

A SZIKESEDÉS IZOTÓP-HIDROGEOKÉMIAI VIZSGÁLATA A HORTOBÁGYI NYÍRŐ-LAPOSON

Isotope hydrogeochemical investigation of salinization on the Nyíró-lapos, Hortobágy, Hungary

FÓRIZS ISTVÁN¹, TÓTH TIBOR² ÉS KUTI LÁSZLÓ³

¹ MTA Geokémiai Kutatóintézete, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

² MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézete, 1022 Budapest, Hermann Ottó út 15.

³ Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

*Forizs@geokemia.hu

Abstract

A cca. 600mx800m pilot plot in the most characteristic sodic landscape of Hortobágy (Nyíró-lapos) has been studied by isotope hydrogeochemical methods. The Hortobágy is a discharge area of a regional flow system, where the upwelling groundwater was infiltrated during the latest glaciation (Ice Age) according to the stable isotopic composition of the deeper aquifers ($\delta^{18}\text{O} = -11.8\text{‰}$ to -11.3‰ , $\delta\text{D} = -91\text{‰}$ to -86‰). On the pilot plot monitoring wells were installed to study the groundwater in three depths: 3.5m, 6m, and 10m. The stable hydrogen and oxygen isotope compositions of the water samples indicate that the ascending old groundwater ($\delta^{18}\text{O} < -11\text{‰}$) mixes with the descending modern water ($\delta^{18}\text{O} = -9.3 \pm 0.3\text{‰}$). The groundwater moves not only vertically, but horizontally as well, and the direction of movement may change or even return in the different seasons of the year horizontally and vertically as well. The flow system of this small pilot plot is extremely heterogeneous and varies in time and space. At some places water, which suffered evaporation nearby the surface, could get down even to the 10 meters depth providing example for the complex spatial-temporal characteristics of subsurface water movement.

Bevezetés

A szikesedés folyamatának részletes kutatása két szempontból bír jelentőséggel. Az egyik a mezőgazdaság szempontja, hogy lehetőleg akadályozzuk meg a nem kívánt szikesedés vagy más kifejezéssel a sófelhalmozódás kialakulását. A másik alkalmazási terület az ökoszisztémák kutatás, hiszen ha jól ismerjük a szikesedés kialakulásának folyamatát, jellemzőit és a kialakuláshoz szükséges feltételeket, akkor nagy valószínűséggel tudjuk azonosítani a paleoszikesedéseket és ezen keresztül jellemezni tudjuk a valamikori környezetet.

