhatáron belül a Baradla-barlang felszíni területén működő kőbánya nincs, van viszont néhány kisebb felhagyott kőbánya, amelyekre a nemzeti park munkatársainak fokozottan kell figyelni, részben az illegális kőfejtés megakadályozása miatt, részben azért, nehogy illegális szemétlerakókat alakítsanak ki bennük *(2. kép)*.

A Baradla felszíni területén a legnagyobb kőbányászat során ejtett sebhely a Szőlő-hegyen található, az Aggtelekről Jósvafőre vezető út közelében. A felhagyott kőfejtőbe azonban ma is jól járható kövesút vezet, ezért folyamatos odafigyelést kíván a jelenleg is tartó sitt- és szemétlerakás miatt. Az aggtelkiek a bontások és építkezések törmelékanyagát és minden fölöslegessé vált kacatot itt helyezik el ebben a kőfejtőben.



2. kép: Illegális sitt- és hulladéklerakó a Szőlő-hegy kőfejtőjében
Picture 3. Illegal waste deposit int he Mt. Szőlő quarry

4.6. Az idegenforgalom és az idegenforgalmi létesítmények, mint potenciális veszélyforrások

A Baradla felszíni területére évente átlagosan érkező mintegy 150 000-200 000 látogatóval, nemcsak mint az idegenforgalom kedvező adottságú tényezőjével, hanem mint környezeti veszélyforrással is számolni kell. Nemcsak a nagy létszám miatt, hanem azért is, mert ez a nagy tömeg nem egyenletesen elosztva érkezik az év minden szakában, hanem szezonálisan és koncentráltan az évi ünnepekhez és szabadságolási időszakokhoz igazodva. A látogatók ilyen dömpingszerű érkezése tovább fokozza a környezet terhelését a maximális szálláskihasználtság, a létesítmények és szolgáltatások csúcsüzemszerű kihasználásával, az ideérkező hatalmas gépkocsi áradattal és az ezzel együtt járó parkolási gondokkal. A Baradla főbejárata előtti parkolóban a főszezonban számolni kell a szolgáltatásokat végző vállalkozások „*bódévárosi*" hatásaival is. Jóval nagyobb mennyiségű szemét, hulladék keletkezik ilyenkor és a látogatók egy része nem veszi kellőképpen figyelembe, hogy kiemelten védett területen tartózkodik. Megnövekszik a mosdók és WC-k használata, az átlagosnál több szennyvíz keletkezik, amelyet el kellene szállítani a barlang felszíni területéről. A bazársor nincs rákapcsolva a szennyvíz csatornarendszerére, a vállalkozók által külön-külön létesített derítőkben tárolják a szennyvizet, és szippantó kocsival szállítják el. A parkolót 800-900 főre méretezték (átlagosan 4 fő/gépkocsival számolva és 40-50 férőhellyel számolva az autóbuszokat is beleértve). Súlyosbítja a helyzetet, hogy a parkoló mentén húzódó esővízgyűjtő árkok a parkoló teljes területéről összegyűjtött vizeket tisztítás nélkül bevezetik az Acheron-nyelőbe! Ezen a területen jelenleg tisztítás és olajszűrés nélkül folynak be a vizek a barlangba, ami a nagy gépkocsiforgalom miatt veszélyezteti a felszín alatti vizeket.

A főszezon egyes hétvégéit és az ünnepnapokat kivéve ez a férőhely kapacitás elég. Rendkívüli helyzet áll azonban elő sátoros ünnepeken, pl. húsvét hétfőn, amikor jóval több látogató érkezik (kb. 2500 fő/nap) gépkocsival, mint amennyi elfér a parkolóban. Ezeken a napokon még a Kis-Baradla-víznyelő előtti füves térségen kialakított szükségparkolót is megtöltök a gépjárművek, és úton útfélen megállnak autóval úgy, hogy forgalomirányítással is nehéz irányítani a forgalmat.

Az ANP területén épp a Baradla felszíni területét terhelik leginkább a közlekedésből származó káros hatások, mivel a Baradla-barlang az idegenforgalom fő célpontja *(3. kép)*. A Baradla felszíni területén számolni kell egy kisebb, egész évben jelentkező átmenő forgalommal, amely kétirányú. A forgalom jelentős része a Sajó-völgy felől (Ózd, Kazincbarcika) a Bódva-

völgy irányába (és fordítva) tart. Az elmúlt egy-két évtizedben a Vörös-tóba és az Aggteleki-tóba nem engedték belefolyni az országútról lefolyó vizeket, ami a tavak vízszintjének süllyedését, ill. eltűnését eredményezte. A tavak medrének kitisztítása és helyreállítása után újból belevezették a környező magasabb területekről lefolyó vizeket, köztük az útról lefolyó vizeket is, így a tómedrek újból vízzel telítődtek (*SAMU – KEVEINÉ BÁRÁNY* 2008). Mind a két tónál olajszűrőt alakítottak ki, az országút felől lefolyó szennyezett víz tisztítására.



3. kép Keréknyomokkal teli töbör a Hideg-völgy torkolatában
Picture 3 Wheel marks on the bottom of a doline a the beginning of the Hideg valley

4.7. Az epikarsztos rendszer elemeinek vizsgálata
4.7.1. Vízvizsgálatok

A Baradla felszíni vízgyűjtőjén állandó víz lényegében csak a karsztperemi kis tavakban (Aggteleki- és Vörös-tó) található, amelyek a külső hatásokra érzékenyen és rendkívül gyorsan reagálnak, ezért a belőlük vett vízminták minőségi analízise vizsgálatunk fontos részét képezi, elsősorban annak megállapítása céljából, hogy a karsztterület azon részén az antropogén tevékenységek hatásai mennyire erőteljesen jelennek meg. Víznyelő eltömődésével keletkezett az Aggteleki-tó (Káposztáskerti-tó), amely Aggtelek község határában, a szélső házak közelében található *(4. kép)*. A tó felszíne a vízállástól függően tág határok között változik, akár évszakosan is, méréseink idején felszíne 17200 m^2 volt. Az Aggteleki-fennsík déli határán, a Hideg-völgy egyik nagy uvalájában bújik meg a sekély vizű Vörös-tó, amely

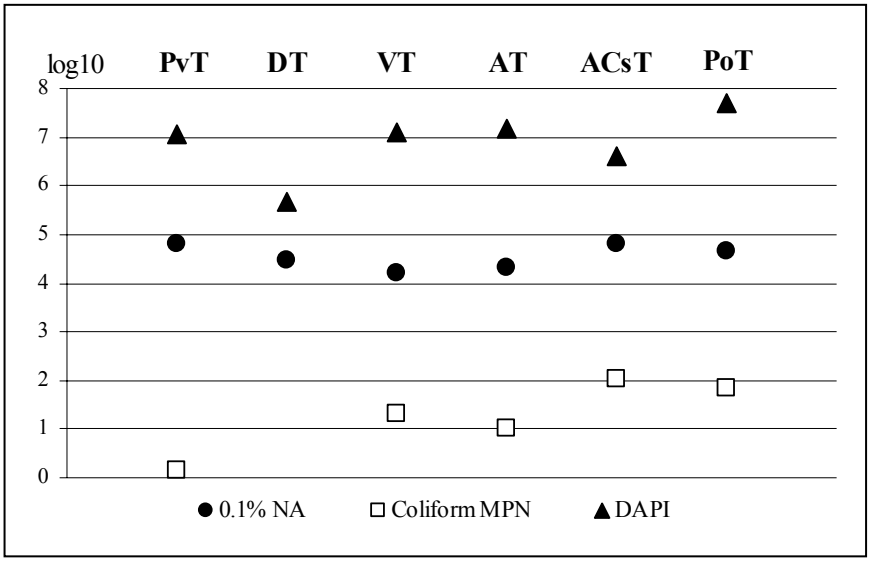
jellegzetes vörös színét a karszt terra rossa takarójától nyerte. Felszíne 4950 $m^{2.}$

A vízminőség detektálásának gyors és megbízható módja a bentikus makrogerinctelenek segítségével végrehajtott biológiai vízminősítés (MMCP, Magyar Makrozoobenton Család Pontrendszer). A mintavételek és a kiértékelés a MMCP (Magyar Makrozoobenton Család Pontrendszer) alapján történt. Ennek a biotikus indexnek, illetve vízminősítési rendszernek a használata makrozoobentonból vett reprezentatív minta faji szintű meghatározása nélkül is megbízható eredmények elérését teszi lehetővé. A minősítés módszere kvalitatív, a prezencia – abszencia (jelenlét-hiány) viszonyok alapján működik. Az AQEM (egységes európai folyóvízi makrogerincteleneken alapuló ökológiai minősítési rendszer) alkalmazásától annak időigényesebb mintavételezési eljárása, kutatásainkhoz szükségtelen taxonómiai szintje miatt eltekintettünk (*NÉMETH* 1998). A 2009. május 26-án végzett vizsgálataink szerint a Gömör-Tornai karszt területén az egyébként jelentős antropogén terhelésnek kitett Vörös- és Aggteleki-tó vízminősége kevésbé szennyezett (III A) kategóriába sorolható.



4. kép Víznyelő eltömődésével alakult ki az Aggteleki-tó Aggtelek határában
Picture 4 Aggteleki lake formed by sedimentation of a swallow hole near Aggtelek village

A víz minőségének meghatározását az Aggteleki-karszt tavaiban mikrobiológiai vizsgálatokkal is elvégeztük. A többféle módszerrel becsült sejtszám értékeket a *4. ábra* foglalja össze. A tenyésztésen alapuló csíraszám becslés eredményei alapján nem tapasztaltunk számottevő különbséget a vizsgált tavak között. A becsült csíraszámok $2*10^4$-$6*10^4$ TKE/ml (TKE = telepképző egység) között változtak. Az epifluoreszcens mikroszkópiával végzett sejtszámlálás szintén egymáshoz hasonló értékeket eredményezett, de átlagosan egy-két nagyságrenddel magasabb, $5*10^5$-$5*10^7$ ml-enkénti sejtszámot kaptunk. A kétféle módszerrel becsült sejtszám adatok közötti eltérés oka lehet, hogy míg a tenyésztésen alapuló módszerrel csupán az adott tenyésztési körülmények között szaporodni képes baktériumok mutathatók ki, addig a DAPI-festék az összes jelenlévő sejt DNS-éhez hozzákötődik – beleértve a már holt sejteket is – így UV fényben azok is detektálhatók lesznek. Az előbbi módszer tehát alulbecsüli, az utóbbi pedig túlbecsüli a valós élő sejtszámot. Mindkét módszerrel a földrajzilag egymáshoz legközelebb található Vörös-tó és Aggteleki-tó sejtszám értékei hasonlítottak legjobban egymáshoz. Az összes vizsgált vízmintában jelen voltak koliform baktériumok *(4. ábra).*



4. ábra A vizsgált karsztos tavak vízmintáiból eltérő módszerekkel meghatározott baktériumszámok. A Gömör-Tornai-karszt tavai: Papverme-tó [PvT], Derenki-tó [DT], Vörös-tó [VT], Aggteleki-tó [AT]), a Tapolcai-karszt tavai: Alsó-Cser-tó [ACsT], Pokol-tó [PoT]) területén található kisvizekből.

Fig. 4 The determined bacterial cell numbers measured by different method from the investigated karst lakes. *(Papverme lake [PvT], Derenki lake [DT], Vörös lake [VT], Aggteleki lake[AT]) Alsó-Cser lake [ACsT], Pokol lake [PoT]).*

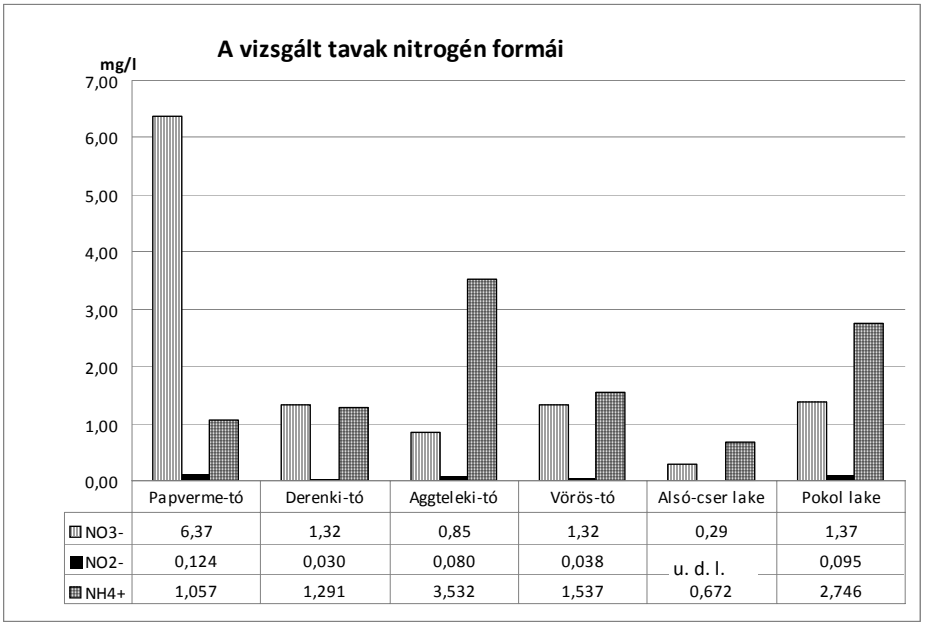
Az Aggteleki-karszt tavaiból vett vízminták kémiai elemzése elég hasonló eredményeket adott, ennek ellenére egy-két paraméter alapján jól elkülönült egymástól a két eltérő helyzetű és táplálású állóvíz *(II. táblázat)*. A különbségek főleg az eltérő vízutánpótlás (a Vörös-tó vize közvetlenül a csapadékból származik, emellett közvetve az Aggtelek – Jósvafő közötti betonút felől lefolyó, szűrőkkel mechanikailag megtisztított csapadékvíz táplálja, míg az Aggteleki-tó víznyelő eltömődésével alakult ki, ahova rövid időszakos vízfolyások vezetnek) és a vízgyűjtő területükön végzett tevékenységek, antropogén hatások számlájára írható. A pH értéke neutrális, vagy enyhén alkalikus volt mind a két tóban. Az Aggteleki-tó vízmintáiban magasabb vezetőképesség és vízkeménységi értékeket mértünk, mint a Vörös-tóban, amely abból adódik, hogy a csapadékvíz mellett a felszínen lefolyó víz és talajvíz források is szerepet játszanak a táplálásában. A Vörös-tó vizének vezetőképessége minimális (188 uS/cm), amely főleg abból adódik, hogy nem karsztperemi víznyelő, s a vízutánpótlása nem felszíni vízfolyásból, szennyvízből, vagy karsztforrásból, hanem leginkább közvetlenül a csapadékból származik, ill. közvetve az Aggtelek-Jósvafő közötti betonút felől lefolyó, szűrőkkel mechanikailag megtisztított csapadékvíz táplálja.

II. táblázat
Table II.
Az aggteleki-karszt tavaiban végzett vízkémiai mérések eredményei. (Papverme-tó [PvT], Derenki-tó [DT], Vörös-tó [VT], Aggteleki-tó [AT])
Results of the water analyses of the Aggtelek karst's lakes (Papverme lake [PvT], Derenki lake [DT], Vörös lake [VT], Aggteleki lake[AT])

	PvT	**DT**	**VT**	**AT**
pH	7.8	8	7.7	7
Vez.kép. (μS/cm)	568	700	188	916
HCO_3^- (mg/l)	244.0	378.2	115.9	268.4
Ca^{2+} (mg/l)	72.1	146.3	18.0	76.2
Mg^{2+} (mg/l)	9.7	7.3	12.2	18.2
Cl^- (mg/l)	6.0	ND	ND	10.0
NO_3^- (mg/l)	6.4	1.3	1.3	0.9
NO_2^- (mg/l)	0.1	0.0	0.0	0.1
NH_4^+ (mg/l)	1.1	1.3	1.5	3.5
PO_4^{3-} (mg/l)	0.0	0.9	0.2	4.6
SO_4^{2-} (mg/l)	66.5	99.5	11.0	229.9

A vízmintákban a lehetséges szervetlen szennyező ionok közül a klorid a Vörös-tónál nem volt kimutatható, az Aggteleki-tóban is minimális mértékben van jelen (<10 mg/l).

A nitrogén- és foszforháztartás jellemzői: a nitrát- és nitrit-tartalom alacsony *(5. ábra)*. Az ammónium alapján mindkét tó a szennyezett kategóriába sorolható, az Aggteleki-tó erősen szennyezett (3,53 mg/l). Az erősen reduktív viszonyokat a tó fizikai paraméterei (színe, szaga) is mutatják. Az ortofoszfát tartalom is itt mutat rendkívül erős szennyezettséget (4,6 mg/l).



	Papverme-tó	Derenki-tó	Aggteleki-tó	Vörös-tó	Alsó-cser lake	Pokol lake
NO3-	6,37	1,32	0,85	1,32	0,29	1,37
NO2-	0,124	0,030	0,080	0,038	u. d. l.	0,095
NH4+	1,057	1,291	3,532	1,537	0,672	2,746

5. ábra. Az Aggteleki-karszt vizsgált tavainak nitrogén formái
Fig. 5 Nitrogene forms of the investigated lakes of the Aggtelek karst

A kémiai oxigén igény (KOI) mértéke az Aggteleki-tóban katasztrofális méretű (45,8 mg/l), ami a település közelségét és az onnan származó szennyeződésekből, ill. a tó körül régebben lerakott szennyezőanyagok számlájára írható.

A két karsztperemi tóban az MSZ 12749 szerint végzett vízkémiai mérések eredményeit a *II. táblázat* tartalmazza.

