

## A KARSZTOS BESZIVÁRGÁS MORFOLÓGIAI KÖVETKEZMÉ- NYEINEK FELTÁRÁSA KÖRNYEZETI IZOTÓP VIZSGÁLATTAL

ZÁMBÓ LÁSZLÓ<sup>1</sup> – FÓRIZS ISTVÁN<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/c.

<sup>2</sup> MTA FKK Geokémiai Kutatólaboratórium, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

*Abstract: Details of the karstic infiltration processes are revealed by stable isotope study of water samples taken continuously from the karst-corrosion monitoring system installed in the catchment area of the Béke Cave in the Aggtelek Karst, Hungary. The schematic arrangements of the sampling sites in the epikarst are indicated on the Figure 1. We can draw conclusions about the infiltration processes of the vadose water movement of the karstic zone from the  $\delta^{18}O$  values of water samples taken from the monitoring system installed into different zones of the sedimentary fillings of dolines, and into the zone of descending water. Altogether the monitoring system provided water samples and data from the total vertical profile of the karstic infiltration zone, from the surface through the corrosion and gravitation zones down to the karstic water table.*

### 1. Bevezetés

A karsztos beszivárgás folyamatának részletes feltárása, az ezen folyamat tényezői közötti kölcsönhatásokban érvényesülő szabályok megfogalmazása a karsztkorrózióval kapcsolatos kutatások, a karsztos formálódás egyik legfontosabb kérdésköre, mivel a karsztosodás egyik alapfeltétele; az oldószerként szolgáló víz nagyrészt ezen az úton kerül a karsztosodásra alkalmas kőzet belsejébe. Az ezzel kapcsolatos kérdések megválaszolására már évszázada folyó kutatása ellenére számos összefüggés még feltárásra vár, ahogy mások mellett JAKUCS L. (1971, 1977) is több munkájában hangsúlyozta.

Az Aggteleki-karszt Béke-barlangi vízgyűjtőjében működő karsztkorróziós monitoring rendszerben folyamatosan gyűlő vízminták és a beszivárgást befolyásoló tényezők adatainak mérése lehetővé tették, hogy a beszivárgási folyamat részleteit a karsztkőzet számunkra nehezen hozzáférhető „háromdimenziós tömegében” (JAKUCS L. 1971), a leszálló karsztvíz övben (beszivárgási zóna) stabilizotópos mérések vizsgálati módszerét alkalmazva vizsgáljuk.

## 2. A mintagyűjtés helyei és módszere

A karsztos beszivárgás soktényezős folyamatának talán legösszetettebb térszíne a dolinás karsztok „epikarszt” öve (JAKUCS L.: korróziós b-zóna, 1971) valamint az „alászivárgási gravitációs a-zóna” (JAKUCS L. 1971) természetes körülmények között alig hozzáférhető kőzet- és réstere, amely az epifreatikus zónában közel a karsztvízszintig terjed.

A megfigyelő és mintagyűjtő rendszer néhány állomása a fenti terekben, illetve annak határán helyezkedik el, míg más állomások a karszt feletti „atmoszférikus” mikroklíma-térben és a karsztot borító talajzónában települve, annak a beszivárgást befolyásoló hatását (ZÁMBÓ L. (1986): „Karsztkorróziós talaj-hatás”) regisztrálják.

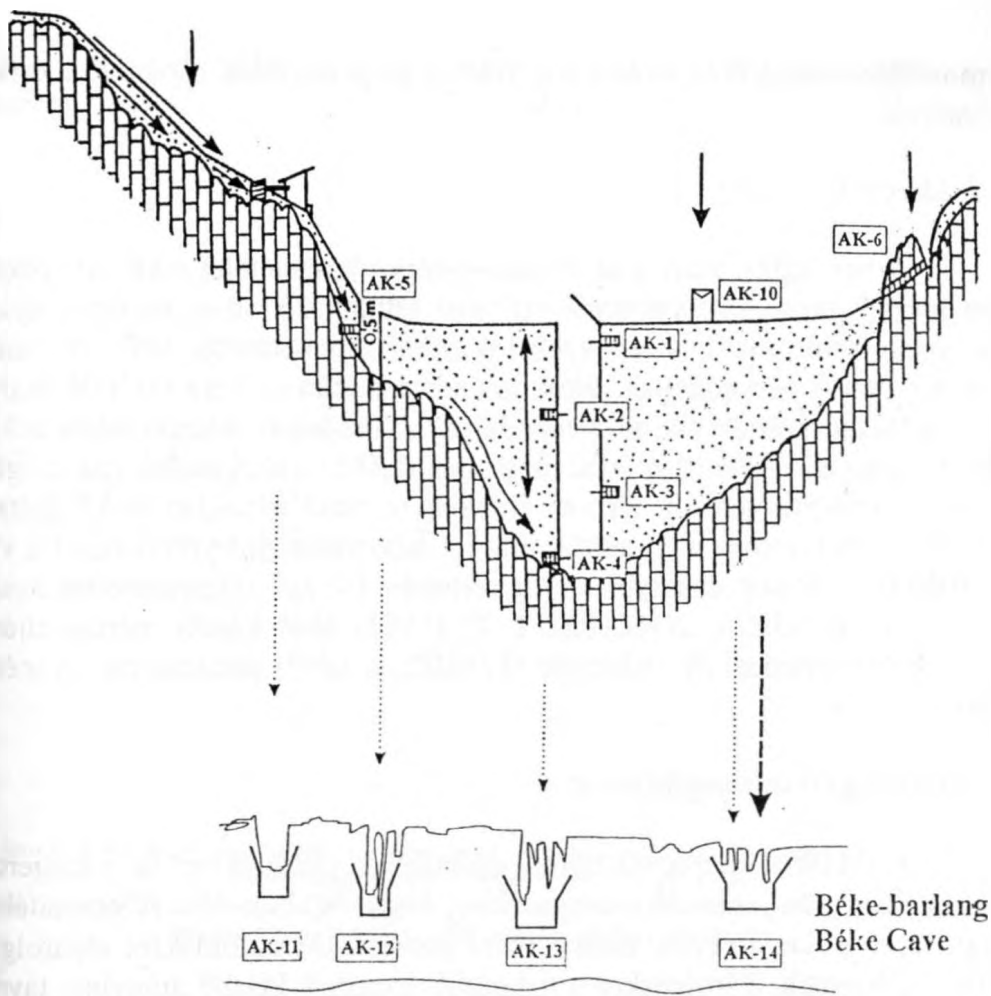
A mintagyűjtő állomások sematikus rendszerét az 1. ábra mutatja az epikarsztban.