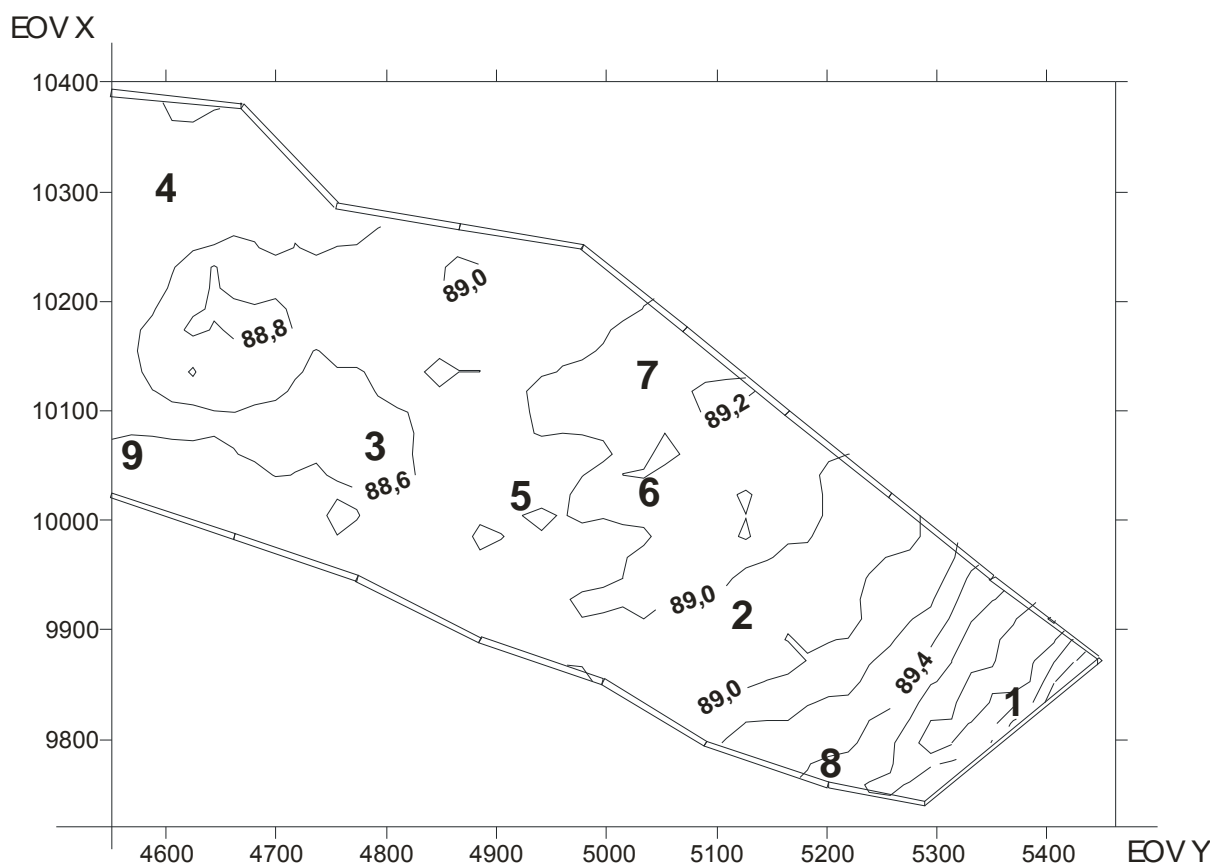
A szikesedést már sokan és sokféle szempontból vizsgálták, különösen Magyarországon, mivel a Kárpát-medencére jellemző, hogy medence jellegéből adódóan sok helyütt alakult ki szik (Szabolcs 1989; Tóth és Szendrei 2006).

A szikesedés jelenségének legfontosabb alapeleme, hogy a felszín felé áramló víznek nincs sem felszíni elfolyása, sem a talajvízszintben megcsapolása, s a folyamatosan utánpótlódó víz csak párolgás által tud távozni, ennek következtében pedig a benne oldott anyagok földúsulnak. A hortobágyi Nyíró-lapost a korábbi fajlagos vezetőképességi, vízkémiai, stb. vizsgálatok után izotóp-geokémiai módszerekkel is tanulmányoztuk. Kezdeti eredményeinket (Tóth és mts.-ai 2001, 2005) újabb mérési adatokkal kiegészítve, átfogóbb értelmezéssel jelen tanulmányban adjuk közre, ahol a talajvíz eredetét, ill. a különböző eredetű komponensek jellemzőit, a keveredés folyamatát igyekeztünk feltárni.

A mintaterület rövid földtani és vízföldtani jellemzése

A kb. 600 m x 800 m-es mintaterület a Hortobágyi Nemzeti Park Nyíró-laposi területén, a Nyári-járás délkeleti részén a Debreceni-határcsatorna és az M33-as műút közötti szikes lapon található (az EOVS koordinátáit lásd

az 1. ábrán). A terület felszíne gyakorlatilag tökéletesen sík, csak igen kis terephullámzás található rajta, ami nem éri el a 2 métert. A terület egy folyókanyarulat folyamatosan épülő belső ívén található, a relatíve laposabb részein időszakosan vizenyős területekkel, viszont a tavaszi nagy hóolvadáskor – megfelelő mennyiségű csapadék esetén – az egész víz alatt áll. A mintaterület felszíni és felszín közeli képződményei fiatal, holocén, illetve pleisztocén folyóvíz-ártéri képződmények. A felszínen általában 2 méter vastag holocén kőzetlisztes agyag található, amely néhol 1 méter körüli mélységben agyagos kőzetlisztbe megy át. E felszíni réteg alatt ugyancsak összefüggően 1-1,5 méteres vastagságú agyag-kőzetlisztes agyag réteg települt, amely föltehetőleg a pleisztocén-holocén határ képződménye. A két kifejlődés között az a különbség, hogy a felszíni képződményben az agyag és kőzetliszt tartalom közel egyenlő arányú (40-30 % körüli) az agyagrész nagyobb súlyával, az alatta lévő képződményben pedig az agyagtartalom aránya 60 % fölötti, de ahol e képződmény kőzetlisztes, ott is meghaladja az 50 %-ot. E felszíni-felszínközeli rétegek változó vastagságú és változatos kifejlődésű durvább folyóvízi kőzetgyűttesre, homokra, kőzetlisztes homokra települtek, amelyet helyenként a 10 méteres fúrásokkal nem is lehetett átütni (Tóth és Kuti 1999).