5. Összegzés

A Baradla (a Szlovákia területén hozzákapcsolódó Domicával együtt) Közép-Európa egyik legnagyobb barlangrendszere, amely egyben hazánk leg-

látogatottabb barlangja. A barlang természeti értékeinek hosszú távú megőrzése, szakszerű kezelése szükségessé teszi a barlang felszíni védőterületének (barlang felszíni területe) kijelölését, azt a területet, ahonnan a vizek és a vizek útján a szennyeződések (káros hatások) bejuthatnak a barlangba. Ezen a területen kell a barlang hosszú távú megőrzése érdekében a védő, korlátozó intézkedéseket megfogalmazni. Tanulmányunkban a természetvédelem különféle szakterületét képviselő kutatócsoportunk több évi terepi és laboratóriumi kutatásainak eredményeit figyelembe véve teszünk javaslatot a Baradla felszíni területének kijelölésére, amelynek magába kell foglalni a barlang teljes felszíni vízgyűjtő területét. Másrészt felismerve, hogy csak a karsztökológiai rendszerben (epikarsztos rendszer) lejátszódó folyamatok megismerése, a hatótényezők közötti összefüggések feltárása és a veszélyeztető tényezők feltárása alapozhatja meg a tájak természet-közeli hasznosításának, kezelésének a tervét, az előző években a Baradla-barlang potenciális felszíni védőterületén karsztökológiai vizsgálatokat végeztünk. Dolgozatunkban az antropogén folyamatok hatására az epikarsztos rendszerekben, a hidro-, bio- és pedoszférában megfigyelt változásokról, a különféle módszerekkel mért és észlelt tényleges és potenciális veszélyforrásokról adunk számot, ill. javaslatot teszünk azok figyelembe vételére. A karsztos táj mozaikosságának, főleg a sziklagyepes területek fenntartása, beavatkozást, szakszerű kezelést kíván az erősödő szukcesszió miatt. A fedettség változásra is kiterjedő vizsgálataink szerint a vízgyűjtő területen a 18. századhoz képest mintegy 8 %-kal nőtt az erdők aránya. Célszerű lenne szigorúbban kontrollálni a vízgyűjtő területen a hulladék kezelést, főleg a sitt és törmelék lerakást, és felszámolni a közvetlenül a Baradla Retek-ága felett található illegális hulladéklerakót. A Baradla-barlang főbejáratánál kialakított gépkocsi parkoló és az ott épült szolgáltató pavilonoknál keletkező szennyvizek kezelését, elvezetését csatornázással kellene megoldani, hogy ne juthassanak be sem szivárgás útján, sem az Acheron-nyelőn keresztül a barlangba. A különféle vízminőségi vizsgálatok szerint a vízgyűjtőn található kis karsztos tavak (Aggteleki-, vörös-tó) vízminősége kevésbé szennyezett, de egyes paraméterek alapján, főleg az ammónium alapján mindkét tó a szennyezett kategóriába sorolható. További erőfeszítéseket kíván főleg az Aggtelek község határában található tó vízminőségének javítása vagy legalább is a további szennyeződés megakadályozása. Készült a 79135. sz. OTKA támogatásával.

IRODALOM

GRUBER P. (2003): Tájtörténeti kutatások a Baradla-barlang vízgyűjtőjén. – Karsztfejlődés VIII. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 333-345.

KEVEINÉ BÁRÁNY I. **(**2009): A karsztok ökológiai rendszere. – JATE Press Szeged, 121. p.

KNÁB M. – KISS K. – KÉRI A. – PALATINSZKY M. – M. TÓTH E. – MÁRIALIGETI K. – MÓGA J. – BORSODI A. (2009): Hazai epikarszt rendszerek kisvizeinek vízkémiai és mikrobiológiai jellemzése, biológiai vízminősítése. – Hidrológiai Közlöny 90 (6) pp. 60-62.

MARI L. (2000): A felszínborítás változásának hatása a Budai-hegység mintaterületének példáján – In. A táj változásai a Kárpát-medencében a történelmi események hatására, Budapest–Gödöllő, pp. 39–41.

MARI L. 2003. Felszínborítás-változás vizsgálata térinformatikai módszerekkel az Aggteleki Nemzeti Park területén – Karsztfejlődés VIII., Szombathely pp. 231–242.

NAGY D. 2008: A Gömör-Tornai-karszt történeti felszínborítása/Historický vývin povrochových vrstiev Gemersko-Turnianskeho krasu – ANP füzetek V., Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, Jósvafő 107 p.

NÉMETH J. (1998): A biológiai vízminősítés módszerei. – KGI pp 244-265.

ROZLOžNIK, M. – KARASOVÁ, E. (1994): Slovenský kras. – Osveta, Banská Bystrica, 477 p.

SAMU A. – KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2008) Karsztos tavak története és állapotváltozásai az aggteleki és szlovák karsztokon. – Karsztfejlődés XI., BDF, Természetföldrajzi Tanszék, pp. 117-134.

SÁSDI L. (1993): Az Észak-borsodi-karszt hidrogeológiai kutatása során elvégzett víznyomjelzéses vizsgálatok értékelése. – Kézirat ANP 1. rész 119 p.

SZABÓ M. – MÓGA J. – KISS K. – BORSODI A. – KNÁB M. – KÉRI A. – HAJDUNÉ DARABOS G. (2011): Dunántúli vizes élőhelyek (Szigetköz és a tapolcai karszttavak) környezeti állapota. – In: Béres Cs., Füzesi I., Kalmár S., Korponai J., Németh L. (szerk.) Nyugat-Dunántúl környezeti állapota helyzetkép és kihívások. Szombathely, pp.167 – 175.

SZÉKELY K. (szerk.) 2003: Magyarország fokozottan védett barlangjai – Mezőgazda p. 426.

SZŐKE E. – KEVEINÉ BÁRÁNY I. (2003): Karsztvíz vizsgálatok az Aggteleki-karszton, különös tekintettel a nehézfém szennyezésre. – Karsztfejlődés VIII. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 173-183.

VELLEDITS F. – PÉRÓ Cs. – BLAU J. –SENOWBARI-DARYAN B. – KOVÁCS S. – PIROS O. – POCSAI T. – SZÜGYI-SIMON H. – DUMITRICÂ P. – PÁLFY J. (2011): The oldest Triassic platform margin reef form – the Alpine – Carpathian region (Aggtelek, NE Hungary): platform evolution, reefal biota, and biostratigraphic framework. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 117. 2. pp. 221-268.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 199-210.

A KÖRNYEZETI ÁLLAPOT ÉS A POTENCIÁLIS SZENNYEZŐ FORRÁSOK FELMÉRÉSE AZ ÜRÖMI-VÍZNYELŐ VÍZGYŰJTŐ TERÜLETÉN

BÁNDY RENÁTA – MÓGA JÁNOS

ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C, bandyrena@gmail.com

Abstract. In Hungary the caves and sinkholes are under ex-lege protection, which means that from the period of cognition they are considered as protected natural values without any separate legal act to ensure their protection. The sinkhole of Üröm is the only periodically active sinkhole in the environment of Budapest. Its cave, the sinkhole cave of Üröm is a highly protected natural value however no protection is placed on its surroundings. Based on the expansion of Üröm village the surrounding environment of the sinkhole has been incorporated. Within the scope of our research our main aim was to study the effects of antropogenic activities on the environmental conditions of the Üröm sinkhole and its catchment area. Our observations during fieldwork together with water quality and soil pollution examinations based on exact measurements supported the fact that a significant antropogenic contamination is imposed on the sinkhole and its cave. The results of the soil investigations clearly prove that the illegal waste disposal sites are the main sources of heavy metal contamination of the soil in the catchment area of the Üröm sinkhole. According to the results of water quality measurements it can be stated with high probability that the communal waste water is the most significant contaminating source of the subsurface karst water supply, which can be traced back to the insufficiency of the sewage system in Üröm. The sinkhole cave of Üröm – due to the ill-considered landscaping of owners of surrounding real estates – became obstructed to such an extend that its middle and lower sections are inaccessible today. Under unchanging conditions the clogging of the cave will continue leading to the devastation of the highly protected natural formation. The effects damaging the environment and endangering the sinkhole, the cave and the karst water must cease or at least be reduced. As a conclusion of our study we make a proposal of the necessary interventions needed to be employed to ensure the reduction of environmental burden in the sinkhole area.

1. Bevezetés

Magyarországon a természet különösen jelentős, egyedi élettelen képződményei közül a barlangok 1961, a víznyelők pedig 1997 óta ún. ex lege védelem alatt állnak (*SZÉKELY* 2003). Ez azt jelenti, hogy megismerésüktől kezdve, külön védetté nyilvánítási eljárás lefolytatása nélkül is védett természeti értéknek minősülnek.

Az Ürömi-víznyelő az egyetlen időszakosan aktív víznyelő Budapest közvetlen környékén. A Ürömi-medence vizeinek a nyelő alatt húzódó barlangrendszer járatain keresztül van lefolyási lehetősége. A terjeszkedő névadó település mindinkább birtokba veszi tágabb környezete természet közeli területeit. Napjainkra a törvényileg országos védelem alatt álló Ürömi-víznyelőnek a közvetlen környezete is beépítésre került. Magántulajdonú gazdasági létesítmények, mezőgazdasági hasznosítású és beépített területek veszik körül. Barlangja, az Ürömi-víznyelőbarlang fokozottan védett termé-

szeti érték, a felszíni területre azonban nem vonatkozik a védettség (Nyerges M. 2003). A karsztos térszín és a karsztvíz rendkívül érzékeny az emberi hatásokra, ezért lényeges kérdés, hogy a felszíni területeket hogyan hasznosítják, milyen tevékenységeket folytatnak rajtuk.

Munkánk során az volt a célunk, hogy megvizsgáljuk, az antropogén tevékenységek milyen hatással vannak az Ürömi-víznyelőnek és vízgyűjtő területének környezeti állapotára. A környezeti állapot változását részint a szakirodalmi források összegyűjtésével, terepbejárásokkal, személyes interjúkkal, részint a helyszínen vett talaj- és vízminták vízminőségi és talajszennyezettségi vizsgálatával igyekeztünk feltárni, ill. nyomon követni. Az Ürömi-víznyelő vízgyűjtő területéről származó vízmintákat szervetlen vegyületekre, míg a talajmintákat fémszennyezőkre vizsgáltuk.

2. Előzmények

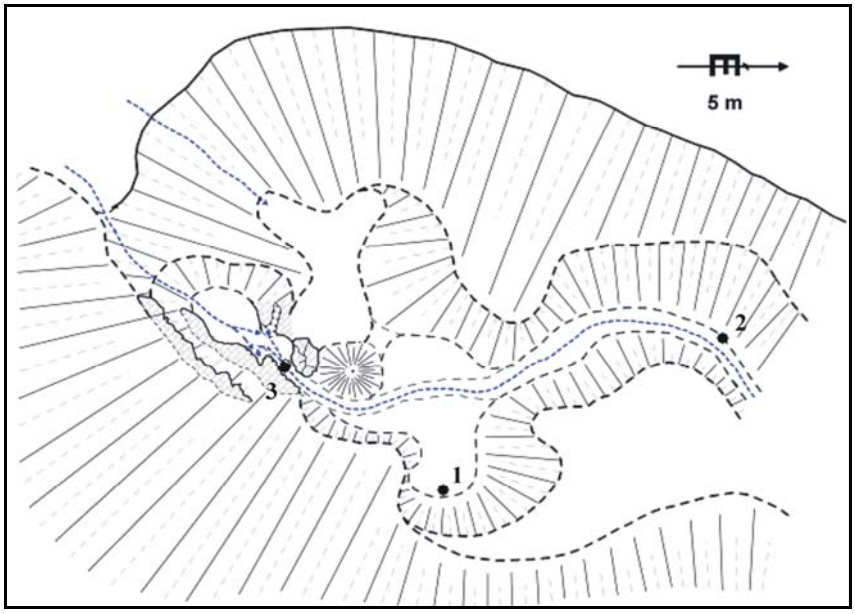
Az Ürömi-víznyelőről legelőször 1871-ben Koch Antal, a neves geológus tett említést „*Wolfsgrube*" néven, és feltételezte, hogy a víznyelő alatt barlang is kialakulhatott. Később Bekey Imre Gábor barlangkutató nevesítette a víznyelőt, Hampel Ferenc pedig már részletes ismertetést adott róla a Magyar Katonai Szemlében megjelent tanulmányában. Az 1940-es években több kísérlet is született a víznyelő alatti, feltételezett barlang feltárására, azonban Bertalan Károly és Hluchány Imre, valamint Venkovits István és munkatársai a barlang eltömődöttsége miatt nem jártak sikerrel. Az Ürömi-víznyelőbarlang feltárása Leél-Őssy Sándor geográfus nevéhez fűződik. Munkatársaival folytatott, több hónapig tartó feltáró munkálatainak köszönhetően a víznyelő alatt egy hatalmas, 36 méter mély, 214m hosszú barlangrendszer tárult fel, melynek részletes ismertetése a Hidrológiai Közlönyben (1952) megjelent tanulmányában olvasható. A barlang jelenlegi állapotát rögzítő leírást 1990-ben Nyerges Miklós, a felmérést és a részletes térképezést a MAFC Barlangkutató csoportja készítette el. Újabban Leél-Őssy Szabolcs geológus, karszt-és barlangtani szakértő végzett kutatásokat, vizsgálatokat az Ürömi-víznyelőbarlang kapcsán.

Az Ürömi-víznyelő környékének környezeti állapota a rendszerváltás idején kezdett drasztikusan romlani. A kilencvenes évek előtt csupán a „*Magyar-bolgár barátság*" termelőszövetkezet baromfitelepe, illetve egy mészoltóval is rendelkező építőanyag telep jelentett potenciális szennyezőforrást a vizsgált területen (*LEÉL-ŐSSY* 2008). A rendszerváltást követően a víznyelő közvetlen környezete is mindinkább beépítésre került. Ma a víznyelőtől keletre egy földmunkagépekkel foglalkozó cég telephelye, nyugaton egy betonacél üzem található. Északi irányból szántóföld, délről

pedig egy önkormányzati tulajdonban lévő telken élő család lakhelye határolja. Vízminőségi és talajszennyezettségi vizsgálatainkat a vázolt állapotok ismeretében kezdtük meg, azzal az előfeltevéssel, hogy a területet egyaránt terhel(het)i kommunális hulladék és szennyvíz, illetve mezőgazdasági, valamint ipari eredetű szennyezések.

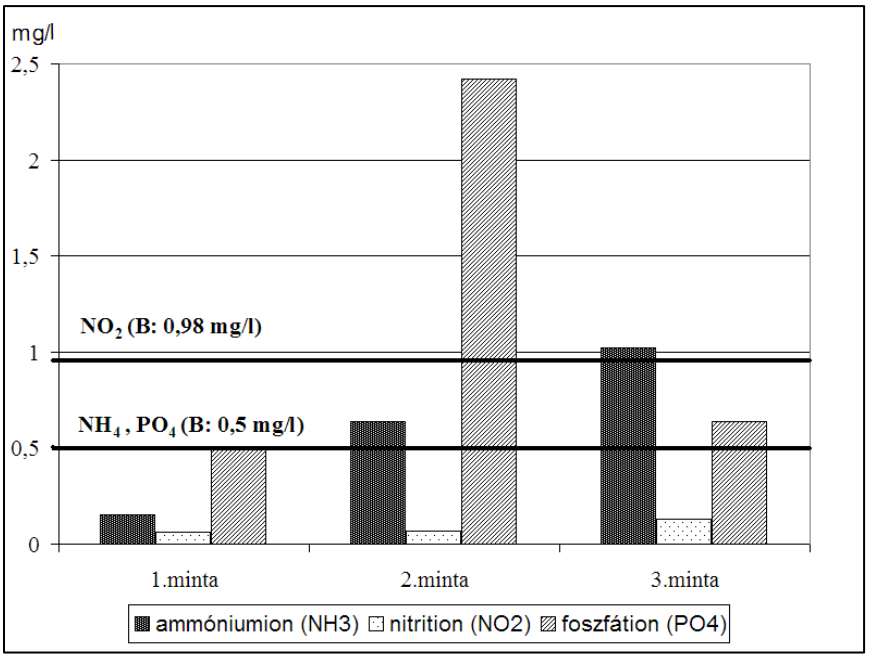
3. A vízminőségi és a talajszennyezettségi vizsgálatok eredményei

A vízminőségi vizsgálatokhoz a minták a víznyelő időszakos vízfolyások által kialakított hosszanti medréből származnak. A meder két oldalán több méter magas – főként ismeretlen eredetű hulladékkal kevert építési törmelékből álló – feltöltések találhatók, melyeket az itt letelepedett cégek telephelyük kialakításának érdekében hoztak létre. Az első két minta két időszakos vízfolyásból származik, amely a nagyjából északkelet-délnyugat irányú meder nyugati, illetve keleti oldalán a feltöltött területek alól lépnek ki a felszínre. A harmadik minta a víznyelőbe közvetlenül befolyó vízből származik, mely így tartalmazza az előbb említett vízfolyások mellett a meder területén felszínre szivárgó egyéb felszín alatti vizeket is *(1. ábra)*.



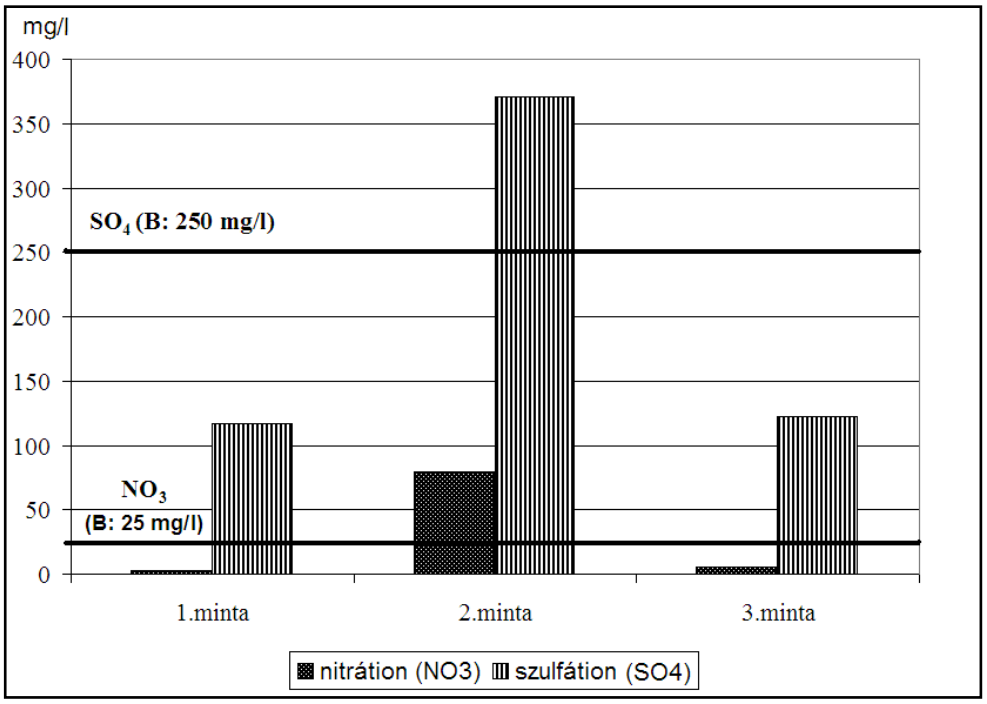
1. ábra. Az egyes vízminták (1, 2, 3) származási helyei.
Fig. 1. Water sample (1, 2, 3) areas.