A felszín felett 1 m magasságba telepített mikroklíma állomás (AK-10) vizsgálatunk vonatkozásában főként a csapadékvíz és a hőmérséklet folyamatos regisztrációjával működött közre, a talajtakaró alól kibukkanó karros sziklafelszínre telepített AK-6 számú mérőállomás a helyenként növényzettel, főleg mohával borított szabad mészkő felszín lefolyó vízmintáit szolgáltatta.

Az oldásos genetikájú töbör (Béke-töbör) beszivárgási viszonyaira vonatkozó adatokat és a szivárgó vízből vett mintákat a dolinakitöltés (felül aktív vörösföld talaj, mélyebben fosszilis talajlehordódásból felhalmozódott mállott kőzetanyag), különböző mélységű zónáiba telepített AK-1, -2, -3, -4, -5 számú mérőállomás szolgáltatta. Az AK-1 jelű minták a töbör legmélyebb részén fölhalmozódott, mintegy 9,5 m vastag kitöltés 0,5 m mélységében, a ma is aktív talajszint alól kerültek összegyűjtésre. Az AK-2 jelű minták 2,5 m mélyről, barnásvörös málladékból, az AK-3 jelű minták 6,5 m mélyről, sötétbarna dolinató-üledékréteg alól, az AK-4 jelű minták 9 m mélyről, a töbör mészkőaljzata felett, vörösayag-vörösföld felhalmozódásból, a töbörkitöltés és a karsztosodó kőzet határzónájából kerültek összegyűjtésre.

A töbörkitöltés peremi, elvékonyodó részén, a töbörlejtőt borító ~1 m vastagságú vörösföldbe telepített AK-5 számú mérőállomás mintái a planálódott töbörlejtő és a meredek lejtő találkozásánál kialakult szivárgásból gyűjtötte a mintákat úgy, hogy azokban keveredett a függőleges és lejtőmenti szivárgás vize.

A szubkután (epikarsztos) mészkőzóna alól, egyetlen hozzáférhető üregbe telepített AK-15-ös állomás által, a ritkán működő, vörösayaggal kitöltött hasadékban szivárgó vízből szolgáltatott vízmintát.



1. ábra Az Aggteleki-karszt korróziós monitoring rendszerének sematikus rajza a vizsgált minták gyűjtőszelvényeinek bejelölésével.

Fig. 1: Sketch of the karst corrosion monitoring system of the Aggtelek Karst. The symbols mark the sites of the collected samples.

A beszivárgási öv és az epifreatikus öv egymást átfedő zónájában kialakult Béke-barlang mintegy 200 m hosszú, a Béke-töbör beszivárgási területével feltehetően hidrológiai kapcsolatban álló szakaszán települt az AK-11,-12,-13,-14 számú állomás. A karsztvízszint felett, a barlangmennyezet cseppkőképződményeiről, a barlang légterétől izolált, zárt gyűjtőrendszerben, a leszálló vízöv hasadékaiból a cseppköveken keresztül kibukkanó szivárgásból származnak a fenti jelű minták.

Összességében a mintagyűjtő-rendszer tehát adatokat és vízmintákat szolgáltatott a karszt beszivárgási zónája teljes vertikális szelvényéből az

atmoszféra mikroklíma terétől a korróziós és gravitációs zónán át a karszt-vízszintig.

### 2.1. Mérési módszer

A begyűjtött vízminták oxigénizotópos összetételét a következőképpen mértük meg. Mintánként 5 ml vizet tettünk 25 ml-es menetes nyakú üvegedényekbe, majd az edényeket kapillárison keresztül vákuumvonalra csatlakoztattuk. Az edények vákuumra szívása után az 5 ml víz fölé analitikai tisztaságú széndioxid gázt engedtünk. A rendszert állandó hőmérsékleten tartva az edényeket 5 órán át rázattuk a H<sub>2</sub>O és a CO<sub>2</sub> molekulák oxigénjei közti izotópegyensúly elérése érdekében, majd Finnigan MAT delta S tömegspektrométeren megmértük mind a laborszterid-vízzel mind a vízmintákkal izotópegyensúlyba került széndioxid stabil oxigénizotópos összetételét. Az *EPSTEIN, S.-MAYEDA, T.* (1953) által közölt mérési eljárás többszörösen módosított változatát (*FÓRIZS, I.* 1995) alkalmaztuk. A mérés hibája  $\pm 0,1\%$ .