1. ábra A hortobágyi Nyírő-lapon található mintaterület talajvízszintje (m Bf) és a figyelőkutak helyei (számok).

Figure 1 Elevation map (m above Baltic Sea) of the water table on the Nyírő-lapos study area, Hortobágy, Hungary. The monitoring wells are indicated by numbers from 1 to 9.

A területen kialakult talajok a szolonyec talajok típusába sorolhatók amint ezt Tóth és mts.-ai (2001) leírják. Az eddig feltárt szelvények a mély, közepes és kérges réti szolonyec altípusba lettek besorolva. A talajvíz kutakkal vizsgált területen belül egy korábbi statisztikai vizsgálat szerint a felszín egy negyedét borítják a kérges réti szolonyec talajok, mintegy három negyedét a mély réti szolonyec talajok. A kérges réti szolonyec talajok szétszórtan kisebb foltokban vannak jelen a területen.

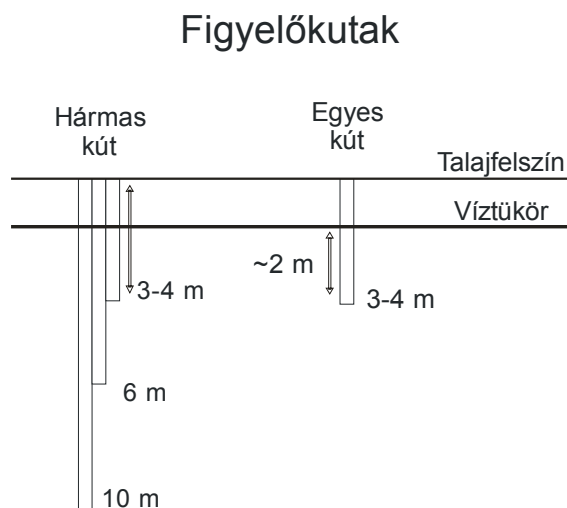
A talajvíz összes oldott anyag tartalma rendkívül változatos. A legkisebb érték 828 mg/l, és a legnagyobb 15 029 mg/l. A terület északnyugati csücskében általában 1000 mg/l-t alig meghaladó a víz összes só tartalma. A terület középső sávjában a legsósabb a víz. A só tartalom értéke mindenütt 2000 mg/l fölötti, nagy területen meghaladja az 5000 mg/l-t és több mintában 10000 mg/l fölötti. A keleti harmadban ismét 1000 mg/l körülire csökken a só tartalom mértéke, két fúrásban ezalatt van, míg egyben meghaladja a 3000 mg/l-t (Tóth és Kuti 1999).

Mintavétel és mérési módszerek

A vizsgált mintaterületen közel egyenletes eloszlásban (1. ábra) ún. egyes és hármas figyelőkutakat alakítottunk ki. Az egyes kút (2. ábra) alja a talajvizet a talajfelszíntől számított 3-4 méteres mélységben mintázza (a víztükörtől kb. 2 m-es mélységben), míg a hármas kutak (2. ábra) esetében az említett mélység mellett a talajfelszíntől számított 6 és 10 m-es mélységből is lehet talajvízmintát venni. A hármas kutak lehetővé teszik a föláramló idős víz és a beszivárgó modern víz keveredésének nyomon követését. Az egyes és hármas kutakat 2002. június 6-án mintáztuk meg vízkémiai és stabilizotópos mérések céljára.

2. ábra Az egyes és hármas figyelőkutak elvi vázlata. A 6 és 10 m mély kutakat az 1. táblázatban „A” és „B” jelekkel jeleltük.