A vízkémiai vizsgálatok eredményeit, az egyes szervetlen vegyületek vízmintákban kimutatott koncentráció-értékeit, valamint az oldatok pH értékeit a *„6/2009. (IV. 14.) KvVM-EüM-FVM együttes rendelet a földtani közeg és a felszín alatti víz szennyezéssel szembeni védelméhez szükséges határértékekről és a szennyezések méréséről”* című dokumentumot alapul véve elemeztük és értékeltük. Ez alól kivételt képez a minták nitrittartalmának, illetve fajlagos elektromos vezetőképességének vizsgálata, melyekre a fentebb említett rendelet nem közöl határértékeket. Ezen vizsgálatok alapjául az *„MSZ 12749: 1993 Felszíni vizek minősége, minőségi jellemzők és minősítés”* című dokumentum szolgált. Amennyiben a vizsgált vegyület koncentrációja meghaladja a rendeletben, illetve a szabványban rögzített (B) szennyezettségi határértéket, a víz szennyezettnek minősül. A nitrogénformákat tekintve az egyes vízminták ammónium- és nitrát-tartalma meghaladja a természetes felszín alatti vizekre jellemző koncentrációkat, míg a nitrit aránya egyik mintában sem utal antropogén eredetű szennyezésre *(2. ill. 3. ábra)*. A mintegy 1km^2-es vízgyűjtő területen jelen lévő potenciális szennyezőforrások a következők: szántóföldeken használt növényvédő szerek, műtrágya; háztáji állattartásból származó trágya; illetve kommunális szennyvizek.



2. ábra. A vízminták ammónium-, nitrit- és foszfátion-koncentrációja.
Fig. 2. The ammonium, nitrite and phosphate ion concentration of the water samples.

Az egyes vízminták foszfátion-koncentrációja meglehetősen eltér egymástól. Elsődleges mesterséges foszfát-források a műtrágya és a kommunális szennyvíz. A vizsgált vízminták közül a 2. számú minta szulfátion-koncentrációja jelentősen meghaladja a szennyezettségi határértéket, ami antropogén eredetű szulfát-szennyezésre, pontosabban szennyvíz jelenlétére utal.



3. ábra. A vízminták nitrát- és szulfátion-koncentrációja.
Fig. 3. The nitrate and sulphate ion concentration of the water samples.

A pH alapján nem mutatható ki szennyezés, ugyanis az egyes minták értékei (7,9; 7,5; 8,2) nem haladják meg a szennyezettségi határértéket (pH=9). A fajlagos elektromos vezetőképesség a vízben oldott sók összkoncentrációját tükrözi; az 1000µS/cm feletti érték szennyezésre utal. Az 1. és 3. vízminta minta vezetőképessége (753 ill. 801µS/cm) nem haladja meg ezt az értéket, a 2. minta (1614µS/cm) esetében azonban egyértelműen kimutatható az antropogén eredetű szennyező-források jelenléte. A vízminták klorid- és nátriumion vizsgálatai kimutatták, hogy a 2. mintában ezen elemek koncentrációja lényegesen magasabb, mint a másik két minta esetében. A kiemelkedő kloridion-tartalom jelenthetne – akár természetes eredetű

– sótöbbletet (NaCl - kősó), azonban méréseink alapján a nátrium- és a klorid-egyenérték eltér a NaCl-oldatétól *(I. táblázat)*. A mérési eredmények arra utalnak, hogy a kloridion-tartalom egy része kommunális szennyvízből származik.

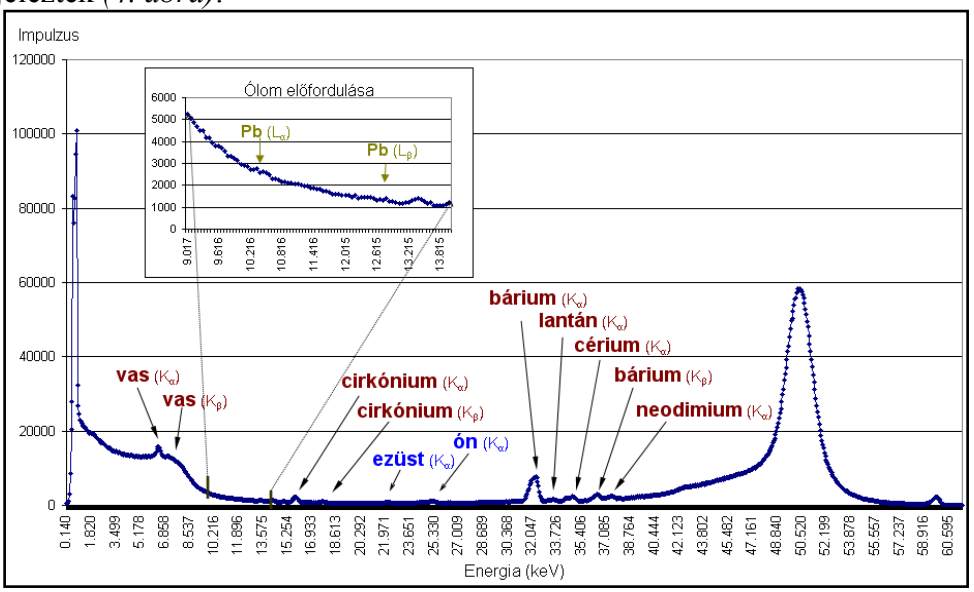
I. táblázat
Table I.

A nátrium- és a kloridionok mennyisége és arányaik az egyes vízmintákban.
The sodium and cloride ion concentration of water samples.

Minta száma	Na	Cl	Cl: Na
	mgeé/l		arány
1.	0,471	0,823	1,75
2.	0,819	1,852	2,26
3.	0,495	0,823	1,66

A talajszennyezettségi vizsgálatokhoz az Ürömi-víznyelő vízgyűjtő területén több (10) különböző helyszínen végeztünk talaj-mintavételezéseket. A talajminták különböző területhasznosítási kategóriákba (zöldfelület, lakóterület, mezőgazdasági, illetve kereskedelmi-szolgáltató gazdasági terület) sorolt helyszínekről származnak. Vizsgálataink a talaj fémszennyezettségének megállapítására irányultak, a nyert eredményeket – hasonlóan a vízminőségi vizsgálatokhoz – a *„6/2009. (IV. 14.) KvVM-EüM-FVM együttes rendelet a földtani közeg és a felszín alatti víz szennyezéssel szembeni védelméhez szükséges határértékekről és a szennyezések méréséről”* című dokumentum alapján elemeztük és értékeltük. A minták fémszennyezésének meghatározásához röntgen-fluoreszcens spektrometriát alkalmaztunk, mely egy roncsolás-mentes atomfizikai anyagvizsgálati módszer. A módszer lényege, hogy a vizsgált mintát gamma-sugárzással besugározzuk, ennek hatására az anyag atomjai röntgen-sugárzást (fotont) bocsátanak ki. Ennek az energiája a kibocsátó anyagra jellemző. A kémiai elemeket tehát a kilépő röntgenfoton energiája alapján ismerhetjük fel. Egy táblázat tartalmazza a kalciumnál magasabb rendszámú elemekhez tartozó karakterisztikus röntgenfotonok energiáit, melyek a Moseley-törvény: $E=A(Z-B)^2$ alapján kerültek megállapításra (E [keV]: a foton energiája, Z: az elem rendszáma, A [keV] és B [-] illesztő konstansok). A mérések eredményeként kapott spektrumon

a vizsgált fémek jelenlétét az adott energia-értékeknél megjelenő csúcsok jelezték *(4. ábra)*.



4. ábra. A 3. számú talajminta spektruma az ólom-tartalom kiemelésével, és a „markáns" csúcsok megnevezésével.
Fig. 4. The spectrum of the 3rd soil sample with the presentation of lead content in the inner figure and nomination of the peaks.

A talajt alapvetően azokra a „kioldható" fémszennyezőkre vizsgáltuk, melyeket a fent említett „*6/2009. (IV. 14.) KvVM-EüM-FVM együttes rendelet"* felsorol. (Megjegyzendő, hogy a rendeletben szereplő 14 féle fém közül az ezüst és az ón előfordulásának meghatározása a mérési módszer korlátai miatt nem valósulhatott meg.) A koncentrációkat belső standard hozzáadásával, majd újabb műszeres mérésekkel, végső soron pedig matematikai, statisztikai számításokkal kerültek megállapításra. A csúcsok területi szórása sok esetben igen nagynak bizonyult a várható értékhez képest (30% feletti relatív szórás), a mennyiségi analízis elvégzése ezen esetekben nem vezetett (volna) reális, értékelhető eredményhez.

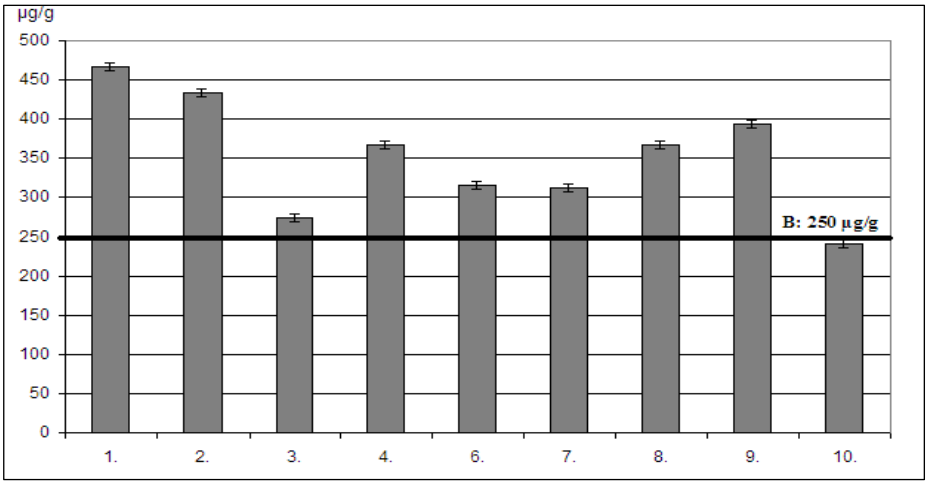
A mérési eredményeket, vagyis a mintákban – adott módszerrel – kimutatható fémek előfordulását a *II. táblázat* tartalmazza. A bárium jelenléte mindegyik mintában kimutatható volt, ez azonban önmagában nem utal emberi eredetű szennyezésre, hiszen a földtani közegben, a talajban, természetes állapotban is jelen van – mégpedig elemi állapotban, illetve ásványok (pl. barit ($BaSO_4$)) formájában. A mintákban mért bárium-koncentrációkat az *5. ábra* mutatja be. Látható, hogy egy minta kivételével meghaladják a

(B) szennyezettségi határértéket (250µg/g), ami viszont antropogén eredetű szennyezők jelenlétére utalhat. A báriumszennyezés legfőbb forrásai a különböző fémtárgyak, üvegek, festékek, műanyagok és gumianyagok (*FEKETE–SZABÓ–TÓTH* 1991).

II. táblázat
Table II.

Az egyes talajmintákban előforduló fémszennyezők
(+: kimutatható; ++: kimutatható, koncentrációja megállapított; -: nem kimutatható).
The metal contamination occured in the soil samples (+: detected; ++: detected, concentration is identified; -: not detectable).

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
Króm (Cr)	-	-	+	-	-	+	-	-	-	+
Kobalt (Co)	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-
Nikkel (Ni)	+	-	+	-	+	+	+	-	+	-
Réz (Cu)	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Cink (Zn)	-	-	-	-	-	-	-	+	-	+
Arzén (As)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Szelén (Se)	+	+	-	-	+	-	+	+	+	+
Molibdén (Mo)	-	-	++	-	++	++	-	+	++	+
Kadmium (Cd)	++	++	++	++	++	+	++	++	+	-
Bárium (Ba)	++	++	++	++	+	++	++	++	++	++
Higany (Hg)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
Ólom (Pb)	++	++	++	++	++	++	+	++	++	++



5. ábra. Az egyes talajmintákban mért bárium-koncentrációk.
Fig. 5. The mesured barium concentration in the soil samples.

A talajvizsgálatok kimutatták, hogy a legtöbb minta tartalmaz *molibdén*t. Ez a növények számára nélkülözhetetlen mikroelem a talajokban molibdenát formájában, illetve szerves kötésben fordul elő (*KALOCSAI–POGÁNY* 2007). Feltehetően antropogén szennyezések is növelik a minták molibdén tartalmát, mely méréseink szerint nagyságrenddel meghaladja a szennyezettségi határértéket *(III. táblázat)*.

III. táblázat
Table III.

Az egyes minták molibdén-koncentrációi
The molybdenum concentration of the samples

Minta	**Molibdén-koncentráció [µg/g]**	
	érték	**abszolút hiba**
3.	104	34
5.	47	15
6.	89	24
9.	96	28
(B) szennyezettségi határérték: 7µg/g		

Tény, hogy az alkalmazott mérési módszer molibdénre nem enged pontos mennyiségi meghatározást, ezért a továbbiakban szükség lesz más módszerrel történő ellenőrző-mérésekre. A kobalt és a réz csaknem minden mintában kimutatható volt, tekintve, hogy a talajokban természetes állapotban is jelen vannak. A talajminták mindegyike tartalmazott ólmot, és csaknem mind kadmiumot is. Mennyiségi meghatározásuk során nyert eredmények arra mutatnak, hogy antropogén eredetű szennyezések játszhatnak szerepet a magas, (B) határérték feletti koncentráció-értékek kialakulásában *(IV. táblázat)*. A legtöbb nehézfémet a 3., 5., 6., 8. és 9. mintából mutattuk ki; származási helyük: a víznyelő töbre, egy elhagyott kőfejtő dombterülete, az elhagyott kőfejtő, egy szántóterület pereme, egy illegális hulladéklerakó. A különböző helyszínekben közös, hogy – a lucernást leszámítva – mind szemetes, háztartási hulladékkal és építési törmelékkel szennyezett terület *(1. kép)*.

IV. táblázat
Table IV.

Az egyes minták ólom, valamint kadmium koncentrációi
The lead and cadmium concentration of the samples

Minta	**Ólom-koncentráció [µg/g]**		**Kadmium-koncentráció [µg/g]**	
	érték	**abszolút hiba**	**érték**	**abszolút hiba**
1.	730	368	-	-
2.	222	66	2	0,7
3.	352	100	3,6	0,9
4.	766	240	2	0,7
5.	322	121	4,9	1,1
6.	318	118	-	-
7.	-	-	3,3	0,9
8.	282	89	2,2	0,7
9.	200	76	-	-
10.	140	50	-	-
(B) szennyezettségi határérték: ólomra: 100µg/g; kadmiumra: 1µg/g				



1. kép. A 6. számú talajminta származási helyének körülményei.
Picture 1. The origin and environment of the 6th sample area.

4. Következtetések, javaslatok

Terepbejárásaink során végzett megfigyeléseink, illetve a konkrét, egzakt méréseken alapuló vízminőségi és talajszennyezettségi vizsgálataink mind arra mutatnak, hogy a víznyelőt és barlangját jelentős antropogén szennyezések terhelik. A talajvizsgálati eredmények egyértelműen bizonyítják, hogy az Ürömi-víznyelő vízgyűjtő területén a talajok nehézfém-szennyezettségének legfőbb forrásai az illegális hulladéklerakók. A vízvizsgálati eredmények alapján nagy valószínűséggel állítható, hogy a felszín alatti karsztvíz-készlet legfőbb szennyezője az a kommunális szennyvíz, mely Üröm község csatornázottságának hiányosságaira vezethető vissza. Az Ürömi-víznyelőbarlang a környező ingatlanok magántulajdonosainak meggondolatlan tereprendezései miatt oly mértékben eltömődött, hogy annak középső- és alsó szintje napjainkra megközelíthetetlenné vált (*LEÉL-ŐSSY* 2008). Változatlan körülmények között a barlang eltömődése tovább folytatódik, ez pedig hosszútávon a fokozottan védett természeti képződmény pusztulásához vezethet. A környezetet károsító, a víznyelőt és a barlangot, valamint a karsztvizet veszélyeztető hatásokat meg kell szüntetni, vagy legalábbis mérsékelni kell.

Indokolt azon engedély nélküli földmunkák, feltöltések megszüntetése, melyek a víznyelő nyugati oldalán elhelyezkedő ingatlanon folynak. Javasoljuk továbbá Sadove településrészen a csatornarendszer kiépítését, a vízgyűjtő területen elhelyezkedő illegális hulladéklerakók felszámolását, a víznyelőbarlangba jutott nagy mennyiségű törmelék és szennyezőanyag kitermelését, valamint a víznyelő fémráccsal való lezárását a hulladékok, illetve nagyobb méretű kőtörmelékek bejutásának megakadályozása céljából.

IRODALOM

BÁNDY R. (2010): Az Ürömi-víznyelő és vízgyűjtő területének környezeti állapota. – Szakdolgozat, ELTE, Budapest, Kézirat.

FEKETE E.–SZABÓ S.–TÓTH Á. (1991): A vízszennyezés ökológiája. – Pro Natura Kiadó, Budapest. 200 p.

KALOCSAI R.–POGÁNY É. (2007): A molibdén jelentősége, előfordulása a talajban, felvétele. – MezőHír: Mezőgazdasági Szaklap, XI. évfolyam. p. 62.

LEÉL-ŐSSY S. (1952): Az Ürömi víznyelő barlang. – Hidrológiai Közlöny 32.(3-4) pp.122-128.

LEÉL-ŐSSY SZ. (2008): Barlangtani-földtani szakvélemény és intézkedési terv javaslat az Ürömi-víznyelőbarlanggal kapcsolatban. – Üröm-Budapest. 18 p.
NYERGES M. (2003): Ürömi-víznyelőbarlang. – In: Székely K. (szerk.) Magyarország fokozottan védett barlangjai. – Mezőgazda, Budapest, pp. 311-312.
SZÉKELY K. (szerk.) (2003): Magyarország fokozottan védett barlangjai. – Mezőgazda, Budapest, 426 p.

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 211-223.

AZ UNDARA VULKÁNI NEMZETI PARK LÁVABARLANGJAI

SZENTES GYÖRGY
Alte Frankfurter Str. 22 b
D-61118 Bad Vilbel
georgeszentes@yahoo.de

Abstract: The Fourteenth International Symposium on Vulcanospeleology took place in the Undara Volcanic National Park, in Queensland, Australia between 12-17 August, 2010. The participants got acquainted with the geology, the volcanology and the lava cave development in the national park. The so called McBride Volcanic Province, which includes the Undara Volcanic National Park, covers a roughly circular area close to 5500 km2 and about 80 km in diameter. One hundred and sixty four vents have been recognised as a result of the volcanic activity in the interval from 2.7 Ma to the late Pleistocene. The highest point in the centre of the province is the Undara Crater 1020 m above the sea level. The volcano has produced several long basalt lava flows, the longest reaches a final length of 160 km. More than fifty lava caves have been mapped, totalling more than 7 km passages. The longest single section is the 1350 m long Bayliss Cave, which is the longest lava cave in Australia.