### 2.2 Hidrológiai izotópeffektusok

A földfelszínen a víz döntő többsége az óceánokban és a tengerekben található, és jellemző a tengervízre, hogy <sup>18</sup>O-ban dús. A csapadékok nagy része a tengerekből, kisebb része pedig a szárazföldekről elpárolgott vízből származik. Párolgáskor a nehezebb izotópok kisebb arányban távoznak a vízből, mint amilyen arányban a vízben vannak, ebből következően a csapadék  $\delta^{18}\text{O}$  értéke mindig negatív (a tengervízé definíció szerint nulla). A csapadékok oxigénizotópos összetételében szabályszerűségek figyelhetők meg, amelyeket globális szinten az alábbi hatások határoznak meg.

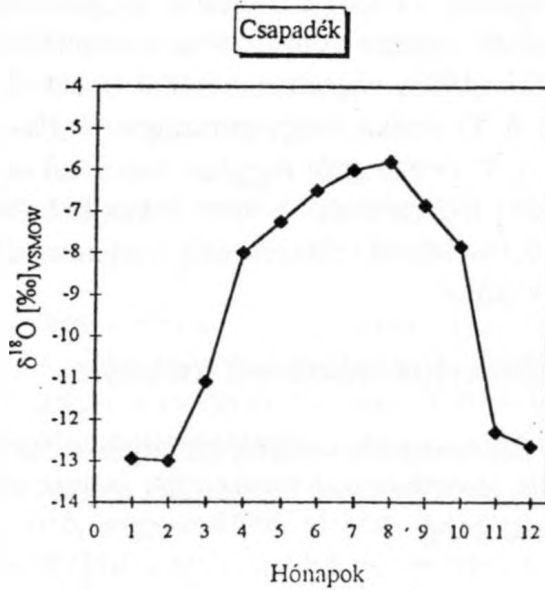
Szélességi hatás: az egyenlítőtől a sarkok felé haladva a csapadék izotóposan egyre „könnyebb”, pl. az észak-amerikai kontinensen a  $\delta^{18}\text{O}$  érték változása 0,5‰/szélességi fok (*YURTSEVER, Y.* 1975).

Magassági hatás: adott helyen (pl. hegységekben) egyre magasabban mérve, a csapadék izotóposan egyre "könnyebb", átlagban 0,28‰/100 m a  $\delta^{18}\text{O}$  érték csökkenése (*GAT, J. R.* 1980; *BOWEN, R.* 1986).

Kontinentális hatás: a kontinensek peremétől azok belseje felé haladva a  $\delta^{18}\text{O}$  érték változása -2,4‰/1000 km (*BOWEN, R.* 1986).

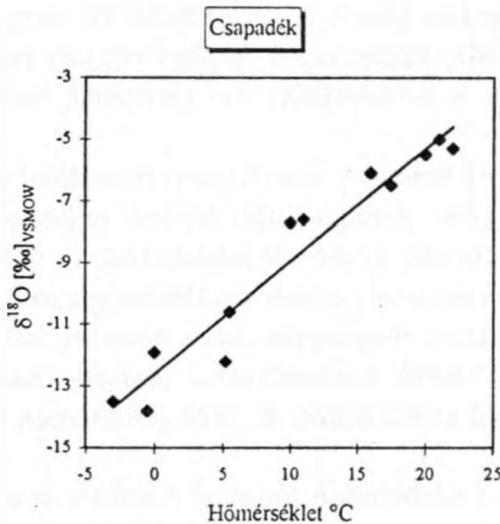
Hőmérsékleti hatás: adott földrajzi helyen a hőmérséklet változásával változik a csapadék izotópos összetétele. Így megfigyelhető az évszakonkénti változás (2. ábra), valamint nagyobb léptékben a klímaváltozás ha-

tása is. Adott földrajzi helyen a hőmérséklet és a csapadék oxigénizotópos összetétele között lineáris összefüggés adódik (3. ábra)



2. ábra Magyarországon (Abádszalók, Fertőrákos) az 1977-1989 időszakban gyűjtött csapadékok különböző évek azonos hónapjaiban mért átlag  $\delta^{18}\text{O}$  értékei (Deák J. 1995)

Fig. 2: Mean  $\delta^{18}\text{O}$  isotope values of precipitation water samples collected in the same months of different years from 1977-1989 in Hungary (Abádszalók, Fertőrákos). After Deák J., 1995.



3. ábra A csapadékok havi átlag  $\delta^{18}\text{O}$  értéke és a levegő havi átlag hőmérséklete közötti összefüggés Abádszalók átlomáson az 1977-1989 időszakban (Deák J. 1995)

Fig. 3: Relationship of mean monthly  $\delta^{18}\text{O}$  isotope values of precipitation and mean monthly air temperature from 1977-1989 in Abádszalók (after Deák, J. 1995).

### 2.3. A felszíni és felszín alatti vizek jellemző $\delta^{18}\text{O}$ értékei a Kárpát-medencében

Az előzőekből következően a Kárpát-medence alacsonyabban és magasabban fekvő régióiban eltérő a csapadék oxigénizotópos összetétele. A magyarországi, alföldi térségre vonatkozóan a csapadék többéves átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  értékére DEÁK J. (1995) végzett méréseket és azt  $-9,1\text{‰}$ -nek találta. A talajvizek átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  értéke Magyarországon  $-9,3\text{‰}$  (DEÁK J. et al. 1996). A rétegvizek  $\delta^{18}\text{O}$  értéke attól függően, hogy hol és mikor szivárgott be, a következő módon jellemezhető: a holocénban beszivárgott rétegvizek  $\delta^{18}\text{O}$  értéke  $-8,9$  és  $-9,7\text{‰}$  között változik, míg a jégkorszakban beszivárgott vizeké  $-11$  és  $-14\text{‰}$  közötti.