Figure 2 Cross section of the single (egyes kút) and triple (hármas kút) monitoring wells.



A föláramló idős víz stabilizotópos jellemzése céljából több környékbeli rétegvízkutát is megmintáztunk.

A vegyvizsgálatot a MÁFI laboratóriuma végezte. A stabil hidrogén- és oxigénizotópos (δD , $\delta^{18}O$) mérések az MTA Geokémiai Kutatóintézetében készültek Finnigan MAT delta S tömegspektrométeren. A stabilizotópos összetételt az ún. delta értékkel adjuk meg a következő módon:

$$\delta^{18}O \text{ vagy } \delta D = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{szt}}}{R_{\text{szt}}} * 1000 \text{‰},$$

ahol az R_{minta} és az R_{szt} az $^{18}O/^{16}O$ (vagy D/H) arány a mintában és a VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) nemzetközi sztenderdben. A mérések bizonytalansága $\delta^{18}O$ esetén $\pm 0,1\%$, a δD esetén $\pm 1\%$. A stabilizotópos mérések további részletei a Kern et al. 2004 és a Főríz et al. 2004 közleményekben olvashatóak.

Eredmények és kiértékelésük

Rétegvizek

A környéken található rétegvízutakból vett vízminták alapján a 20-100 méteres mélységközben a víz $\delta^{18}O$ és δD értéke a $-11,7 - -9,4\%$ és a $-90,8 - -69,9\%$ tartományba esik. Tóth és mts-ai (2001) ennél még negatívabb $\delta^{18}O$ értéket is közöltek a közeli Szettyényesen található 60 m mély kútra vonatkozóan ($-11,8\%$). Mivel a $\delta^{18}O = -9,4\%$ a mai csapadékra jellemző vagy ahhoz nagyon közel áll, a -11% -nél negatívabb pedig a jégkorszaki beszivárgású vízre (Deák és Coplen 1996), ezért a rétegvizek delta értékei azt mutatják, hogy idős, jégkorszaki beszivárgású víz áramlik a felszín felé. A felszínre hulló csapadék pedig lefelé szivárog és a két víz helyenként nagyon eltérő mértékben keveredik egymással. Az adatokból még az is látszik, hogy az idős víz föláramlása nem egyenletes, helyenként „jelentős” mélységbe, a 20 méternél mélyebb rétegekbe is leszivárog a modern csapadékvíz. A föláramló idős víz pontos stabilizotópos összetételét nehéz meghatározni, hiszen nem lehet tudni, hogy pontosan milyen mélységbe szivárgott le a modern víz és keveredett a föláramló vízhez, vagyis mi az a mélység, ahol biztosan csak föláramló idős víz található. Igaz, a jégkorszaki beszivárgású vizet nem is lehet egyetlen stabilizotópos delta értékkel jellemezni, hiszen a holocénnal ellentétben a legutolsó eljegesedés (jégkorszak) folyamán nagy volt a klímaingadozás, ennek következtében pedig a csapadék stabilizotópos összetétele is jelentős ingadozást mutatott, pl. a $\delta^{18}O$ érték -11 és -14% között változott (Deák és Coplen 1996). A mérési eredmények alapján annyit lehet állítani, hogy a mintaterületen és környezetében a föláramló idős víz $\delta^{18}O$ értéke a $-11,3$ és $-11,8\%$ közé esik, a δD értéke pedig a -86 és -91% közé.