1. Bevezetés

A 14. Nemzetközi Vulkánszpeleológiai Szimpóziumot az ausztráliai Queensland Államban, az Undara Vulkáni Nemzeti Parkban rendezték 2010 augusztusában. Cairns városától mintegy 300 km-re délnyuatra fekvő nemzeti parkot teljesen körülöleli a vadon. A 8 országból érkezett 40 résztvevő bemutatta kutatásainak eredményét a világ számos érdekes vulkáni területéről és az azokban előforduló barlangokról. Többek között bemuatásra kerültek, két előadás keretében, Magyarország vulkáni kőzeteiben keletkezett barlangok és azok kutatása is.

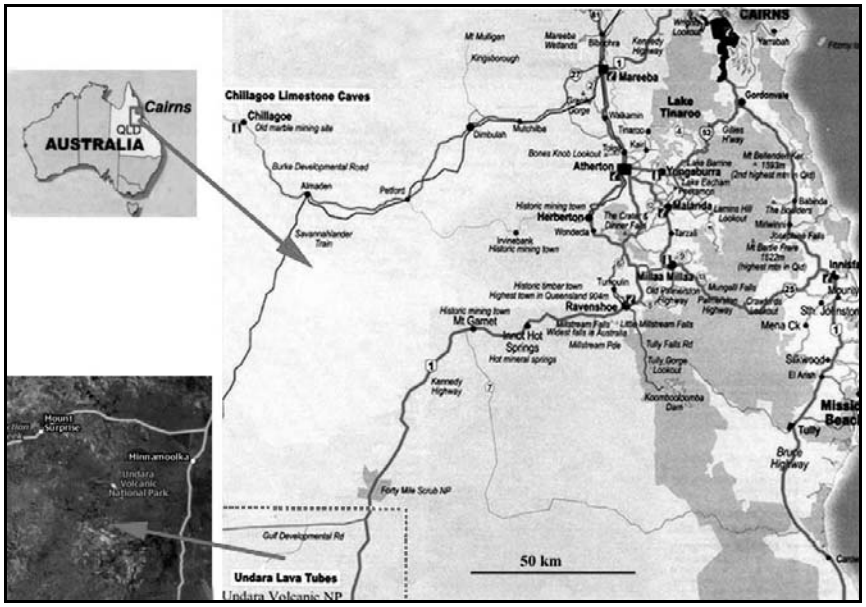
A szakmailag és szervezésében is nagyszerűen sikerült összejövetelen az ausztrál barlangkutatók és a nemzeti park tudományos munkatársai részletesen ismertették a vulkáni nemzeti park geológiáját vulkanológiáját, a vidék lávabarlangjait és azok keletkezését. Megismerkedtünk a barlangokban folyó tudományos kutatómunkával, főleg ásványtani klimatológiai és biológiai megfigyelésekkel. Természetesen nem csak elméleti előadások voltak. Minden nap lehetőség nyílott felszíni terepbejárásra, és barlanglátogatásra, ami néhány estét is igénybe vett. E cikk keretében szeretném összfoglalni tapsztalataimat.

2. A terület földtani felépítése és vulkanológiája

Cairnstől délnyugatra két vulkáni terület a tanúja Ausztrália lefiatalabb vulkáni tevékenységének. Az egyik vidék a Great Dividing Range mögött

elterülő 500 és 1000 méter tengerszint feletti magasságú *Atherton-táblahegység.* A hegység alapját gyűrt paleozós üledékek és gránit képezi, amelybe mintegy 1800 km^2 -es területen bazaltvulkánok nyomultak. Legismertebb a Ravenshoe-pajzsvulkán, de ezenkívül található még számos kisebb pajzsvulkán is. További vulkáni formák a salakkúpok, mint például a 170 méter magas Mount Quincan és a maarok, mint a Bromefiled-mocsár. A Hyppipamme-kráter egy gázkitörés példája. Itt a kitörés kevés láva ömléssel járt, de a robbanás hatalmas gránittömböket szórt szét a környéken.

Tovább, dél felé a táblahegységtől mintegy 100 km-re terül el a *McBride-Vulkáni-Terület (1. ábra)*. Az 5500 km^2 kiterjedésű és 80 km átmérőjű köralakú vulkánvidék foglalja magába az *Undara Vulkáni Nemzeti Parkot*.



1.ábra: Az Undara Vulkáni Nemzeti Park helyzete
Fig. 1.: Location of the Undara Volcanic National Park

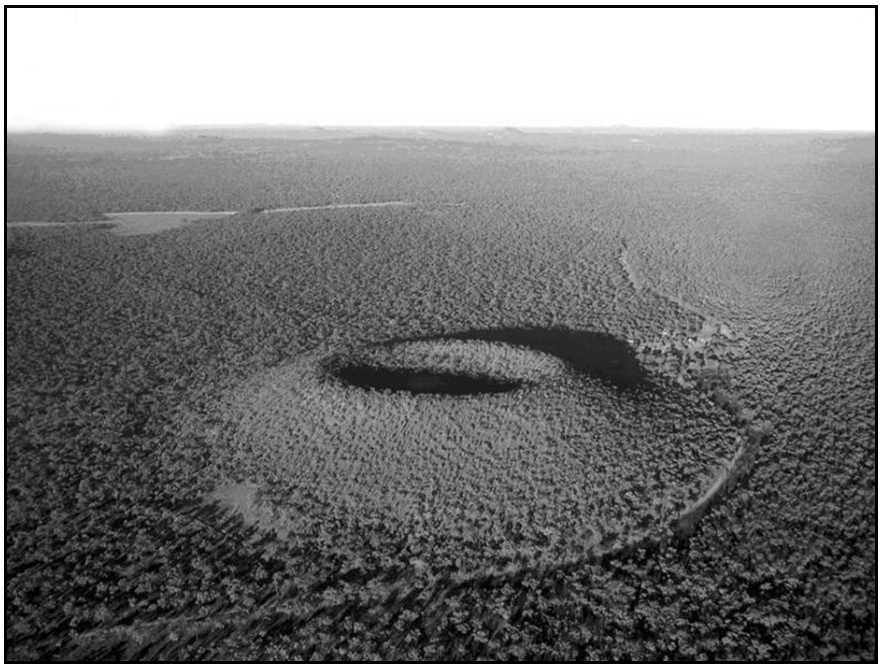
Az átfogó vizsgálatok 164 vulkáni központot találtak (*GRIFFIN - McDOUGALL* 1975). A folyamatos vulkáni működés mintegy 2,7 millió évvel ezelőtt kezdődött és a késői pleisztocénben fejeződött be.

A terület délnyugati részén emelkedő táblahegyeket és erodált fennsíkokat lényegesen idősebb, 8 és 32 millió évvel ezelőtt kiömlött bazaltok építik fel.

A bazaltkörnyezet egy alacsony topográfiai dómot formál központi részén nagyméretű vulkánokkal. Itt található egy széles északnyugat felé taró sávban a legtöbb kitörési központ pajzsvulkánok, piroklasztikus kúpok

és lávakürtők formájában . Legmagasabb pont az *Undara-kráter* 1020 méterrel a tengerszint felett. A vulkáni terület külső peremének átlagmagassga 400 m a tengerszint felett, amiből következik, hogy a vulkáni kőzetanyag 600 m vastgságban halmozódhatott fel.

A vízhálózat irányultságát a lávafolyások határozzák meg. A patakok és folyók sugaras formában a központból kiindulva hosszú kilométereken át követik a lávafolyásokat.



1. kép: Légifelvétel az Udnara-kráterről (az Undara Vulkáni Nemzeti Park Web oldala alapján)
Picture 1.: Arial photograph of the Undara Crater (based on the Website of the Undara Volcanic National Park)

A fiatalabb lávafolyások elnevezéssel is bírnak. Megemlítendő a százkilencvenezer éves, 1500 km^2-t befedő "Undara Basalt", melynek leghosszabb lávaárja az Undara-krátertől 160 km távolban fekvő Einasleigh-folyóig tart *(2. kép*). A legfiatalabb bazaltláva kora 50 és 70 ezer év közötti. A kőzetanyag főleg a bazaltfélékhez tartozó nefelinit, bazanit és hawaiit. A kiömlő láva hőmérséklete 1170 és 1220 C^o közötti lehetett, amely egy átlagos viszkozitást jelent. A hosszú lávafolyások inkább a nagy kiömlési utánpótlásnak köszönhetők mintsem a láva különösen alacsony viszkozitásának.

A 425 méter átmérőjű Undara-vulkán 190 ezer éves (*GRIFFIN - McDOUGALL* 1975), a kráterperem 10-40 m közötti magasságig emelkedik ki a körülötte elterülő lávamezőből. A kráter maga 330 méter átmérőjű és 60

méter mély (*1.kép*). A vulkán fent említett 160 km hosszú lávaár mellett még számos hosszú lávafolyást produkált. E vulkán az egyetlen ahol határozottan lehet azonosítani a lávafolyások kiindulását. A fő lávatömegek a krátertől számos ágat formálva, helyenként újra egysülve nyugati és északnyugati irányban folytak. Az egyes lávaárak vastagsága 5 és 40 méter között mozog.



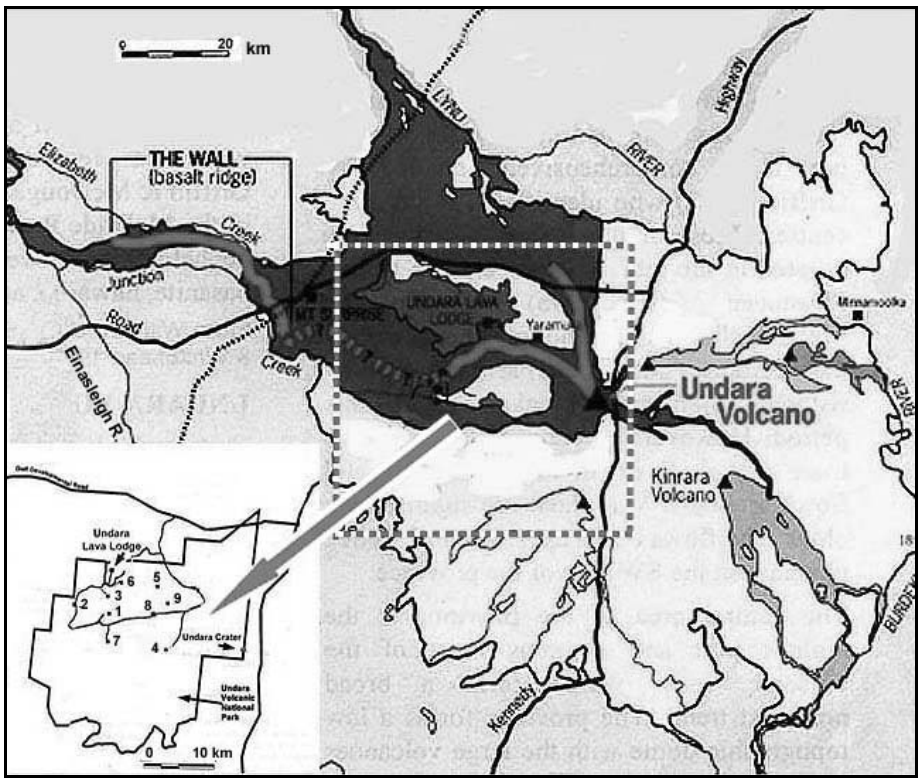
2. kép: Az Undara-kráterből kiindult 160 km hosszú bazalt-lávafolyás eléri az Einasleigh-folyót. (Fotó: Szentes Gy.)
Picture 2.: From the Undara Crater originated 160 km long basalt flow reaches the Einasleigh River. (Photo by G .Szentes)

Az utólgos erózió miatt kevés eredeti lávafelszín maradt meg. A letarolt vulkáni felszín általában kissé lekerekített, egy méter körüli átmérőjű kőtömbökkel borított. A nagyrészt letarolt lávaárak ellenére megállapítható, hogy anyaguk fonatos (pahoehoe) láva. A felszín erősen szaggatott. Sok helyen a folyásiránnyal megegyező 4 – 5 méter magasságú lávahátak húzódnak.

3. A lávabarlangok képződése

A nemzeti park területén több mint 50 lávabarlang ismert, összesen 7 km hosszúságú járatrendszerrel *(2. ábra)*. Az barlangok hossza általában kevesebb mint 200 m. A leghosszabb az 1350 m hosszú Bayliss Cave (*MAT-*

THEWS 1985). A barlangokhoz, illetve azok kifejlődéséhez, de ugyanakkor azok pusztulásához is

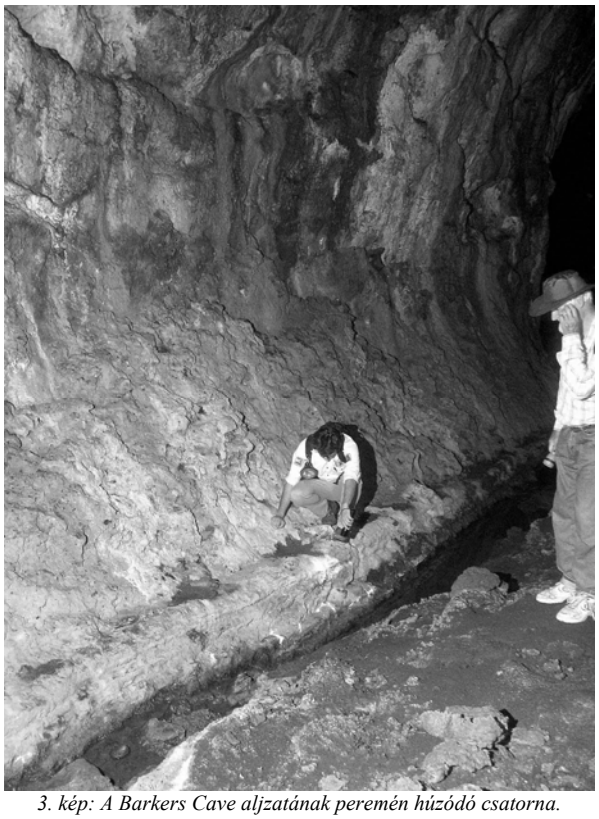


2.ábra: A Undara Vulkáni Nemzeti Park lávafolyásai a tanulmányban említett barlangok jelölésével;
1: Bayliss Cave, 2: Barkers Cave, 3: Road Cave, 4: Pinwills Cave, 5: Wind Tunnel Komplex,6: Arch Cave Komplex, 7: Taylor Cave, 8: Picnic Cave,9: Opera House (A. Atkinson nyomán)
Fig. 2.: The lava flows of the Undara Volcanic National Park showing the locations of thedescribed caves;
1: Bayliss Cave, 2: Barkers Cave, 3: Road Cave, 4: Pinwills Cave, 5: Wind Tunnel Complex, 6: Arch Cave Complex, 7: Taylor Cave, 8: Picnic Cave, 9: Opera House (after A. Atkinson)

kapcsolódnak a kiterjedt, bozótos erdővel borított süllyedékek, szakadékok és a sziklaívek. A lávabarlangok és sziklaívek jó megtartásúak, falaikon jól látható és tanulmányozható az egymást követő lávafolyások megjelenése.

A lávabarlangok az Undara-krátertől főleg északra és északnyugatra találhatók. Magasságuk és szélességük 15 m-ig terjed, irányuk követi a fő lávafolyások irányát. A barlangok bejárata beszakadásos eredetű és általában omlással végződnek vagy a lealacsonyodó mennyezet eléri az aljzat finom iszaprétegét. Legtöbb barlangban lávafolyás vonalai és lávapárkányok láthatók, amelyek a lávaszint ingadozását jelzik. Lávapadok ugyancsak ismertek, amelyek keletkezése analóg a felszíni vizfolyások övzátonyával.

Az aljzatot sokszor tölti ki vastag iszapréteg. Ahol az iszapkitöltés hiányzik az aljzat feltárja a sima felületű fonatos lávának érdekes változatait, ami a barlangon kereszüláramló utolsó lávafolyás maradványa. A sima aljzat peremén gyakoriak a kicsiny csatornák (*3. kép*). Az üvegesen fénylő falakon jól tanulmányozhatók a 0,2 – 1 m vastagságú lávarétegek, helyenként megszilárdult lávacseppeket és lávalepényeket mutatva. A mennyezeten és a kisebb mellékürегekben lávaszalaktitok képződtek. A lávasztalagmitok viszont ritkaság számba mennek (*ATKINSON* 1990).



3. kép: A Barkers Cave aljzatának peremén húzódó csatorna.
(Fotó: Szentes Gy.
Picture 3.: Marginal gutter runs along the floor in the Barkers Cave.
(Photo by G .Szentes)

Az undarai lávaüregek képződésének mechanizmusát a ma működő vulkánok lávaárjainak tanulmányozásával lehet megközelíteni, főleg hawaii példákon keresztül. A lávafolyás fölött szilárd mennyezet képződik. A lehűlés következtében alakul szilárd lávafelszín, vagy a szilárd lávakéreg úszva a lávacsatorna felszínén elakad és feltorlódik. A további lávafolyások erősítik a mennyezetet, de a fonatos láva a mélyebb részeken benyomul az üregbe. Az ismételt lávafolyás részben megolvasztja a környezetet és erózi-

ós hatást gyakorolva szélesíti és mélyíti az üregrendszert. E folyamat a vulkáni kürtők közelében illetve attól kisebb távolságban zajlik le (*PETERSON – SWANSON* 1974).

Ahol a láva salakos és nagyobb viszkozitású egy másik barlangképző folyamat játszódik le. A lávafolyás a fonatos lávából alakult nyelv irányába tör előre és szétterül további nyelveket formálva. A vékony szilárd kéreg átreped és helyenként a kiömlő láva helyén üregek képződnek. E komplex képződési folyamat jellegzetes a szélesen szétterült fonatos lávamezők esetében (*ATKINSON* 2010).

A 30 – 100 m széles, a barlangok fő irányát követő süllyedékek részben a barlang pusztulási folyamata következtében beszakadás útján keletkeztek, részben pedig a barlangképződés kezdetén lávafolyás gyengén szilárdult felszíne szakad be és a továbbiakban nem fejődött ki lávabarlang. Az utólagos pusztulási folyamat tanúja a helyenként előforduló sziklaív. A többszáz méter széles, ovális süllyedékek a lávatavak megszilárdult felszínének beszakadásával magyarázhatók.