### 3. A vízminták oxigénizotópos adatainak értékelése

Az 1994 óta folyamatosan vizsgált szivárgásból az 1998-2000 években gyűjtött vízminták stabilizotópos összetételét mérve, első értékelésben a következők állapíthatók meg.

#### 3.1. A vízgyűjtő felszínére hullott csapadék (AK-10)

A csapadék  $\delta^{18}\text{O}$ -idősorát a 4. ábra mutatja. Az 1998-2000 között gyűjtött csapadékminták átlagolt  $\delta^{18}\text{O}$  értéke  $-9,29\text{‰}$  (a csapadék mennyiségével súlyozott közelítő átlag). A  $\delta^{18}\text{O}$  érték két éves görbéjének trendje általában megfelel a Magyarországon máshol végzett vizsgálatok görbéinek futásával, jól mutatja a hőmérséklet évi járásának hatását a csapadékvíz  $\delta^{18}\text{O}$  értékére.

Az idősoron jól látható a stabilizotóp összetétel évszakos változásának hőmérsékleti függése. A negatívabb értékek jellemzően télen mutatkoznak, és követik az adott téli hőmérsékletalakulást. A három téli szezon legnegatívabb adataiban tapasztalt jelentős különbség azonban abból is adódik, hogy a téli mintagyűjtés a megfagyás miatt némileg különböző hosszúságú időszakos csapadékainak keveredéséből tevődik össze. A szélsőértékek csak súlyozott átlagból számíthatók és ezek jellemzően a január elei csapadékokban mérhetők.

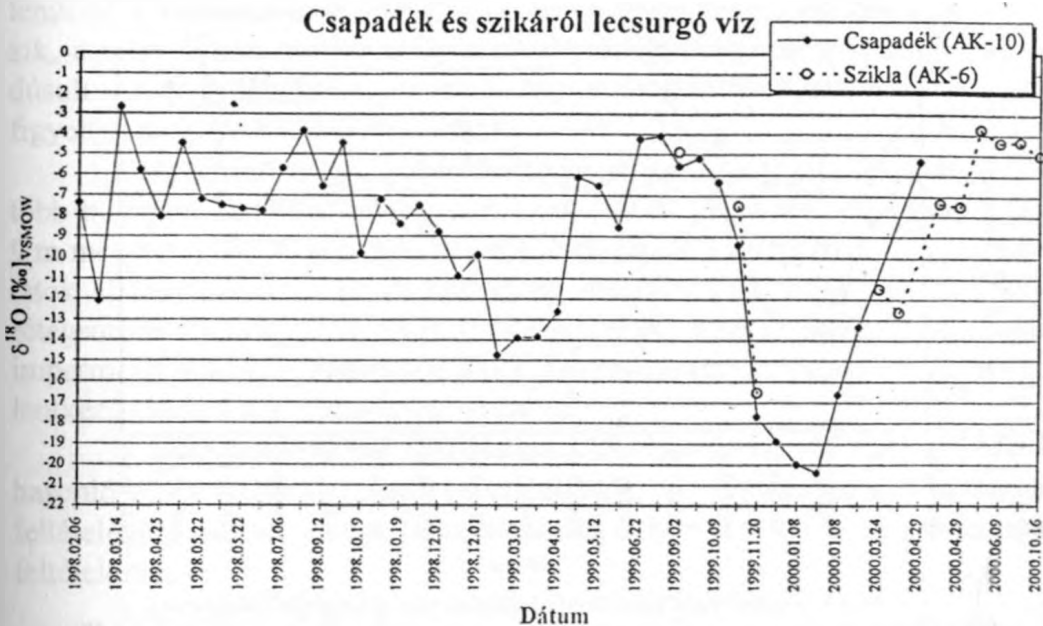
Feltűnő, hogy a szélsőérték jóval az Alföldre és a Kisalföldre jellemző átlag (2. ábra) alatt van, a tszf. 300 m körüli fekvés ezt csak részben magyarázza. A  $-20,4\text{‰}$ -es érték minden valószínűség szerint a többör mikroklíma téli sajátosságaiból is adódik.

A csapadék stabilizotóp-összetétele esetünkben alapot ad a beszivárgó vizek megfelelő értékeinek viszonyításához, a vadózus vízmozgás nyomon követésére.

A mohával mintegy 50%-ban benőtt sziklafelszín (AK-6) csurgó vizének  $\delta^{18}\text{O}$  értéke csak egy rövid téli-tavaszi időszakra áll rendelkezésre. Jó egyezés mutatkozik a csapadék és a szikla felszínéről lefolyó víz  $\delta^{18}\text{O}$  értékei között, a 2000. év tavaszán mutatkozó kis különbség feltehetően a megnövekedett párolgás hatása.