A Nyírő-lapos mintaterület talajvizei

A hármas kutak nagyszerű lehetőséget nyújtottak arra, hogy a föl- és lefelé áramló vizek mozgásába bepillantsunk. Ugyan a finanszírozási lehetőségek csak egyszeri mintázásból származó vízminták stabilizotópos vizsgálatát tették lehetővé, azonban – mint ahogy látni fogjuk – ez is nagyon sok hasznos információt szolgáltatott. A le- és a fölfelé szivárgó vizek nyomon követésének alapja, hogy stabilizotópos összetételük jelentősen különbözik. A területre hulló csapadék többéves átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értéke $-9,1\%$ (Deák 1995), a beszivárgó víz átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értéke pedig rendszerint egy-két tized ezreléken belül megegyezik a csapadékéval. Mivel a csapadék stabilizotópos összetétele évszakosságot mutat (télen sokkal negatívabbak a $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek, mint nyáron), ezért az évszakosság a beszivárgó vízre is jellemző, bár jóval kisebb mértékben. Minél lassabb a beszivárgás, annál tompítottabb a lefelé szivárgó víz évszakos jellege. Mivel a vizsgált területre jellemző a jelentős agyagtartalom (Tóth és Kuti 1999), ezért föltételezhetjük, hogy lassú a beszivárgás, vagyis a beszivárgó víz stabilizotópos összetétele kismértékű évszakosságot mutat. Négy figyelőkút negyedévenkénti mintázásával korábban kimutattuk (Tóth és mts-ai 2001), hogy a talajvíz stabilizotópos összetételére nem jellemző a változékonyság, a négy kútból csak egyben változott jelentős mértékben a víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke, háromban a mérési bizonytalanságon belül maradt a két éves vizsgálati időszakban. Ezt a négy korábban vizsgált kutat most is mintáztuk, mostani jelük HT1, HT2, HT3, HT4 (I. táblázat).

I. táblázat A hortobágyi Nyírő-lapos mintaterületen 2002. június 5-én a figyelőkutakból vett vízminták stabil hidrogén- és oxigénizotópos összetétele, a számolt deutérium többlet (d -többlet), a talavízszint mélysége és az összes oldott anyag tartalom.

A 6 és 10 m mély kutakat „A” és „B” jelekkel láttuk el. Összehasonlításként föltüntettük az 1997-1998 időszakban mért $\delta^{18}\text{O}$ értékeket is.

Table I The stable oxygen and hydrogen isotopic composition, d -excess, depth of water table and TDS of water samples taken on June 5, 2002, from the monitoring wells of the Nyírő-lapos study area, Hortobágy, Hungary. (For comparison the $\delta^{18}\text{O}$ values of groundwater measured in the period of 1997-1998 are given too. Wells of 6m and 10m depth of triple wells are indicated by “A” and “B” letters.)