4. Néhány fontosabb lávabarlang ismertetése

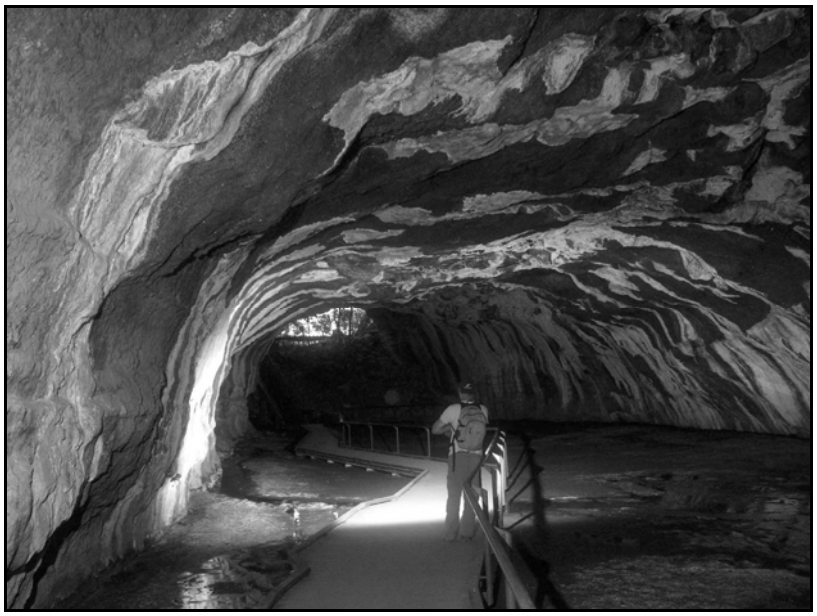
Az 1350 m hosszú Bayliss Cave nemcsak a nemzeti park, de egész Ausztrália leghosszabb lávabarlangja. A barlang magassága eléri
a 11 métert, szélessége pedig helyenként a 20 métert is meghaladja. A lávaalagút 1 km hosszan enyhén lejt majd innen a végpontig elkedik. A járat alját guánóval fedett vörös iszap borítja (*STEVENSON – ATKINSON* 1972). A falakon a szivárgó vízből kicsapódott másodlagos ásványok színes sávjai mutatkoznak. 5 – 6 cm hosszúságú lavasztalaktitok függenek a mennyezetről. A felszíni növényzet gyökerei behatolnak a barlangba és ott ún. "*harangköteleket*" alkotnak, hogy a barlang párás környezetéből nedvességhez jussanak. A barlang a hosszúszárnyú (Miniopterus) és patkosorrú (Rhinolophus) denevérek élőhelye. Számos különleges ízeltlábú faj is előkerült.

Külön érdekesség a barlang levegőjének magas széndioxid-tartalma, amely a bejárattól a végpontig fokozatosan növekszik. A normál érték 30-szorosát is mérték. A gáz eredete a barlang talajában történő biológiai bomlással magyarázható, feldúsulását pedig a fölöttébb csekély légmozgás okozza. Amennyiben a CO_2 koncentráció a 0,5% -t meghaladja a barlang nem látogatható (*JAMES 2010*).

A 905 m hosszú Barkers Cave talán a leglátványosabb barlangja a nemzeti parknak (*SHANNON* 1969). A bozóttal borított beszakadásos eredetű bejárat mögött a barlangfolyosó alját fonatos láva alkotja, amelynek

szélein árokszerű mélyedések és csatornák húzódnak (*3. kép*). A járat magassága helyenként több mint 13 méter. A lávaalgút néhol teljesen körszelvényű. A repedések mentén a felszíni növényzet gyökerei hatolnak a járatba. A barlang végső szakaszát víz borítja. A barlang a legfontosabb élőhelye öt denevérfajnak, köztük a hosszúszárnyú denevérek 200 000 egyedét regisztrálták.

A 220 m hosszú Road Cave a terület legrégebben ismert barlangja. A bejárat mögött fakadó időszakos forrás már az őslakosoknak és a régi idők utazóinak a vízellátására szolgált. A falakon mutatkozó lávarétegek jól

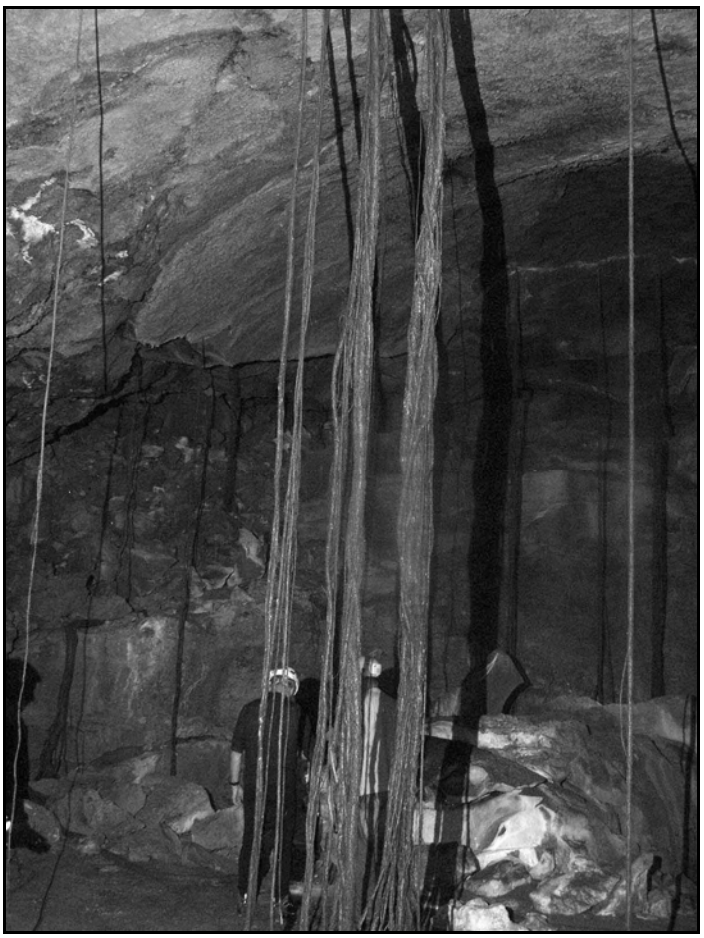


4. kép.: A Road Cave idegenforgalmi szakasza, háttérben a barlang beszakadásos eredetű bejárata. (Fotó: Szentes Gy.)
Picture 4: The show cave section of the Road Cave, in the background seems the collapse entrance. (Photo by G .Szentes)

jelzik a lávafolyam változásait a barlang aktív idejéből. A mennyezeten utólagos lávabefolyások nyomait lehet megfigyelni, amelyek a felette lévő lávató beszakadásain keresztül nyomultak az üregbe. A barlang a nagyközönség számára kiépített (*4. kép*), a bejárati szakadék levezető lépcsői mellet tolószéket leeresztő szerkezet is működik.

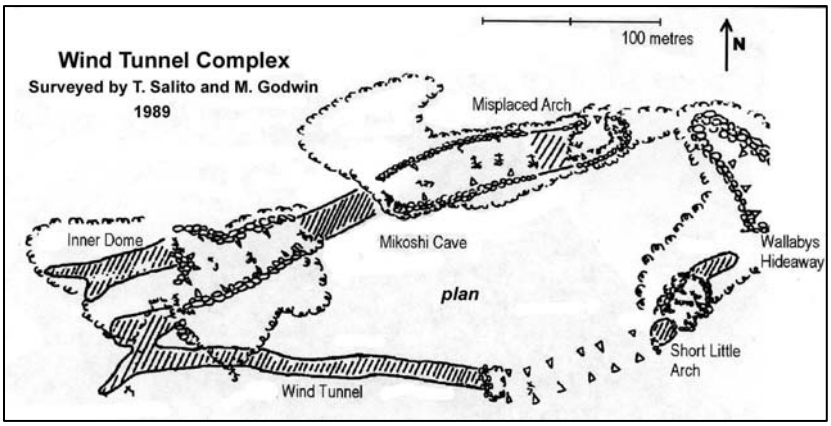
A mintegy 150 m hosszú Pinwills Cave 20 méter magas és 8 méter széles járata omladékos. Az omladékban található bejárata a lávaár folyásával szemben nyílik. Falait sárgásvöröses, fehér foltokkal tarkított mállási eredetű ásványkiválások borítják. A járatszintet borító omladék alatt fonatos lávaaljazat figyelhető meg (*STEPHENSON – GRIFFIN* 1976).

A barlang egy hatalmas omlással végződik ahol a felszíni növényzet gyökereinek tömege hatol a járatba (*5. kép*).



5. kép: A Pinwill Cave járatába a repedések mentén behatolnak a felszíni növényzet gyökerei. (Fotó: Szentes Gy.)
Picture 5.: The roots of the surface vegetation have broken through the ceiling in the Pinwill Cave (Photo by G .Szentes)

A Wind Tunnel Komplex *(3. ábra)* rövid barlangok, sziklaívek és szakadékok sora. Kelet felől a 20 m hosszú és ugyanolyan széles Misplaced Arch sziklaíven keresztül jutunk a rendszerbe.

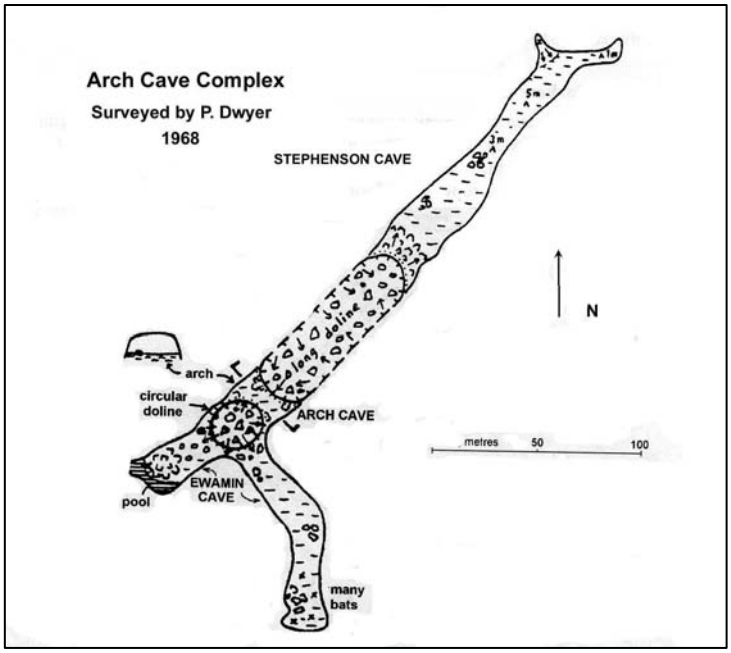


3.ábra: A Wind Tunnel Complex térképe (T. Salito és M. Godwin nyomán)
Fig.3.:: Survey of the Wind Tunnel Complex (after T. Salito and M. Godwin)

Ennek folytatásaként egy omladékos süllyedéken keresztül érjük el a 47 m hosszú 10 m magas és 14 m széles Mikoshi Cave alagútját. Falait látványosan színes ásványkiválások csíkozzák. A barlang mögött felhalmozott, bozótos omladékhegy túlsó oldalán fekszik az Inner Dome nevű sziklaív, e mellet nyílik a 230 m hosszú, 11 m széles és 8 m magas Wind Tunnel. Nevét a barlangban áramló erős huzatt miatt kapta (*ATKINSON - GRIFFIN - STEPHENSON* 1976). Mennyezetét málladékásványok vörös foltjai díszítik. A barlangtól keletre még egy kisebb sziklaív, a Short Little Arch található. E barlangokban is nagy számban élnek a patkósorrú és hosszúszárnyú denevérek.

Az Arch Cave Komplex szintén sziklaívek, szakadékok és kisebb barlangok sorozata *(4. ábra)*. A névadó 25 m széles és 11 m magas rövid Arch Cave egy koábbi nagyobb lávaalagút maradványa (*ATKINSON* 1990) (*6. kép*). Mögötte egy köralakú, sűrű erdővel borított beszakadás helyezkedik el. A beszakadás másik oldalán nyílik a 100 m hosszú Ewamin Cave, amelyet az esős évszakban másfél méter magas víz borít. Észak felé az Arch Cave egykori folytatását jelző beszakadás végén találjuk a 160 m hosszú, 20 m széles és 5 m magas Stephenson Cave járatát.

A 108 m hosszú 16 m széles és 10 m magas Taylor Cave bejáratától északra a barlang irányát követő hosszú és mély süllyedék húzódik. A barlang nem egy omlással végződik a süllyedék alatt, hanem kettéágazik és követi a süllyedék peremét. A barlangjáratok és a süllyedék viszonya azt



4. ábra: Az Arch Cave Komplex térképe (P. Dwyer nyomán)
Fig. 4.: Survey of the Arch Cave Complex (after P. Dwyer)

jelzi, hogy a berogyás az aktív lávafolyás idején történt.

Egy mély beszakadásból a Picnic Cave két irányban követhető. Az egykori lávafolyás irányába, lefelé egy 420 m hosszú, 22 m széles és 15 m magas folyosó halad. Ellenkező irányba, felfelé 45 m hosszan egy valamivel szűkebb lávaalagút húzódik.



6. kép: Az Arch Cave, háttérben a sűrű növényzettel borított köralakú beszakadás (Fotó: Szentes Gy.)
Picture 6.: The Arch Cave, in the background the heavily-vegetated circular collapse depression (Photo by G .Szentes)

Még említést érdemel egy beszakadás mögött nyíló Opera House 30 m hosszú, 10 m széles, 8 m magas lávafolyosója.

5. Összefoglalás

A szimpozium és az azt követő tanulmányutak során sikerült megismerni a világ egyik leghosszabb lávafolyásával kapcsolatos vulkáni tevékenységet és lávabarlang-képződést. A 160 km hosszú lávafolyás egyetlen eruptív központból indul és magába foglalja számos kisebb barlang mellett Ausztrália leghosszabb lávabarlangját. A barlangok képződésének kora százezer év feletti. Ennek ellenére sok helyen megfigyelhetők a jó megtartású eredeti lávalakzatok és lávafolyások. E formák alapján megállapítható a lávafolyások és a bennük keletkezett barlangok létrejöttének módja összehasonlítható a jelenleg is működő, fonatos lávát produkáló vulkánok − mint például Hawaii és Izland − lávafolyásaival és lávaüreg képződési jelenségeivel.

IRODALOM

ATKINSON, A. - GRIFFIN T.J, - STEPHENSON P.J. (1976): A major lava tube system from Undara Volcano, North Queensland. Bull. Volcanologique, 39(2) pp. 226-293.

ATKINSON, A. (1990): The Undara Lava Tube System and its caves. Helictite, 28(1) pp. 3-14.

ATKINSON, A. (2010): Undara Volcano, North Queensland, Australia and its Lava Field – Lava Caves, Depressions and The Wall – a Possible Lunar Analogue, Proceedings 14th International Symposium on Vulcanospeleology 2010, pp. 19-38

GRIFFIN, T.J. - McDOUGALL, I. (1975): Geochronology of the Cainozoic McBride Volcanic Province Northern Queensland. *J. Geol. Soc. Aust.,* 22(4), pp. 387-396.

*JAMES, J.M.(*2010): Air Quality Measurements in the Undara Lava Tubes Proceedings 14th International Symposium on Vulcanospeleology 2010, pp. 77-80

MATTHEWS, P.G. (1985): Australian Karst Index 1985. Aust. Speleo. Fed.: Melbourne, pp. 481.

PETERSON, D.W. - SWANSON, B.A. (1974): Observed formation of lava tubes during 1970- 1971 at Kilauea Volcano, Hawaii. Studies in Speleology, 2(6), pp. 209-224.

STEVENS, N.C. - ATKINSON, F.A. (1972): The Undara Lava Tubes, North Queensland, Australia. Proceedings of the International Symposium on Vul-

canospeleology and its Extraterrestrial Applications, White Salmon, Washington, USA, August 1972., pp. 58-63.
STEPHENSON, P.J. - GRIFFIN, T.J. (1976): Some long basaltic lava flows in North Queensland, Volcanism in Australia. Elsevier Scientific Pub. Co.: Amsterdam. pp. 41-5l.
SHANNON, D.C. (1969): Barkers Cave, Mount Surprise, Downunder 8(3) pp. 18-19

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 225-234.

ADATOK A SÁG-HEGYI VAS PÁL LYUKA NEVŰ BARLANG FÖLDRAJZI HELYÉHEZ

TARSOLY PÉTER

Nyugat-magyarországi Egyetem, Geoinformatikai Kar, Geomatikai Intézet,
8000, Székesfehérvár, Pirosalma u. 1-3., tp@geo.info.hu

Abstract: The Kemenesalja belongs to the 4430 cave cadastral region (Hungarian Cave Cadastre, see on page http://www.termeszetvedelem.hu/index.php?pg=sub_589). This region contains Kemenesalja, Kemeneshát and some parts of the Keszthelyi-mountains and the Bakony mountains. On the Kemenesalja we know only two caves:the Pet-mountain-cave near the Miskei Tuff ring and the Vasút-menti-cave near Nagysimonyi village. On the Ság-mountain of the basaltvolcanic origin is only one artificial hole, the Refuge of the Blasting Ones. Not exactly with a century before, the Vas Pál Hole was a famous cave on the Ság-mountain. The cave was destroyed in 1914 by a quarry. Using maps and some historical sources I could certify that the cave was on the south side of the mountain in the direction of Izsákfa, which means an interesting and not well known data about the geographical location of that cave.

1. Bevezetés

Kemenesalja! Erről a szóról sok minden eszünkbe juthat: Berzsenyi Dániel, szőlőművelés, tanúhegyek, Eötvös Loránd. De vajon a barlangok eszünkbe jutnak-e? Nem csoda, ha nem, hiszen az országnak nem olyan része, amelyet a köztudat kifejezetten a „*barlangos*" tájak közé sorolna. Pedig itt is vannak barlangok – ha nem is sok –, és volt köztük egy olyan is, amely máig sem teljesen tisztázott módon, de meghatározó volt az itt élő emberek életében. Feltételezhetően az egykoron a Ság-hegyen található Vas Pál lyuka nevű barlang volt a térség egyik legjelentősebb ürege, amely már a történelmi idők kezdetén is ismert volt, és egészen elpusztításáig a környéken élők ezt az üreget ismerték, használták, róla legendákat meséltek. A tanulmány megírásának célja volt, hogy választ találjak arra, hogy hol is volt valójában ez a barlang; megpróbáljam feltárni földrajzi helyét történelmi, földrajzi, irodalmi és térképészeti adatok alapján, továbbá, hogy lerántsam a leplet az igazságról és megtudjam mi igaz pontosan a barlanghoz fűződő legendák közül. Mielőtt az immár örökre elveszett barlang nyomába erednénk, ismerkedjünk meg röviden a kemenesaljai tájjal, az itt található hegyekkel és barlangokkal.