### 3.2. Az aktív talajzóna alatti szivárgás mintái (AK-1 töbörközép, AK-5 töbörszél)

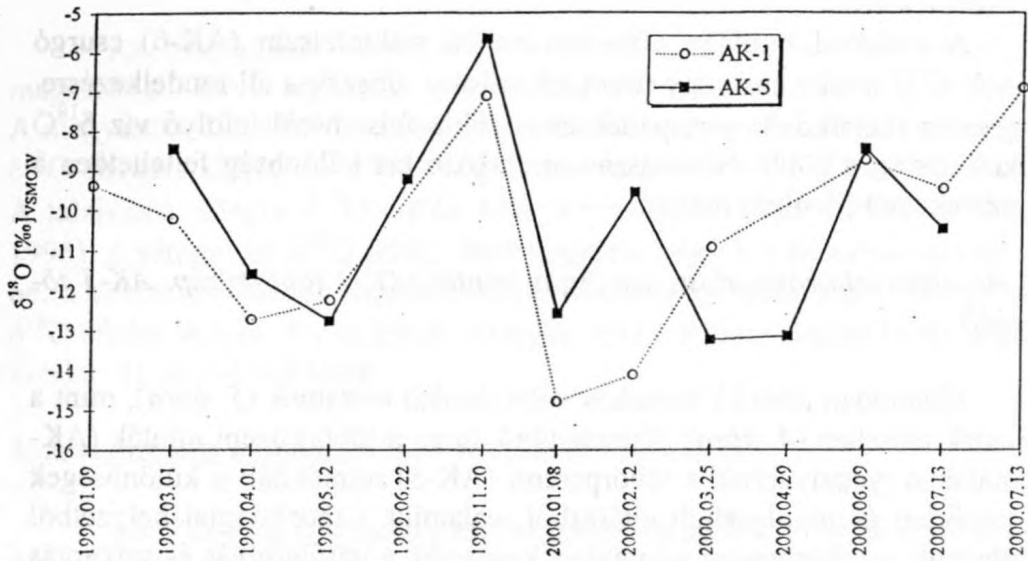
Hasonlóan alakuló évszakos változásokat mutatnak (5. ábra), mint a csapadék esetében (4. ábra). Szembetűnő, hogy a töbörközépi minták (AK-1) általában negatívabbak a töbörperemi (AK-5) mintáknál: a különbségek hőmérsékleti és párolgásbeli eltérésekből, valamint a morfológiai helyzetből adódhatnak, a töbörperemi mintákban keveredik a lejtőlefolás és szivárgás vize. További jellemző, hogy az üledékkitöltés szélének szivárgása élenkebben reagál a csapadékokra, a kis csapadék is jelentkezik a  $\delta^{18}\text{O}$  érték változásában.



4. ábra A csapadék és a szikalefolyás mintáinak közel két éves  $\delta^{18}\text{O}$  időszora

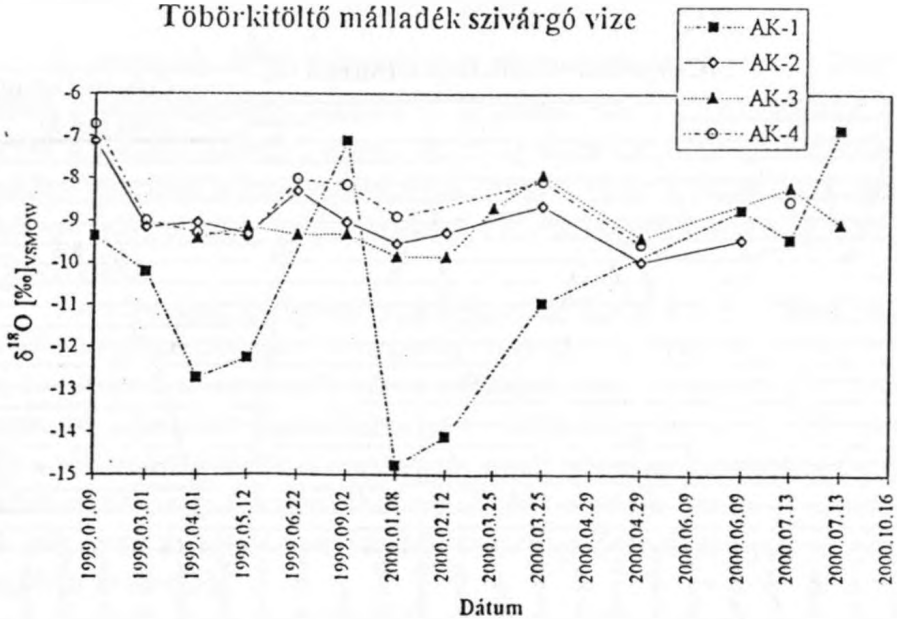
Fig. 4: Two year-long time series of  $\delta^{18}\text{O}$  isotope values of precipitation and runoff at the rock in Aggtelek.

### Töbörkitöltő málladék szivárgó vize (AK-1 és AK-5)



5. ábra A töbörkitöltő málladék aktív talajzónája szivárgó vizének  $\delta^{18}\text{O}$  időszora  
 Fig. 5: Time serie of  $\delta^{18}\text{O}$  isotope values of the infiltrating water in the soil zone of the doline fill.

### Töbörkitöltő málladék szivárgó vize



6. ábra A töbörkitöltő málladék üledékzónáiból származó vízminták  $\delta^{18}\text{O}$  időszora  
 Fig. 6: Time serie of  $\delta^{18}\text{O}$  isotope values of the infiltrating water in the sediment zone of the doline fill.