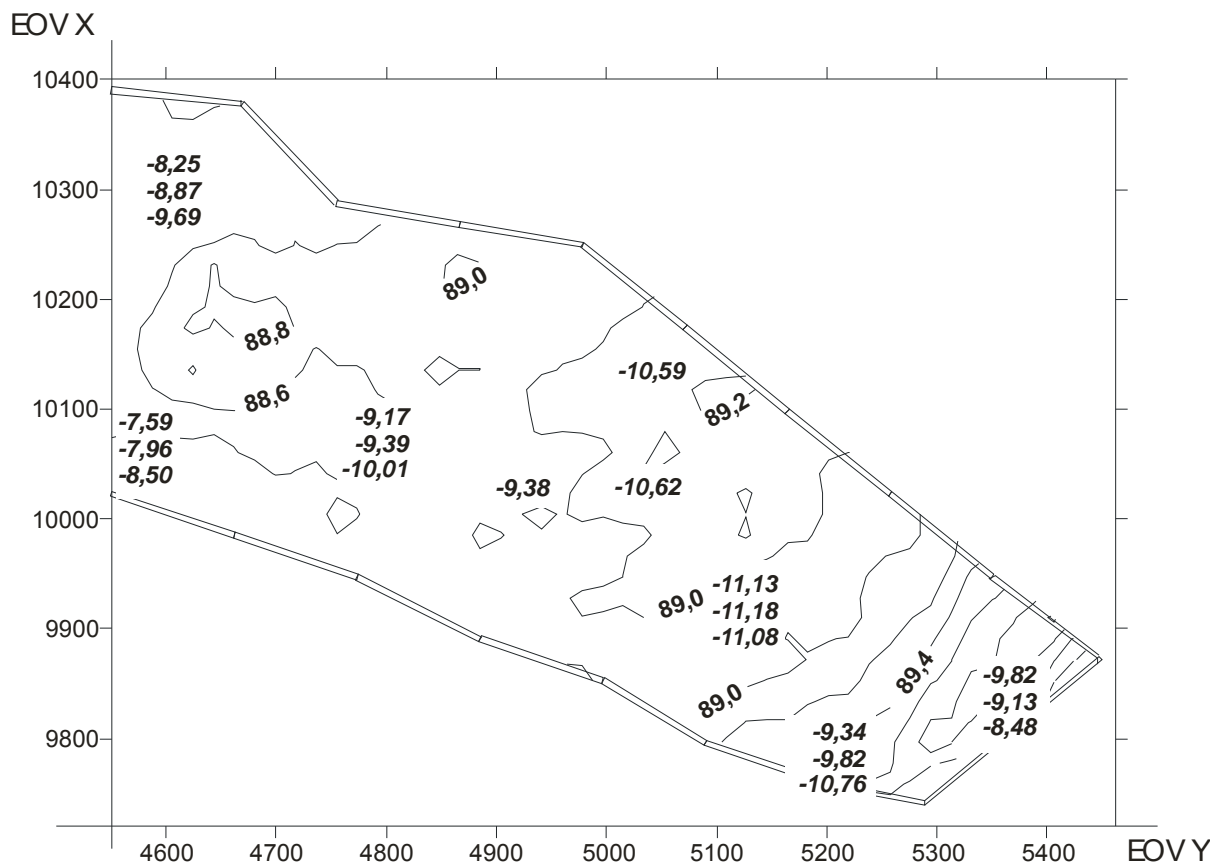
Minta neve	$\delta^{18}\text{O}$ [‰] _{VSMOW}	δD [‰] _{VSMOW}	d -többlet	1997-98-as átlag $\delta^{18}\text{O}$	1997-98-as min.- max. $\delta^{18}\text{O}$	Talajvízszint mélysége [cm]	Össz.oldott anyag [mg/l]
HT1	-9,82	-72,4	6,1	-9,70	-9,75 – -9,65	235	4396,6
HT1A	-9,13	-69,8	3,2			244	2003,3
HT1B	-8,48	-64,9	3,0			245	1274,6
HT2	-11,13	-83,6	5,4	-10,67	-10,99 – -10,05	201	878,5
HT2A	-11,18	-84,2	5,2			202	830,0
HT2B	-11,08	-83,8	4,9			201	802,8
HT3	-9,17	-66,2	7,2	-9,20	-9,33 – -9,15	146	9367,2
HT3A	-9,39	-68,8	6,3			148	10105,4
HT3B	-10,01	-74,1	6,0				1471,9
HT4	-8,25	-60,3	5,7	-8,16	-8,25 – -8,04	130	1180,8
HT4A	-8,87	-64,8	6,2			170	1051,2
HT4B	-9,69	-71,3	6,2				1018,1
HT5	-9,38	-69,4	5,6			187	11180,5
HT6	-10,62	-79,1	5,8			187	2558,9
HT7	-10,59	-78,4	6,3			146	3109,7
HT8	-9,34	-69,6	5,1			158	3464,9
HT8A	-9,82	-74,2	4,3			156	3061,3
HT8B	-10,76	-81,0	5,1			149	1000,0
HT9	-7,59	-56,9	3,8			168	3708,2
HT9A	-7,96	-61,0	2,7			166	5829,6
HT9B	-8,50	-63,9	4,1			165	8028,9

Ha összehasonlítjuk az 1997-1998-ban mért $\delta^{18}\text{O}$ értékeket (Tóth és mts-ai 2001) a 2002-ben vett mintákkal, akkor azt látjuk, hogy a 2002-es mintázás három kút esetében ugyanazt az értéket adta (HT1, HT3 és HT4) mint korábban, és ezekben a kutakban volt állandó a víz stabilizotópos összetétele az 1997-98-as időszakban. A

HT2 jelű kútban az 1997-98-as időszakban jelentősen változott a $\delta^{18}\text{O}$ érték, és ennél kútnál tér el leginkább a 2002-es mintázásból származó $\delta^{18}\text{O}$ érték az előzőekétől: 2002-ben a $\delta^{18}\text{O} = -11,13\text{‰}$ volt, míg az 1997-98-as időszakban a $-10,99\text{‰} - -10,05\text{‰}$ tartományban változott, vagyis 2002-ben negatívabb volt, mint a korábban vizsgált időszakban bármikor (1. táblázat). A két időszakban történt megfigyelések ilyen nagyfokú azonossága, miszerint kis távolságokon belül nagy eltérések vannak a vízmozgásban (változik a keveredési arány), ugyanakkor egy adott helyen vagy közel állandó a talajvíz stabilizotópos összetétele, vagy nagymértékben változó, arra utal, hogy azokon a helyeken, ahol közel állandó a víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke, ott lassú a vízmozgás.