2. A Kemenesalja jellemzése

A Kemenesalja a Cser (25 kilométer hosszú, egységes kavicsplató Sárvártól Marcaltőig) lankáitól a Marcal árteréig terjed; hozzátartoznak a Marcal bal parti sávjában települt községek csakúgy, mint a nevezetes bazalt tanúhegyek és a szőlőhegyek is. A táj enyhén hullámos síkság, amelyet az Ős-Rába által lerakott kavicstakaróba vájtak a folyók. Az egykor jóval erőteljesebb Ős-Zala, illetve Marcal, valamint a kemenesaljai patakok, - Cinca, Kodó, Csikászó-patak, Mosó-árok - sok-sok évezred alatt meghatározták a táj képét. Kemenesalja talán leghíresebb felszíni alakzatai a vulkanikus szigethegyek, a táj központjában magasodó Ság-hegy, a szerényebb Kis-Somlyó, a kevéssé ismert, de szintén sok szépséget, érdekességet rejtő sitkei, gércei, vásárosmiskei, és kemenesmagasi bazalttufa-halmok.

A bazalthegyeket létrehozó vulkánosság kb. 5 millió éve volt aktív. A vulkáni működés előtt a térséget a Pannon-tenger borította. A kőzetolvadék tektonikus törések kereszteződésében létrejött magmacsatornákon ömlött a felszínre. A tűzhányó működésének első szakaszában vulkáni porból és törmelékből álló anyag (tufa) hullott az üledékes eredetű homokrétegre. A tűzhányó működésének második szakaszában a többszöri kitörés során láva ömlött, mely kemény, ellenálló bazalttá szilárdult. Ez a szél, víz, hőingadozás által lassan pusztított lávapajzs megvédte az alatta fekvő, lazább rétegeket. Míg alsóbb lankáin még az egykori pannóniai tenger homokos üledékeit találjuk, addig a lejtők felső részein a kiszórt vulkáni tufa, illetve a bazaltperem pusztulása során lesodródott kőzettörmelék borítja a felszínt (*VITÁLIS* 1911, *TOLNAI* 1997). A bazaltkúpok minden korban a térség meghatározó pontjai voltak, messze látszó magaslataik minden korban vonzották a környék lakosait. *LENGYEL PÁL* 1964-ben megjelent munkájában a következőket írja a Ság-hegyen talált régészeti leletekről: *„Az utolsó 50 évben a Sághegy bazaltsapkáját eltávolították, közben a fedőréteg lefejtésekor sok-sok régészeti lelet került elő. Amikor dr. Lázár Jenő a bazaltbányához került, gyűjtötte a leleteket és létrehozta magángyűjteményét, amelyet a szakirodalom Lázár-gyűjtemény néven emleget. Ez az anyag jelenleg a Magyar Nemzeti Múzeumban van."* Lázár gyűjtései bizonyították, hogy a Sághegyet és feltételezhetően a hegyen található barlangokat is már az újkőkor és a rézkor (Pécel-badeni kultúra) óta emberek lakták, de kerültek elő leletek a bronz- és vaskorból (bronzkori: halomsíros és urnamezős kultúra, vaskor: Halstatt-kultúra) is (*ORAVECZ–TARDY* 1989, *ILON et al*., 2006). A Sághegy déli oldalán lévő telepet (*ILON et al.,* 2006), amely a Vas Pál lyuka nevű barlang közelében lehetett, a későbbiekben feltehetően a kelta betörés pusztította el az i.e. 8. században (*LENGYEL* 1964).

A XX. században szomorú idők következtek bazalthegyeinkre, mert a fejlődő iparosodás, építkezés és útépítés által igényelt kőmennyiséget

nagyrészt az egymás után megnyitott bazaltbányák szolgáltatták. Alig maradt hegy a Balaton-felvidéktől Kemenes vidékéig, amelyet ne sebzett volna meg több-kevesebb mértékben a bányászat. Talán mind közül az egyik legnagyobb, de minden bizonnyal a legismertebb, azóta már felhagyott bánya a Ság-hegyen volt. Az évtizedeken át tartó intenzív bányászat folytán a hegy elveszítette eredeti alakját, tetejét hatalmas többszintes belső bányaudvar és meddőhányók szabdalták fel. Legmagasabb pontja ma 13 méterrel alacsonyabb az egykori tetőszintnél, de 279 m-es magasságával így is a térség legkiemelkedőbb hegycsúcsa maradt.

A Ság-hegyen folytatott bányászatról *LENGYEL* (1964) könyvéből tudhatunk meg további részleteket: *„… A hegy kőzettakarója még szinte érintetlenül megvolt. Tulajdonosai a vépi Erdődy grófok voltak, akiktől 1911-ben 50 évre bérbe vették a hegyet, majd létrejött a Sághegyi Bazaltbánya Rt. A szerződés értelmében 50 év eltelte után a bánya felszereléssel és épületekkel együtt visszakerült volna az Erdődyek kezére, akik aligha gondoltak arra, hogy erre az időre elfogy a Sághegy, hogy ekkor már a kráterből fogják szedni a bazaltot."*

Nem kerülte el a bányászat a kisebb testvért, a Kis-Somlyót sem, de ugyancsak kőfejtők működtek a sitkei Hercseg-hegyen, a gércei és miskei dombokon is. Ezek azonban jóval kisebbek voltak, nem okoztak olyan látványos tájrombolást, bár némelyikük egészen a közelmúltig használatban volt.

3. A Kemenesalja és a Ság-hegy barlangjai

A Kemenesalja a 4430-as barlangkataszteri körzetbe tartozik (Országos Barlangnyilvántartás, forrás: http://www.termeszetvedelem.hu), amely a Kemeneshát, Kemenesalja mellett magában foglalja a Keszthelyi-hegység és a Bakony egy részét is. A Kemenesalján eddig csak a Miskei-tufagyűrű Pet-hegyének bazalttufájában, és a nagysimonyi vasútállomás melletti homokkőben sikerült összesen két barlangot találni. A Pet-hegyi-barlang egy kisebb kőfejtő falában a peremmel párhuzamos törés mentén kialakult tektonikus barlang. A nagysimonyi Vasút-menti-barlang egy homokfejtés indította konzekvenciabarlang. Konzekvenciabarlang olyan módon keletkezik, ha egy mesterséges üreg (bánya, kazamata stb.) természetes módon, a feszültségkülönbségek kiegyenlítődése következtében szakadozik fel új üreget képezve (*ESZTERHÁS*, 2010).

A Ság-hegyen jelenleg egy mesterségesen kialakított, barlangnak tartott üreg található a központi bányaudvarban, a Robbantó-menedék, amelyet a bányászok készítettek a pergő kő elleni védelemül. Nem egészen egy

évszázaddal ezelőttig azonban, a Ság híres barlangja volt a Vas Pál lyuka (*MAGDA*, 1832) néven ismert félig természetes, félig mesterséges üreg. A barlang további előforduló nevei voltak még:

Vas Pál kapuja (*BREDETZKY*, 1804),
Vas Pál luka (*KIS* 1806/1845),
Vas Pálka Puja és Vas Pelka Puja (*BEUDANT*, 1822),
Sághiüreg (*VAS VÁRMEGYE KATASZTERI FELMÉRÉSE*, 1857),
Sághegyi-sziklaüreg (*KADIĆ*, 1953).

A fennmaradt nevek közül hitelesnek kell tekintenünk a *BREDETZKY* (1804), *KIS* (1806/1845), a *VAS VÁRMEGYE KATASZTERI FELMÉRÉSE* (1857), a *MAGDA* (1832) és a *KADIĆ* (1953) által említett neveket. *BEUDANT* 1822-ben írt munkájában hivatkozik *BREDETZKY* írására, és a barlang nevét hibásan átvéve Vas Pálka Pujának/Vas Pelka Pujának nevezi helytelen szótagolás eredményeképpen, tehát az általa használt nevet nem lehet autentikusnak tekinteni.

A barlangot 1804-ben *BREDETZKY SÁMUEL* említi először német nyelvű munkájában Vas Pál kapuja néven. Részletesen leírja a barlang belső terét, miszerint benne kőből készült ágy, asztal, padok voltak. *EDVI-ILLÉS PÁL* (1854) szerint a barlang egy hajdan itt rejtőzködő remetéről kapta a nevét. A szájhagyomány szerint a zsiványok tanyájaként számon tartott üreg a tatárjárás és a török betörések alatt a menekülőknek, később a kuruckorban pedig a bujdosóknak szolgált rejtekhelyül (*SZIKLAY, BOROVSZKY,* 1898). *ESZTERHÁS ISTVÁN* (*ESZTERHÁS* 1984, 2002) gyűjtéseiben olvasható, hogy *GYŰRŰSY DEZSŐ* celldömölki tanár szóbeli közlése szerint Vas Pál egy birtokos volt, aki a barlangba menekítette jobbágyait a tatárjárás idején. A hozzávetőlegesen rekonstruálható morfológiai és geológiai szituációkból úgy tűnik, hogy a barlang a szürke, pados elválású bazaltban valószínűleg tektonikus eredetű üreg volt (*ESZTERHÁS*, 1988). A barlang áldozatul esett az ipari fejlődésnek, 1914-ben fejtette le a Mittelmann – Lázár-féle kőfejtő (*DALA*, 1988). Pontos helye nem ismert, az biztos, hogy Celldömölk határában volt, vagy a Ság-hegy déli oldalában, vagy annak a tetején. Ennek a kérdésnek a tisztázására sikerült új adatokat fellelnem.

4. Adatok a Vas Pál Lyuka földrajzi helyéhez

Egy mára már elpusztult barlang után nyomozni nehéz feladat, én is csak véletlenül akadtam a nyomára. *KIS JÁNOS* (1806/1845) nemesdömölki

evangélikus lelkész életének emlékezéseit olvasva hallottam először erről a barlangról, és csak utána kezdtem el tudatosan kutatni a régi feljegyzésekben. Érdekesnek találtam, hogy a korábbi művek egyetlen helyen sem hivatkoztak *KIS JÁNOS* említett írására. Az igaz, hogy műve első kiadásban csak 1845-46-ban jelent meg, tehát jóval *BREDETZKY* és *BEUDANT* műve után, azonban könyvének a barlangra vonatkozó története 1806-ban játszódik, tehát mindössze két évvel *BREDETZKY SÁMUEL* munkájának megjelenése után. Az emlékezésből fontos információkat lehet kapni erről, hogy hol is lehetett ez a barlang valójában. *KIS JÁNOS* a barlangról a következőt írta: „*1806-ban, nemes-dömölki prédikátor koromban, felmentem néhány látogató győri barátimmal a Sághegye meredek oldalának fenső részén található azon üregbe, mely (mivel a monda szerint valamely Vas Pál nevezetű a törökök elől abban rejtezett el) Vas Pál lukának hivatik. A felmenés, ha vesződséggel járt is, nem rémített meg, de midőn az üregből láttam, mely veszedelmes legyen akár a meredélyek között a lemenés, akár a síkos és kopasz ösvényen a hegy tetejére mászás, akkor borzadás futotta végig testemet, s megfogadtam, hogy csak ekkor menekedhessem meg szerencsésen, sohasem fogom magamat oly veszedelemnek kitenni.*"

A fenti idézetből egyértelműen kitűnik, hogy a bejárat semmiképpen nem a hegy tetején nyílott, hanem a hegy oldalán, mégpedig feltételezhetően annak déli oldalán kellett lennie. Ennek a bizonyítására további adatok olvashatók *SMIDÉLIUSZ* (1932) és *LIPP* (1876) műveiben. *SMIDÉLIUSZ* (1932) a következőt írja: *„Lakásul használták a hegy barlangjait is, amelyeket a kőfejtések alkalmával pusztítottak el. Ezek közül az egyiket, talán a legnagyobbat a nép Vas Pál lyukának nevezte. Ez a barlang Izsákfa irányában* volt [Izsákfa a Ság-hegytől délkelet felé van – a szerző]*, és állítólag a tatárjárás idején a környék lakóinak búvóhelyéül szolgált."* Ezt említheti *LIPP VILMOS* is 1876-ban, amikor azt írja, hogy a Ság-hegyen *„ …még egy természetes barlang is létezik, melynek belsejében szintén neolitkori emlékek találtattak."* A barlang déli oldali elhelyezkedését alátámasztják *BERTALAN KÁROLY* barlangkutató 1938-ban a Bakonyról és 1958-ban a nemkarsztos barlangokról kiadott kataszteri munkái is. 1938-ban a következőket írta a barlangról: *„Vas Pál lyuka (Vas Pál kapuja) a Ság-hegy déli oldalában kráterszerű üreg bazaltban. Feltáratlan, áldozatul esett a kőfejtésnek. Vas Pál remete otthona volt."* 1958-ban megjelent művében szinte szó szerint ugyanezt írta: *„Vas Pál lyuka (Vas Pál kapuja) a Celldömölk melletti Ság-hegy déli oldalának csupasz bazaltsziklái között volt. Áldozatul esett a kőfejtésnek."*

EDVI-ILLÉSNEK a Vasárnapi Újság 1854. október 15-én a 33. számban megjelent írása ugyancsak a barlang déli oldali elhelyezkedését

támasztja alá, bár az kétségtelen, hogy helytelenül a Ság-hegy kőzetét gránitnak feltételezi: *„Vas megye keleti szélén, az u. n. kemenesi dombláncz aljának rónaságán, emelkedik a Ság hegye, mint valami széles karimáju rövid púpu kalap. A karima körös-körül be van ültetve szőlőtőkkel; még alább szántóföldek és gyümölcsfák szegélyezik a gyepü belső mellékeit. A hegynek tulajdonos urasága nagyobb részint gróf Erdődi Kajetán, ki huzza a bordézmát évenként; a hegység déli része pedig, a nemes hegy, szabad birtoka a tulajdonosoknak… A hegy dereka merőn felnyulva, gránitkövekből van alkotva, mint azokat a déli oldal felől csupasz kő sziklákban láthatni is. E sziklák üregében van egy barlang, melly egy itt hajdan rejtezett remetének nevéről Vas Pál lyukja czimet visel. A tetőről, ide, mint nyaktörő mélységre vakmerőn lebocsátkozni, és a látogatóknak bent irt neveiket ujakkal szaporitani: az e hegyre felhágó ifjak el nem mulasztják.”*

Megvizsgálva a 19. században készült katonai felmérések térképeit, továbbá az 1850-es években készített kataszteri felmérés szelvényeit további érdekes megfigyeléseket lehet tenni.

Hadászati célokból és Magyarország területének jobb megismerése céljából a 18. és 19. században három katonai felmérést is végeztek. Az elsőt 1780 és 1784 között, a másodikat 1806 és 1869 között, a harmadikat pedig 1869 és 1887 között. Megvizsgálva a II. és III. katonai felmérések térképeit (*1. ábra*), amelyek abban a korban készültek, amikor a Ság-hegyi barlang első leírásait közreadták, megállapítható, hogy a barlang egyik térképen sem volt feltüntetve.



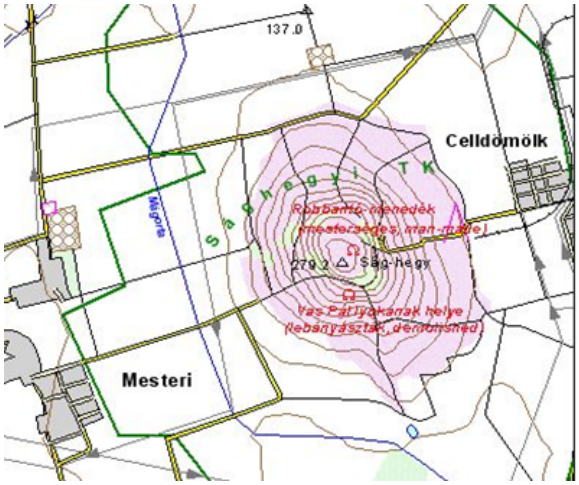
1. ábra A Ság-hegy a II. és III. katonai felmérés térképén (forrás: www.arcanum.hu, www.lazarus.elte.hu)
Fig. 1. The Ság-mountain on the maps of the II. and III. military survey

Magyarország kataszteri felmérése és térképezése 1856-ban kezdődött. Az állandó kataszternek nevezett munkát a történelmi Vas vármegyében 1857-58-ban készítették. A részletes térképen jelölték a határvonalakat, dűlőneveket, telkeket, parcellaszámokat és utakat, továbbá a parcellákba írva a tulajdonosok neveit. Egy településhez több, 258 x 326 mm-es szelvény tartozott, amelyeket a kihajtást lehetővé tevő vászoncsíkokkal összeragasztottak, beosztásukat áttekintő lapon rögzítették. Minden térképet – melyek méretaránya 1:2880-as, fontosabb területek ábrázolásánál 1:1440-es vagy 1:720-as volt – hátlapjukon hitelesítő záradékkal és aláírással láttak el. A Ság hegyet tartalmazó szelvény felírása a bal felső sarokban a szelvényeket azonosítja: XX. 36 ac – bc. A középen lévő megírás közigazgatási adatokat tartalmaz: „*SÁGH mezőváros, Magyarországban Vas megye, Adóhivatal Kis Czell, 1857*”. Alsó szélén megírásban a készítők neve látszik: „*Szerkesztette másodosztályú segéd Neiser Hilar, bejárta és felvette negyedosztályú mérnök Rivapit Sepold*”. A hegy déli oldalát megvizsgálva érdekes jelre lehetünk figyelmesek; a hegytető alatt mintha egy oldalnézetes barlangbejárat szimbóluma látszódna (*2. ábra*). A képszerű jelekkel való ábrázolás nem ritka ezeken a kataszteri szelvényeken, például az erdős területeken igényesen kidolgozott lombhullató fákkal jelölték a fákkal való borítottságot. A barlangszerű jelkulcs alatt lévő felirat alig olvasható, belőle szinte csak egyes betűk azonosíthatók. Hosszas szemlélés után sikerült csak a felirat lehetséges értelmét megfejteni: Sághiüreg. A Sághiüreg szó lényegében azonosnak tekinthető a 20. századra fennmaradt egyik elnevezéssel, a Sághegyi-sziklaüreggel (*KADIĆ* 1953, *KORDOS*, 1984). Amennyiben jól sikerült a jelkulcsot és a feliratot értelmezni, úgy térképi bizonyítást is nyert az irodalmi forrásokkal alátámasztott megállapítás, hogy a Vas Pál lyukának nevezett barlang valóban a Ság-hegy déli oldalában volt, és nem pedig annak fennsíkszerű tetején.