### 3.3. A töbrkitöltés vastag felhalmozódásában végbemenő szivárgás mintái (AK-1, -2, -3, -4)

Az egyre mélyebben fekvő zónák szivárgó vizének  $\delta^{18}\text{O}$  értékeit összehasonlítva mélység szerinti jellemző különbségeket mutatkoznak (6. ábra). A beszivárgás a száraz periódus után hosszabb időn keresztül hatol át a töbrkitöltésen, mint annak nedves állapotában. A hőmérsékletváltozáshoz kötődő  $\delta^{18}\text{O}$  érték-változások jelentős időbeli késéssel jelennek meg a mélység felé. A késés megfelel a beszivárgási front lefelé haladásának. Ennek átlagos sebessége nem számítható, mert főleg a megelőző időszak talajnedvességi állapotától, de más tényezőktől is függ. Az előzők ismeretében és figyelembevételével azonban közelítőleg évszakosan jellemezhető a beszivárgási front lefelé mozgása:

tavasszal átlagosan: 15 nap/m

nyáron átlagosan: 15-30 nap/m (a nyáreleji csapadék mennyiségétől függően)

ősszel átlagosan: a csapadékvíz a töbr közepén szivároghva általában nem jut el a töbrfenékig.

télen átlagosan: 30-40 nap/m

A töbrkitöltés mélyebb zónáiban (AK-2, -3, -4) az évi átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  értékek (-8,98, -9,11, -8,56‰) pozitívabbak, mint a csapadékvízben (-9,23‰), és az aktív talajzóna szivárgó vizeiben (AK-1: -10,60, AK-5: -10,47‰). Ennek oka, hogy az aktív talajban szivárgó vízmintákban megjelenik az a komponens is, amelyik a száraz időszakban párolgás útján távozik, a mélyebb rétegekbe pedig csak a párolgásból visszamaradt,  $^{18}\text{O}$ -ban dúsult víz jut le. Barlangokba beszivárgó vizek esetében hasonló jelenséget figyeltek meg HARMON, R. S. et al. (1983).

A töbrkitöltés 6-7 méteres mélységében (AK-3) a  $\delta^{18}\text{O}$  értékek akár több hónapon keresztül is alig változnak (1999. IV. hótól VIII. hóig), míg 9 m mélyben (AK-4) eközben jelentős változások jelentkeznek. Más vizsgálatok alátámasztják az ebből következő megállapítást, hogy a töbrkitöltő rétegsorban a szivárgás intenzitása nagyon eltérő lehet egészen az időszakos impermeabilitásig. Ugyanakkor okkal feltételezhető az egyes zónákban jelentkező (közel) horizontális szivárgás is.

A töbrfenék-közeli kitöltésben (AK-4) a felszín-közelihez (AK-2) hasonló  $\delta^{18}\text{O}$  értékváltozások tapasztalhatók. A töbrlejtőmenti szivárgás feltételezése mellett vizsgálatunk alapot ad a horizontális irányú vízbejutás feltételezésére.

A horizontális szivárgás kétféle úton valósulhat meg:

a. A sziklaaljzat és a töbrkitöltés határfelülete környezetében, ahol az oldás nyomán keletkezett térnövekedés a borító üledék fellazulását, porozitás nö-

vekedését eredményezné, így a kapilláris vezetőképesség növekedne. Ezt azonban a feltárások makroszkópos megfigyelése nem támasztotta alá.

b. A töbörperemek kopár, vagy csak vékony (0,05-0,1 m) talajborítású mészkövében kifejlődött vízvezető résrendszer gyorsan a töbörfenékre, vagy a résrendszer kialakulásának mélységében települt agyagos szediment-zónákba vezeti a csapadékvizet, amely keveredik a függőleges szivárgás vízárányával és a  $\delta^{18}\text{O}$  értékeket a keveredés aránya szerint alakítja. Ez utóbbi feltevélezt jól igazolják a töbörkitöltés más zónáiban mért  $\delta^{18}\text{O}$  értékek is. A töbörkitöltés olyan zónáiban, ahol a horizontális keveredés csak esetenként figyelhető meg, vagy teljesen hiányzik, a stabilizotópos értékek csak a függőleges szivárgás nagyon lassú folyamata szerint alakulnak (AK-3, 6. ábra).

A fentiek és a  $\delta^{18}\text{O}$  értékek változása alapján a következő keveredési sorrend állapítható meg a töbörkitöltés zónái között:

0,5 m (AK-1, AK-5) mélységben a szivárgás gyenge keveredéssel, ősszel szinte késés nélkül, tavasszal némi időeltolódással és kissé moderált  $\delta^{18}\text{O}$  értékekkel követi a csapadék járását és  $\delta^{18}\text{O}$  értéke változását.

2,5 m (AK-2) mélységben a szivárgó víz közepes méretű keveredéssel és közepesen moderált  $\delta^{18}\text{O}$  érték-változással megy végbe.

6 m (AK-3) mélységben a gyenge beszivárgás szakaszaiban keveredő víz szinte állandó  $\delta^{18}\text{O}$  értékkel bír, az erős beszivárgás szakaszaiban (főleg hóolvadás után) közepes keveredést mutat.