2. ábra A Sághiüreg jelkulcsi jelölése a Ság-hegy 1857-ben készített kataszteri szelvényén, a bejárat pirossal bekarikázva (forrás: Arcanum Adatbázis Kft.: Vas megye az első kataszteri felmérés térképein 1856 – 1860)
Fig.2. The symbol of the Sághiüreg on the cadastral map from 1857(source: (forrás: Arcanum Adatbázis Kft.: Vas megye az első kataszteri felmérés térképein 1856 – 1860)

A Kemenesalja barlangjainak kutatásával a Vulkánszpeleológiai Kollektíva foglalkozott, és 2002-ben kiadott összefoglaló tanulmányukban ESZTERHÁS ISTVÁN a barlang bejáratát a Ság déli oldalára jelölte (*3. ábra*), amely az akkori ismereteink, és a most bemutatott újabb történelmi források adatai szerint is az egykori barlang feltételezhető legvalószínűbb helye lehet.



3. ábra A Vas Pál lyukának feltételezett helye (forrás: http://geogr.elte.hu/nonkarstic)
Fig.3. The hypotethetical location of the Vas Pál Hole (source: http://geogr.elte.hu/nonkarstic)

5. Összefoglalás

A Kemenesalja lakóinak életében évszázadokon keresztül meghatározó szerepet játszott a Ság-hegyen található Vas Pál lyuka nevű barlang, melyben a legenda szerint a tatárjárás, a török dúlás és a Rákóczi-szabadságharc alatt emberek bujkáltak. A barlangot a forrásművek többféle néven említik (Vas Pál kapuja, Vas Pál luka, Sághiüreg, Sághegyi-sziklaüreg), ezek közül egyedül a *BEUDANT* 1822-ben megjelent művében használt nevet (Vas Pálka Puja és Vas Pelka Puja) nem tekinthetjük hitelesnek. A barlang áldozatul esett az ipari fejlődésnek, 1914-ben fejtette le a Mittelmann – Lázár-féle kőfejtő (DALA, 1988). Pontos helyének a megállapítására sikerült új történelmi, irodalmi, régészeti, földrajzi és térképészeti adatokat fellelnem.

A barlangot először *BREDETZKY* említi 1804-ben, ám fekvésére nézve semmilyen támpontot nem ad. *KIS* (1806/1845-46), *EDVI-ILLÉS* (1854), *LIPP* (1876), *SMIDÉLIUSZ* (1932) és *BERTALAN* (1938,1958) műveit olvasva irodalmi, történelmi és régészeti források alapján sikerült bizo-

nyítani, hogy a barlang a Ság-hegy délkeleti oldalán Izsákfa irányában helyezkedett el. A barlang ugyan nem szerepel sem az első, sem pedig a második katonai felmérés térképén, ám megjelenik a Vas vármegye kataszteri felmérése során a Ság-hegyről készített, 1:2880-as méretarányú kataszteri szelvényen (1857). A barlangot egy oldalnézetes barlangbejárat szimbólum jelöli a hegy délkeleti oldalán, alatta pedig a Sághiüreg kifejezés olvasható, amely lényegében azonosnak tekinthető a 20. századra fennmaradt egyik elnevezéssel, a Sághegyi-sziklaüreggel (*KADIĆ* 1953, *KORDOS*, 1984). A fent bemutatott térképészeti és írott forrásművek alapján sikerült tehát bizonyítanom, hogy a barlang a Ság-hegy délkeleti oldalán feküdt, és ha nem pusztítja el a kőbányászat, akkor mind a mai napig létezne, és egyik országosan is ismert barlangunk lehetne.

IRODALOM

BERTALAN K. (1938): A Bakony-hegység barlangjai. – Turisták Lapja, 50. (4), Budapest, pp. 208.

BERTALAN K. (1958): Magyarország nem karszto eredetű barlangjai. – Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató, Budapest, p. 13-21.

BEUDANT F. S.(1822): Voyage minérologique and géologique en Hongrie. – Párizs, (II. köt.), pp. 446-447.

BREDETZKY S. (1804): Beytrage zur Topographie des Königreichs Ungarn. – Wien, III. köt. 230 p.

DALA J. (1988): A Ság-hegy alakváltozásai - Búvár (6. szám), Budapest, 47 p.

EDVI-ILLÉS P. (1854): Helynevek magyarázója. – Vasárnapi Újság (I. évf.), Budapest, 282. p, (http://epa.oszk.hu/00000/00030/00033/ - 2011.10.12.)

ESZTERHÁS I. (1984): Lista a Bakony barlangjairól – Folia historico-naturalis Bakonyiensis, Zirc pp. 13-30 (csak felsorolásban)

ESZTERHÁS I.(1988): Magyarországi bazaltbarlangok kutatásának eredményei – Karszt és Barlang I. füzet Bp. pp.15-20

ESZTERHÁS I. (2002): A Kemenesalja barlangjai - Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében az MKBT és a BI adattárában, Budapest, pp. 237-244.

ESZTERHÁS I. (2010): Nemkarsztos barlangok genotípusai – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva 2010-es Évkönyvéből a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, valamint a V.M. Földtani és Barlangtani Osztályának adattárában, Budapest, pp. 33-49.

ILON G., SÜMEGI P., BODOR E.(2006): A Ság-hegy környékének története a régészeti adatok és a környezetrégészeti vizsgálat tükrében. – Zalai Múzeum 15, Zalaegerszeg, pp. 295-315
KIS J. (1806/1845-46): Kis János superintendens emlékezései életéből – In:Berzsenyi Dániel művei, Kis János emlékezései (1985), Szépirodalmi Könyvkiadó, Budapest, pp. 857-858.
KADIĆ O. (1953): A Kárpáti-medence barlangjai. Magyarország, Csehszlovákia, Románia területén előforduló barlangok ismertetése. – Kézirat. MÁFI Térképtár. Ad., 1575: I-II. 1-868. l.
KORDOS L. (1984): Magyarország barlangjai. – Gondolat Kiadó, Budapest, 362 p.
LENGYEL P.(1964): A sághegyi őstelep – Celldömölki Községi Tanács, Szombathely, pp. 19, 37, 101
LIPP V.(1876): A történelem előtti kor Vas megyében, Vas megyei Régészeti Egylet Évi Jelentése, pp. 66-84.
MAGDA P. (1832): Neueste statistisch-geographische Beschreibung des Königreichs Ungarn, Croatien, Slavonien und der ungarischen Militär-Grenze, Leipzig, Weygand'sche Buchhandlung, 278 p.
ORAVECZ J.,TARDY J.(1989): Földtani tanösvény a Ság-hegyen - Élet és Tudomány (20. szám), Budapest, pp. 626-628
SMIDÉLIUSZ B. (1932): Kemenesalja lakói a régmúltban és most – Kemenesalja, XXVIII. évfolyam, 23. szám
SZIKLA J., BOROVSZKY S. (1898): Magyarország vármegyéi és városai – Vasvármegye, Bp. pp. 17-18
TOLNAI K. (1997)(szerk.): Sághegyi Tájvédelmi Körzet, Sarród, Fertő-Hanság Nemzeti Park Igazgatóság
VITÁLIS I. (1911): A balatonvidéki bazaltok - In: Lóczy Lajos (szerk): A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei (I. kötet, 2. rész), Budapest, p.47

KARSZTFEJLŐDÉS XVII.
Szombathely, 2012. pp. 235-248.

KÖZÉPKORI BARLANGMONOSTOROK MAGYARORSZÁGON

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság út 157.
eszterhas.istvan@gmail.com

Abstract: *The Author gives a presentation and comparation of the mediaeval monasteries in Hungary, which were created in caves and artificial cavities. In Hungary, according to our present knowledge are three groups of cavities, which were used as underground monasteries. These are the Monk-Dwellings in Tihany, the Hermit Caves in Nagymaros and Hermit Caves in Szentkút. The three location are quite a distant from each other, however their appearence and history are very similar. They were built e.g. carved in the hillsides along one line and their entrances are very closed to each other. These smaller monasteries were composed of chapels, refectoriums, living-cells, stores and workshops. They were supervised by the adjacent higher Church authority. They legal activity was limited between the 10th and 14th century. After that period only few eremites and zealous belivers continoued their life in these cavities. Recently these remains are relatively demolised and ruined. A legal protection tries to secure their conservation.*

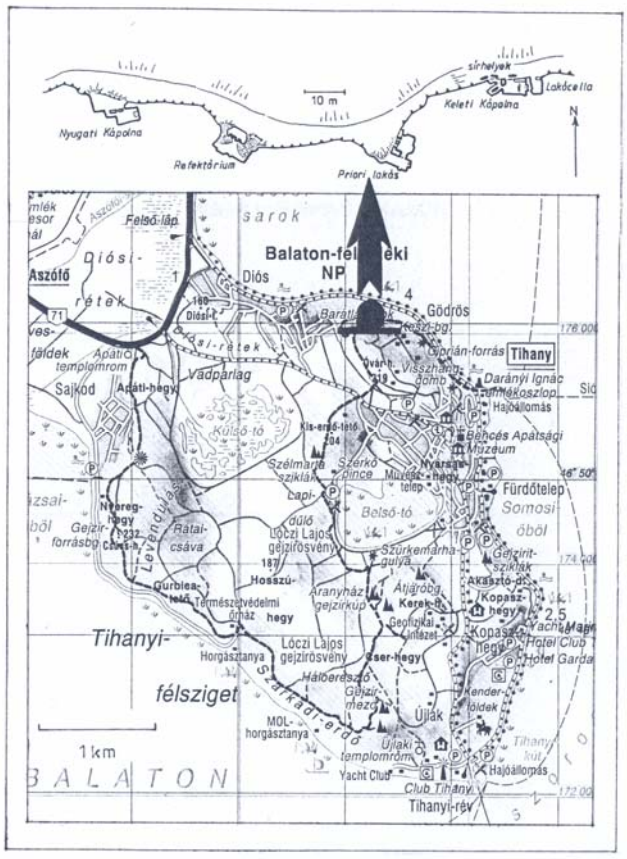
1. Bevezetés

A barlangok és az emberek kapcsolata régóta létezik és ismert. A barlangok sötétje, vagy félhomálya titokzatosságot, sejtelmességet, görög eredetű szóval misztikusságot ad az üregeknek. A misztika szó azonban nem csak titokzatosságot jelent, hanem jelenti a természetfelettiekkel való kapcsolatteremtést is. Ami persze tele van titokzatossággal, hisz csak a beavatottak sejtelmes tevékenységén keresztül valósul meg. Tehát, a barlangi miliő és a vallásgyakorlat kapcsolata úgy a valóságban, mint az ezt tükröző etimológiában is megjelenik.

Vallásgyakorlatok a barlangokban már ősidők óta voltak. Külföldi leletek alapján ismerünk őskorból származó barlangi szertartáshelyeket. A barlangi temetkezésre és az ezekkel összefüggő szertartásokra szép számmal vannak példák mind a külföldi, mind a hazai barlangokban. Ha a vallásgyakorlatok számára nem találtak megfelelő természetes barlangot, akkor vájtak ilyeneket, vagy átalakították a meglévőket. A Föld szinte valamennyi vidékén, Ázsiától Európán át Amerikáig ismertek a különböző korokból származó, más és más vallási közösségek által kialakított földalatti szentélyek (*KUSCH* 1993). Elég, ha csak az egyiptomi sziklatemplomokra, a tízezer Buddha-szobráról híres kínai Longman-barlangra, vagy a kisázsiai Kappadóciai-templomegyüttesre utalok.

Magyarországon is ismerünk vallási szertartások számára berendezett természetes barlangokat, illetve kivésett sziklaszentélyeket. Bár ezek sem kiterjedésük, sem látványosságuk miatt nem jelentenek világszenzációt. Többségük viszonylag elhanyagolt állapotban van. Megbízható feljegyzések, vagy régészeti leletek híján néhányukról még annak a megállapítása is kétséges, hogy egyáltalán vallásgyakorlati helyek voltak-e. Magyarországon mintegy 15 kultikus barlangot és mesterséges üreget tartunk számon. Ezek között három keresztény barlangmonostort ismerünk, melyek kisebb vallási közösségeknek voltak szakrális helyei és egyben lakhelyei is. Ezeket mutatjuk be alább.

2.1. Tihanyi-barátlakások



1. ábra: A Tihanyi-barátlakások térképe
Fig. 1: Survey of the Monk-Dwellings in the Tihanyi Peninsula

A Tihanyi-félszigeten levő Óvár-tető északi letörését nevezik Oroszkőnek. Ebben találhatók a Barátlakásoknak mondott üregek (*1. ábra*). Készítésük idejéről nincs pontos adatunk. Van olyan utalás, miszerint Rasztiszláv morva fejedelem (846-870) által behívott szerzetesek létesítették és Metód 869-es látogatása idején már pezsgő egyházi élettel találkozott itt. *RÓMER* Flóris (1868) és *ERDÉLYI* László (1908) úgy vélte, hogy az 1055-ben I. Endre által kiadott Tihanyi alapítólevélben említett „*Petra*" azonos a Barátlakásokkal. „*Est in eodem lacu locus qui vocatur Petra cum ceteris inibi pertinens.*" (magyarul: Ugyanabban a tóban van egy Petra nevű hely, amely a többiekkel együtt ide tartozik.). A „*petra*", illetve „*petro*" szavak az ógörög „*petros*" szóból származnak és követ, valamint a kővel való összefüggést jelentenek. Nem véletlen, hogy egy a ma Jordániában található ókori várost, melyet kősziklából faragtak ki, Petra-'nak neveznek. Rómer és Erdélyi valószínűsíti, hogy I. Endre király orosz származású felesége kívánságára hívta be azokat a görögkeleti szerzeteseket, akik a telepet létesítették. A Barátlakások készítésének kezdetéről nincs ugyan biztos adatunk, de azt tudjuk, hogy az ottani egyházi élet III. Béla király (1172-1196) idejében már létezett, hisz Uzsoki Endre régészeti feltárása során 1984-ben egyik lakócella sírgödrében az eltemetett személy maradványai mellet egy III. Béla király által kiadott rézpézt talált. Egészen biztos viszont csak az, hogy II. Endre 1211-ben keltezett birtokösszeíró levele a tihanyi Szent Kelemen bazilikán kívül megemlíti a Szent Miklós oroszkői egyházat is („*ecclesia Beati Nicholai de Horozcueh*"). Az 1211-es birtokösszeíró levelet követő okiratok 1339-ig folyamatosan említik a tihanyi Szent Miklós monostor életét, felsorolják jó néhány a közösséget vezető prior nevét, aztán megszűnnek az ismertetések. A jelenleg Barátlakásoknak nevezett monostort görögkeleti szerzetesek tartották fenn a bencés rend felügyelete alatt (*MEDNYÁNSZKY* 2009). Ezt IV. Kelemen pápa 1267-es I. és II. bullája is megerősítette, aki oltalmába fogadta a tihanyi bencés monostort és annak fiókjaként az oroszkői remeteséget (*DORNYAY* 1942, *UZSOKI* 1984). Az 1390-ben keltezett, Szent László-féle összeírás már nem említette Orosz-kő lakottságát.



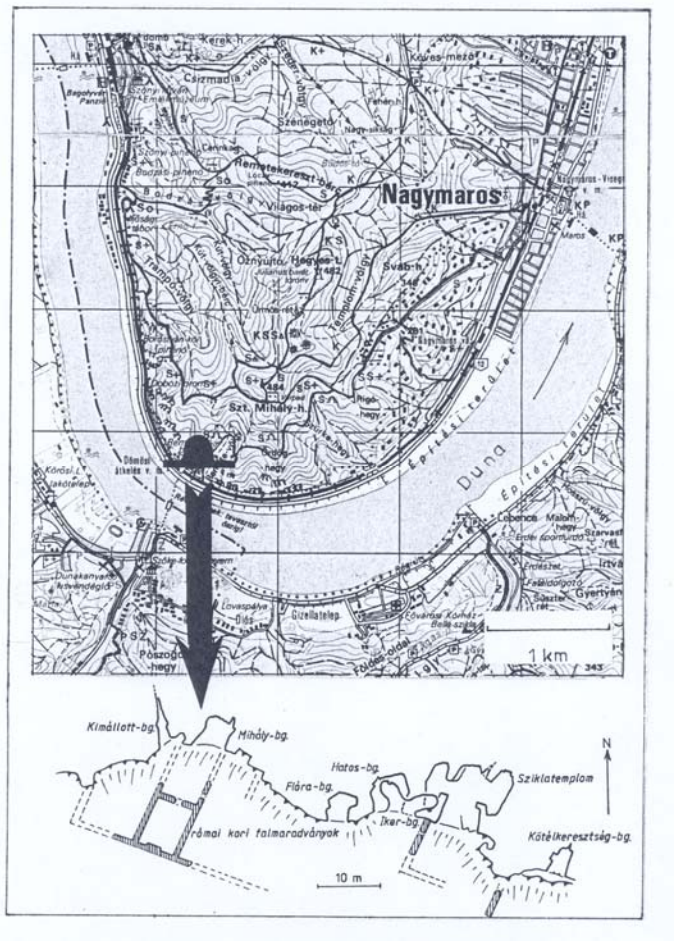
1. kép: Joseph Fischer festménye a Tihanyi-barátlakások Nyugati Kápolnájáról az 1810-es sziklaomlást követően
Picture 1: The Western Chapel of the Monk-Dwellings in the Tihanyi Peninsula after the 1810 rock slide on a painting by Joseph Fischer

Azt kell valószínűsítenünk, hogy 1339 és 1390 között volt egy nagy suvadásos sziklaomlás, ami megszüntette itt a monostori életet. A hegyomlások többször is megismétlődtek, úgymint 1810 körül (*1. kép*), aztán 1859-ben, majd 1952-ben. Ilyenkor néhány az egykori monostorhoz tarozó üreg is megsemmisült. Jelenleg öt bazalttufába faragott üreg az, melyekről bizton állíthatjuk, hogy a monostorhoz tarozott (*CSEMEGI* 1944-48, *ESZTERHÁS* 1987, 2004, *FÜSSY* 1900, *SÖRÖS* 1911). Két további üreg, a Leánylakások ezektől kb. 250 méterrel távolabb vannak és valószínűleg fiatalabbak is. Nem tudjuk, eredetileg hány üreg alkotta a monostort, de *BÉL* 1737-es írásában még 10 szerepel. *RÓMER* 1868-ban még mennyezetig érő előfalakkal ábrázolta a cellákat, de még *CHOLNOKY* 1932-es térképén is szerepelnek olyan kivájt előterek, melyek a 2000-es évek elejére már leomlottak. A becses történelmi emlékű üregeket nem csak a sziklaomlások, hanem sajnos a felelőtlen emberek is pusztítják. Már 1856-ban *EITELBERGER* bécsi régészprofesszor is felháborodással említette a szándékos rombolásokat, melyek azóta sem szűntek meg. A 2000-es évek végére befejeződtek a Barátlakásokat felújító munkák, így ma már az érdeklődő közönség ismeretterjesztő táblák útmutatása alapján szemlélheti a nagy műgonddal helyreállított vallástörténeti emlékhelyet (*2. kép*).



2. kép: A Tihanyi-barátlakások lakócellája és mellette a Keleti Kápolna
Picture 2: A living quarter and the adjacent Eastern Chapel of the Monk- Dwellings in the Tihanyi Peninsula

A ma is látható üregek közül kettő kápolna volt. Az egyik, az ún. Nyugati Kápolna előtere az 1810-es sziklaomlásban torzult, a szentélye azonban ép maradt. Benne faragott oltár és fölötte festett vakolatnyomok látszanak. A másikat, a Keleti Kápolnát pedig sírgödrök veszik körül, bár ezeket a helyreállítás során természetesen befedték. Mindkettőnek keleti tájolása van. Aztán egy nagyobb, az 1943-as ásatás során feltárt helyiség lehetett a refektórium. A szintén nagyobb, többhelyiséges üreget tartjuk a priori rezidenciának A keleti szélen egy kisebb fülke pedig valószínűleg lakócella volt. Régészeti ásatások (*DORNYAY* 1942, *UZSOKI* 1984) csontvázas sírgödröket tártak fel, aztán előkerültek használati tárgyak maradványai (mozsár, cseréptöredék, üvegtöredék, csontsíp stb.) és sok bodzamag, valamint összegyűjtött kecskekörmök (Congeria ungula caprae), továbbá a már említett, III. Béla korabeli rézpénz (szkifátusz).



2. ábra: A Nagymarosi-remetebarlangok térképe
Fig. 2: Survey of the Hermit Caves near the village of Nagymaros

2.2. Nagymarosi-remetebarlangok

A Dunakanyarban, Nagymaros fölött emelkedik a Szent Mihály-hegy. Ennek meredek, Dunára néző oldalában találjuk a Remetebarlangoknak nevezett üregcsoportot (*2. ábra*). Ezek az üregek részben természetes barlangok, részben pedig véséssel továbbalakított természetes üregek. A barlangok átalakítását nagy valószínűséggel a római korban kezdhették el. Ekkor az üregek elé kőből rakott erődítményt is építettek, melynek romjai még ma is fellelhetők. A római jelenlétet Zolnay László régészeti ásatásai is megerősítették (*MEDNYÁNSZKY* 2009). A barlangok monostorként való használatá-

nak és átalakításának kezdete ez esetben is bizonytalan. Amit tudunk az az, hogy I. Endre 1053-ban bazilita monostort alapított Visegrádon, aztán Álmos herceg, Könyves Kálmán testvére 1101-ben a remeteséget elfogadó bencések lakta prépostságot hozott létre Dömösön, kik a szemben levő hegyoldalon remetetelepet létesítettek (*3. kép*). *KOLACSKOVSZKY* Lajos 1938-ban így írt: *„Csaknem egyidejűleg a zebegényi harcvonal új szerzetesekkel erősödött. Ezek a Szent Benedek szigorított szabályai szerint éltek, s a vadonerdőség magányát mindenkor elébbhelyezték a kolostori társas életnek. Közönségesen Olivetánusoknak nevezték őket (a sienai Oliveti-hegyen alapított első rendházról). A Szent Mihály-hegy Dömös felé fordult oldalán remetéskedtek, s az ottani barlangok mélyén emelkedett lélekkel osztották meg fekhelyüket az erdő vadállataival …”* A dömösiek szerint még az 1800-as években is élt „istenes ember” a barlangokban, kinek mondába foglalt szamara önállóan hordta fel a vizet a Dunáról (*ESZTERHÁS* 1999, *KOLACSKOVSZKY* 1938, *PÁPA* 1943) – de ezt sem *RÓMER* Flóris 1868-as vizsgálatai, sem *PESTHY* Frigyes (1875) helynévtára nem erősíti meg.



3. kép: A Nagymarosi-remetebarlangok csoportja
Picture 3: Number the Hermit Caves near the village of Nagymaros

A Szent Mihály-hegy 220-230 m-es magasságában, egy csoportban 10 barlang van (nyugatról kelet felé: Nyugati-barlang, Kimállott-barlang, Mihály-barlang, Flóra-barlang, Felső-barlang, Hatos-barlang, Iker-barlang,

Sziklatemplom, Kötélkeresztség-barlang és a Keleti-barlang). A középső öt barlangban látszanak az átalakítás, a bővítés nyomai (öblök, fülkék, lyukak). Ezek közül is leginkább a Sziklatemplomban (*4. kép*), melyben a főhajót egyenes falúra, mennyezetét pedig boltívesre faragták, a két oldalhajó valószínűleg teljesen mesterséges. A jobb oldali hajó végében levő fülkében régi falfestmény nyomai tűnnek elő a jelenkori firkálások alól. A Mihály-barlang mérete után akár közösségi helyiség is lehetett, a többiek pedig lakócellák, raktárak, de funkcióikat nem lehet biztosan megállapítani.

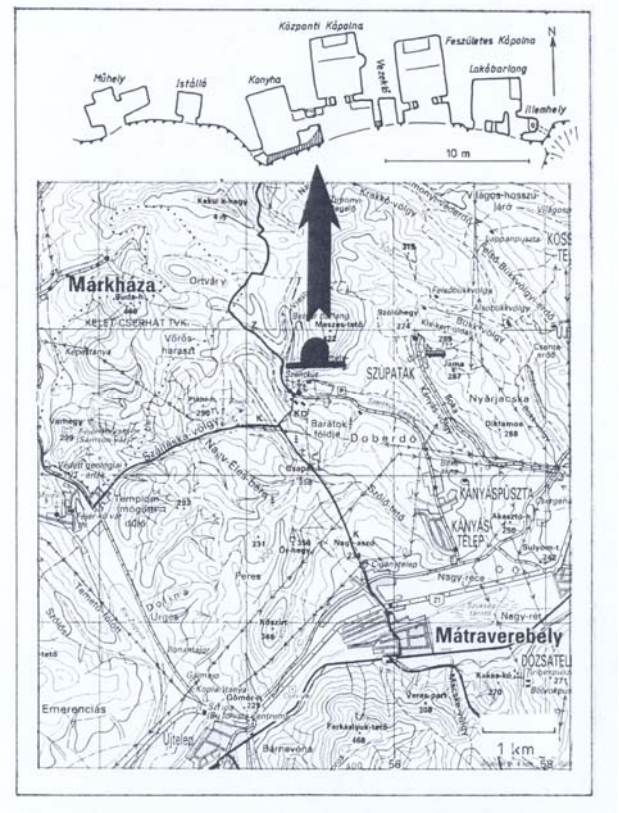


4. kép: Kilátás a Nagymarosi Sziklatemplomból
Picture 4: Lookout from the Rock Temple near the village of Nagymaros

2.3. Szentkúti-remetebarlangok

Mátraverebély nyugati határában, a Meszes-tető aljában van a csodatevőnek vélt forrása miatt híres búcsújáró hellyé vált különálló településrész, Szentkút. A Meszes-tető déli oldalában található az a mesterségesen kialakított üregcsoport, melyet ma Szentkúti-remetebarlangoknak neveznek, de korábban ezek is egy kisebb monostort, ún. cönobiumot alkottak (*3. ábra*). Geomorfológiai vizsgálatok szerint, nagyon valószínű, hogy természetes barlang is volt a hegyoldal e részén. A márgás, agyagos homokkőből álló sziklaletörésben az eltérő kötöttségű rétegek között kisebb-nagyobb deflációs mélyedéseket mart a szél. E hosszanti szélmarásos mélyedések alakulására éppen a mai Remetebarlangok helyén volt a legalkalmasabb lehetőség. A feltételezhetően létező nagyobb sziklaereszeket bővítették, alakították át a kultikus céloknak megfelelően. Az üregek kialakításának kezdete szintén a

múlt homályába merül (*MEDNYÁNSZKY* 2009, *ROZNIK* 1948). Az első konkrét adat csak 1757-ből ismert, mely szerint egy Bellagh Antal nevű szerzetes társaival helyreállította a barlangépítményeket (*DAMÓ* 1998). Tehát, azok már nyilván korábban is léteztek, de ez időre felújításra szorultak. A korábbi időkből csak a Szentkúti-barlangmonostorral érintőlegesen összefüggésbe hozható adatokról tudunk. Ilyenek az, hogy 1134-ben II. (Vak) Béla bencés kolostort alapított a közeli Pásztón, aztán a helyi birtokos család sarja, Vereb (-élyi) Imre 1231-ben saját birtokukon remeteéletet vállalt, az 1500 években a remeték rejtegették a feldúlt verebélyi templom oltárképét, 1604-ben a remeték temették el a hajdúk hadjárata után maradt rengeteg halottat (*DAMÓ* 1998). A monostor utolsó „*hivatásos remetéje*", Dobáth Jozafát 1767-ben halt meg és a szentkúti kegyhely templomában temették el. Ezt követően azonban még a 20. század derekáig mindig akadt egy-két vállalkozó szellemű férfi, aki a Meszes-tetői remeteséget választotta.



3. ábra: A Szentkúti-remetebarlangok térképe
Fig. 3: Survey of the Hermit Caves in the Pilgrim Place Szentkút



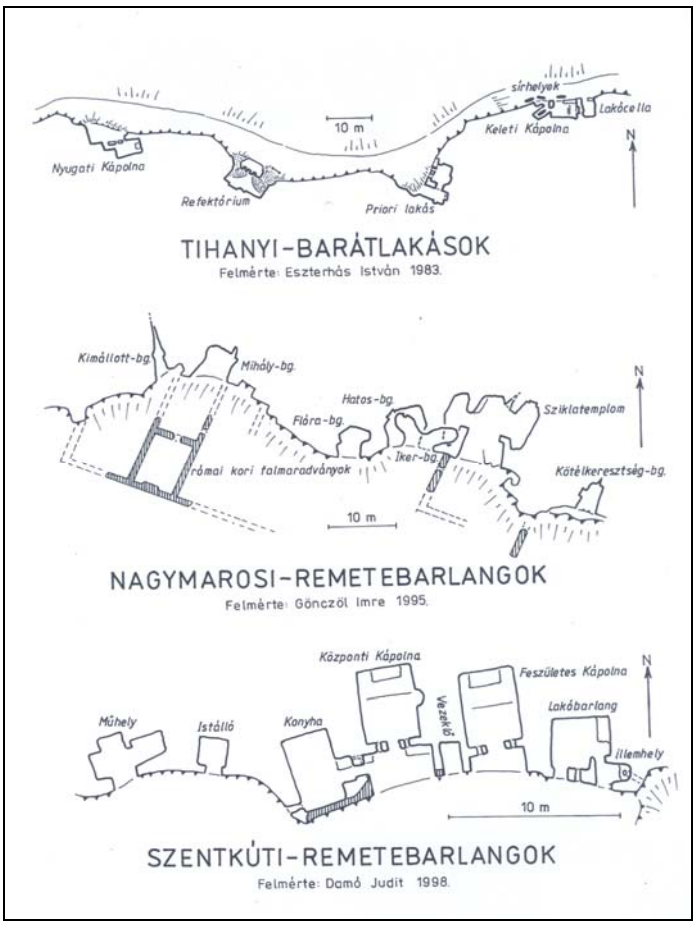
5. kép: A Szentkúti-remetebarlangok Központi Kápolnájának bejárata
Picture 5: Entrance to the Central Chapel of the Hermit Caves in the Pilgrim Place Szentkút



6. kép: A Szentkúti-remetebarlangok „kővécéje"
Picture 6: The „stone lavatory" of the Hermit Caves in the Pilgrim Place Szentkút

A Szentkúti-remetebarlangok együttese ma hét üregből áll. Nyugatról kelet felé: a Műhely, az Istálló, a közös előtérből nyíló Konyha és Központi Kápolna (*5. kép*), a Vezeklő (korábban lehet, hogy Ikonosztáz), a Feszületes Kápolna és a Lakóbarlang az illemhellyel (*6. kép*). A két első üreg igénytelen, ablaktalan cella, a többiek magasfokú technikai tudással és kifinomult esztétikai érzékkel kifaragott helyiségek. Sajnos a kultúrálatlan látogatók névbekarcolásai szinte minden falfelületet beborítanak az oltár feszületétől az illemhely ülőkéjéig. 1996-ban részlegesen renoválták ezt az egyháztörténetileg nevezetes helyet.

3. Összehasonlítás



4. ábra: A három barlangmonostor térképének összehasonlítása
Fig. 4: Comparison of the surveys of the three cave-monasteries

A három magyarországi középkori barlangmonostor elhelyezkedésében, formájában és történelmében is hasonlít egymásra. Mindhárom meredek, könnyen faragható kőzetből álló hegyoldalban van (*4. ábra*). Az üregek egy sorban helyezkednek el (kis eltérés ettől a Szent Mihály-hegyen van). Az üregek száma viszonylag kevés, 7 és 10 között változik, de fénykorukban sem lehetett e számok kétszeresénél több (*MEDNYÁNSZKY* 2009). Tehát, kis létszámú monostorokról van szó, melyek valamely közeli nagyobb monostor felügyelete alatt álló „*fiókintézmények*", latinosan coenobiumok, a keleti egyházak szóhasználatában laurák voltak. Egy vagy két kápolnán kívül közösségi helyiségek (refektóriumok), ikonosztázok, lakócellák és raktárak tartoztak a kialakított, vagy átalakított üregrendszerhez. Történelmük röviddel a kereszténység e tájon való megerősödése után kezdődött. Előbb a keleti egyház bazilita szerzetesei alakították ki, rendezték be egyházi célokra az üregeket. Aztán az 1056-os egyházszakadás után a bencések vették át e monostorokat, de a tatárjárásig együtt tevékenykedtek itt a keleti és a nyugati tanokat hirdető szerzetesek. A tatárjárás után a tihanyi és a nagymarosi barlangmonostor bencés, a szentkúti ciszterci felügyelet alatt álltak, de ők fokozatosan kivonultak a barlangmonostorokból, mert a római egyház vezetése egyre kevésbé nézte jó szemmel a „remeteséget". A barlangmonostorok szervezett egyházi élete nagyjából a 14-15. századig tartott. Ezt követően azért még mindig akadt néhány szerzetes, aki önként vállalta a remeteéletet az egykor fényesebb napokat élt barlangmonostorok maradványai között. E tekintetben bizonyos kivételt Szentkút jelentett, ahol a bencésektől 1190-ben a ciszterek vették át a környék lelki gondozását, a remetebarlangok felügyeletét és ők kölcsönös együttműködést tudtak kiépíteni a „*barlanglakó*" remetékkel, amit aztán a 200 éve itt levő ferencesek is folytattak. Ennek köszönhető, hogy a három barlangmonostor közül Szentkút maradt fenn a legépebben.

4. Összefoglalás

A szpeleológia a szilárd földkéreg üregeivel foglalkozó szintetizáló tudomány, amely számos tudományág ismeretét és módszerét foglalja magába. A barlangtemplomok, barlangmonostorok megismerésére nemcsak a kézenfekvőnek tűnő természettudományokat, hanem a társadalomtudományok jelentős részét is használni kellett. E szerteágazó tudományterületek között búvárkodó bővebb vázlattal kívántam bemutatni a magyar középkori keresztény barlangmonostorokról szerzett eddigi ismereteket és felhívni a figyelmet ezek kultúrtörténeti jelentőségére.

IRODALOM

BÉL M. (1737): Notitia novae historico geographica – kézirat az Országos Széchenyi Könyvtárban, Budapest
CHOLNOKY J. (1932): Tihany, morfológiai megfigyelések – Mat. és Termtud. Értesítő (48. kötet), Budapest pp. 214-236
CSEMEGI J. (1944-48): A tihanyi barátlakások – Archeológiai Értesítő, Budapest pp. 396-405
DAMÓ J. (1998): Szentkúti barlangok – a szerző magánkiadása, Radó Nyomda Kft. Eger pp. 1-20
DORNYAY B. (1942): Ásatás a tihanyi Barátlakások közt 1942-ben – Balatoni Szemle 1.(6-7), Budapest pp. 212-219
EITELBERGER, R. (1856): Bericht über einen archeologischen Ausflug nach Ungarn in den Jahren 1854 und 1855 – Jahrbuch der Kaisl.-Königl. Central Commission zur Erforschung und Erhaltung der Baudenkmal, Wien
ERDÉLYI L. (1908): A tihanyi apátság története – In: A pannonhalmi Szentbenedek Rend története, Budapest pp. 137-139, 476-480
ESZTERHÁS I. (1987): A Tihanyi-félsziget barlangkatasztere – A Bakony természettudományi kutatásának eredményei 18., Zirc 85 p.
ESZTERHÁS I. (1999): Legenden über vulkanische Höhlen in Ungarn - Slovenskỳ kras (ročník XXXVII.), Liptovskỳ Mikulaš pp. 29-36
ESZTERHÁS I. (2004): Mittelalterliche Höhlenkirchen in Ungarn – Jahresbericht der Höhlenforschergruppe Rhein-Main (Jahrgang 22.), Frankfurt am Main pp. 30-33
FÜSSY T. (1900) A Pannonhalmi Szentbenedek Rend története – Budapest
KOLACSKOVSZKY L. (1938): A Börzsöny múltja a néphagyományok szerint – Turisták Lapja 50. Budapest pp. 186-190, 311-318
KUSCH, H. (1993): Vom Zufluftsort zur Kultstätte – Wissenschaftrliche Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle" (Jahrgang 46.), Wien pp. 80-103
MEDNYÁNSZKY M. (2009): Magyarországi barlanglakások – TERC Kft. kiadványa, Budapest pp. 16-20, 131-136, 142-147, 177-182
*PÁPA M.(*1943): A barlangok romantikája – Barlangvilág XIII., p. 1-23
PESTHY F. (1875): Helynévtár – Kézirat, az Országos Széchenyi Könyvtárban, Budapest
RÓMER F. (1868): A barlangokról, nevezetesen a magyarhoni lakott barlangokról – Archeológiai Közlemények VII. (2), Budapest, pp. 110-145
ROZNIK R. (1948): Szentkúti remetehely rövid története – Salgótarján
SÖRÖS P. (1911): A Pannonhalmi Szent Benedek Rend története – Stephaneum Kiadó, Budapest

UZSOKI A. (1984): Árpád-kori remetelakások a Tihanyi-félszigeten – Élet és Tudomány, 37., Budapest pp. 1160-1161