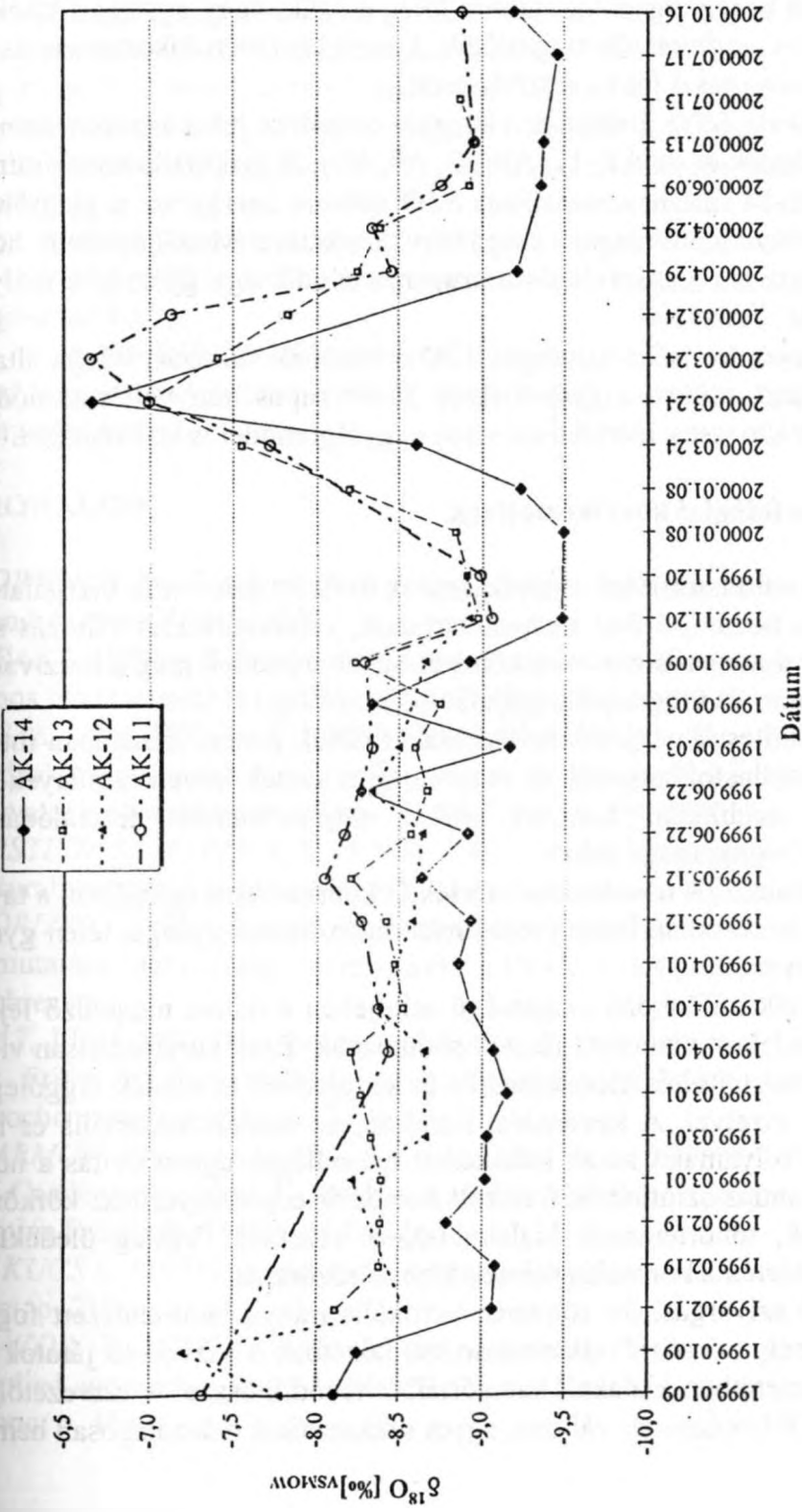
9 m (AK-4) mélységben, a málladék-sziklaközet határán tavasszalnyáron-ősszel erősen keveredve, télen szinte keveredés nélkül szivárog a víz.

### 3.4. A szubkután karsztosodó kőzetzónában szivárgó víz (AK-11, -12, -13, -14)

A karsztvízszintig mozgó víz  $\delta^{18}\text{O}$  értéke a barlangi minták idősorában néhány jellegzetességet mutat (7. ábra):

- A  $\delta^{18}\text{O}$  érték változásának mértéke a barlangi vizekben <3%-nyi, hasonlóan a töbörmálladék mélyebb zónáiban szivárgó víz  $\delta^{18}\text{O}$  értékeinek ~3%-nyi változásához és szemben a csapadék  $\delta^{18}\text{O}$  értékeinek 17%-es változásával. A jelentős, esetenként nagyságrendnyi különbség azt igazolja, hogy a szivárgó víz a karsztvízszintig általában a résekben tárolt vízzel keveredve jut le és a szivárgásban a karsztvízszinten az ún. „dugattyú-hatás” érvényesül, vagyis az éppen beszivárgó víz maga előtt tolja a pórusokban pangó, korábban beszivárgott vizet.

Béke-barlang: csepegő vizek (AK-11, 12, 13, 14)



7. ábra A karstvizszint feletti részvíz-csepegés mintáinak  $\delta^{18}\text{O}$  időszora (Béke-barlang)  
 Fig. 7: Time series of  $\delta^{18}\text{O}$  isotop values of the dripping water from the stalactites (Béke Cave).

- A karsztvízszint feletti járatokban mozgó víz  $\delta^{18}\text{O}$  értéke – a téli hónapok kivételével – átlagosan negatívabb a csapadékvizénél. Feltételezhető, hogy a hóolvadékból beszivárgott víz, amely főleg a szűk, vagy agyaggal kitöltött résekben az év nagy részében tárolódik, keveredés révén fokozatosan és elhúzódo beszivárgással jut a karsztvízszintig.

- A csapadékvíz  $\delta^{18}\text{O}$  értékének változása tompítva jut a karsztvízszintig. Különösen látszik ez az AK-11, AK-12, AK-13 jelű gyűjtőállomások mintáiban. Az AK-14 állomás mintáinak  $\delta^{18}\text{O}$  időszora szerint ez a gyűjtőhely gyorsan és közvetlenül reagál a csapadékváltozásokra. Megállapítható, hogy egy kis intenzitású alapszivárgásra szuperponálódik egy gyorsan a mélybe jutó szivárgási összetevő.

- A karsztvízszintre leérő szivárgás  $\delta^{18}\text{O}$  értékeinek változási iránya általában megegyező, időben a gyűjtőhelyek 20-40 napos irányváltás-eltolódást mutatnak, a változások mértéke azonban nagyságrenddel is különbözhet.

#### 4. Karsztmorfológiai következtetések

A leszálló karsztvízöv szivárgásának  $\delta^{18}\text{O}$  értékei – más vizsgálatok, pl. szivárgási hozam, oldott karbonáttartalom, vízhőmérséklet változás stb. eredményeivel megerősítve – következtetéseket engednek meg a beszivárgó karsztzóna járat- és üregmorfológiájára vonatkozólag.

a. A töbörfeltöltések talaj- és málladéktakarójának peremi zónájában intenzívebbek a mállásfolyamatok, és a vízmozgás: ennek következményeképp gyorsabb a szubkután korrózió. Ez a töbör laterális formálódását, „*tálasodását*” vonja maga után.

b. A töbrök korróziós növekedése mérsékelt kontinentális éghajlaton a tavaszi-nyáreleji szakaszban intenzívebb, nyárvégén-ősszel gyenge, télen gyakran leáll a folyamat.

c. A töbrlejtők különböző magasságú szintjében a dolina megelőző fejlődése során kialakult vízvezető járatok sorakoznak. Ezek horizontálisan vizet vezetnek a töbörfeltöltés üledékszónáiba és keverednek az üledék függőlegesen szivárgó vizeivel. A keveredési korrózió, az üledék bakteriális és humuszlebontó folyamatai során keletkezett másodlagos agresszivitás a horizontális beáramlás szintjeiben fokozott korróziót eredményeznek: körkörös oldási szintek, töbrteraszok kialakulásához vezetnek. Vastag üledékfelhalmozódás esetén a korróziós szintek többszöröződnek.

d. A leszálló szivárgási öv zömében vertikális irányú járatrendszer foglalt magában, amely „*éretten*” clkarsztosodott kőzetben a vízvezető járatok és üregek több méretben kialakult kategóriáiból tevődik össze. A vízvezető járatok mérete folyamatosan változó, egyes szakaszaikat másodlagosan bemo-

sott agyagos szedimentumok szűkítik. Üreges tágulataik keveredési korrózióból vagy másodlagos forrásból eredő agresszív-anyagok hatására kioldott formák, szükületeik elsősorban a közettömegben belüli közetszöveti, tektonikai, rétegfelépítésbeli változások következményei a közettömegben belül. A tág és nyitott járatok a beszivárgó vizet 1-2 napon belül a karsztvízszintig vezetik. Az eltömődött, vagy szük járatok a lassú szivárgás csatornái, amelyek hálózatában a beszivárgott csapadékvíz jelentős része hónapokig tározódik. A szük járatok „*elmaradt*” korróziós tágulása a keveredési korrózió lokális hiányára utalnak. Ezek a tulajdonképpeni „*gravitációs*” (JAKUCS L. 1971) zóna vízvezető járatai, amelyek egyes szakaszai üregeket foghatnak közre.

A morfológiai következtetéek megalapozásán túl, az O-izotop tartalom vizsgálatok lehetővé teszik a töbrök hidrológiai működésének részletes feltárását is.

## IRODALOM

- BOWEN, R. (1986): Groundwater. - Elsevier Applied Science Publishers, London, New York, p. 254
- DEÁK J. (1995): A felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározása izotópos módszerekkel az Alföldön. - VITUKI zárójelentés, Budapest
- DEÁK, J.-DESEŐ, É.-BÖHLKE, J.K.-RÉVÉSZ, K. (1996): Isotope hydrology studies in the Szigetköz region, northwest Hungary. - In: Isotopes in water resources management. IAEA, Vienna, 1996, Vol I. p. 419-432
- EPSTEIN, S.-MAYEDA, T. (1953): Variation of  $^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 4 p. 89-103
- FÓRIZS I. (1995): Rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabilizotóp mérésekkel. - Doktori dolgozat, Kézirat, KLTE, Debrecen
- GAT, J.R. (1980): The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. - In: Fritz, P., Fontes, J.Ch. (eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1A, p. 21-47
- HARMON, R.S.-ATKINSON, T.C.-ATKINSON, J.L.(1983): The mineralogy of Castleguard Cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. - Arctic and Alpine Research, 15(4) p.503-516
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája. - Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 310
- MAZOR, E. (1997): Chemical and isotopic groundwater hydrology: The applied approach. - 2nd ed., Marcel Dekker Inc., New York – Basel – Hong Kong, p. 413

SANZ, E.-López, J.J. (2000): Infiltration Measured by the Drip Stalactites. - Ground Water 38(2) p. 247-253

YURTSEVER, Y. (1975): Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. - Rep. Sect. Isotope Hydrol., IAEA, November 1975, p. 40

ZÁMBÓ L. (1986): A talaj-hatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében - (The importance of soil effect in corrosional development of the karsts. PhD theses, Budapest, p. 170

ZÁMBÓ, L.-FORD, D.C. (1997): Limestone dissolution processes in Béke doline, Aggtelek National Park, Hungary. - Earth Surface Processes and Landforms, 22 p. 531-543

ZÁMBÓ L. (2000): A mikrobiális befolyásoltágú karszt korrózió vizsgálata magyarországi karsztok talajaiból származó kismintákon. - Karsztfejlődés V. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 21-39