E korábban vizsgált négy megfigyelőkút mellé telepítettünk mélyebb figyelőkutakat, így azok a korábban ismertetett hármaskutakká váltak, valamint további egyes és hármaskutakat telepítettünk.

Érdekes megnézni a HT1–HT4 hármaskutakban a víz stabilizotópos összetételének függvény menti eloszlását (1. táblázat, 3. ábra). A HT3 és HT4 kutak esetében a $\delta^{18}\text{O}$ (és δD) értékek fentről lefelé egyre negatívabbak. Ez tökéletesen megfelel annak a modellnek, hogy a mélyből idős, $<-11\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ értékű víz áramlik a felszín felé, a felszín felől pedig $-9,3\pm 0,3\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ értékű modern csapadékvíz szivárog be és keveredik a föl-áramló idős vízhez. Minél mélyebbre megyünk, annál nagyobb lesz az idős víz komponens, minél közelebb vagyunk a felszínhez, annál nagyobb a modern víz komponens. A keveredési arányt a helyi áramlási viszonyok határozzák meg.



3. ábra Az egyes és a hármaskutakban a víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke (a kutak számát az 1. ábra mutatja).
Figure 3 The groundwater $\delta^{18}\text{O}$ values of the single and triple monitoring wells (italic numbers).

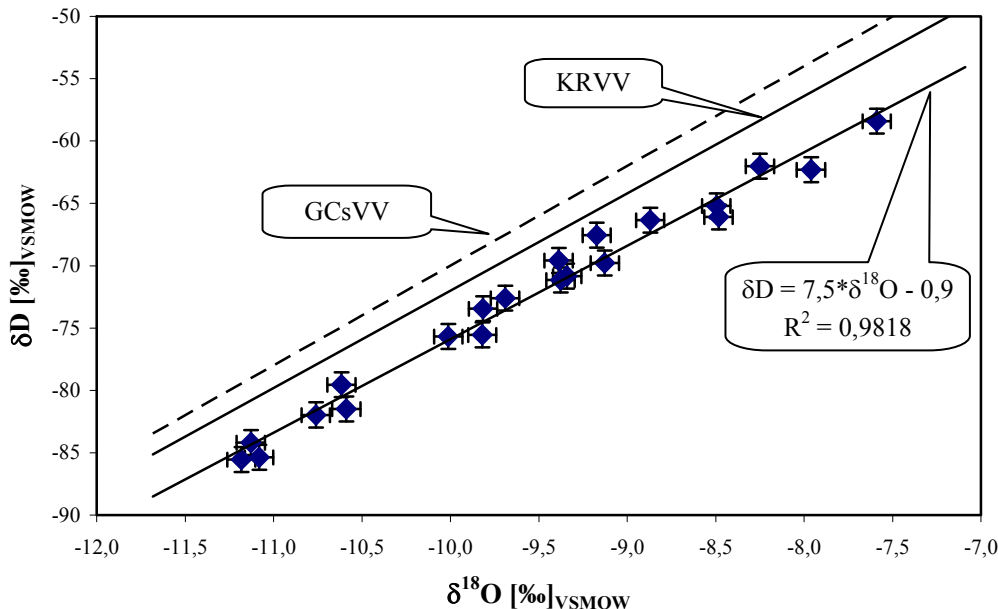
Ettől eltérő képet mutat a HT2 kút (itt korábban jelentősen ingadozott a talajvíz $\delta^{18}\text{O}$ értéke) (1. táblázat, 3. ábra). Itt a legerőteljesebb az idős víz föl-áramlása (a $\delta^{18}\text{O}$ érték itt a legnegatívabb). Ugyanakkor a három különböző mélységben a $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek a mérési bizonytalanságon belül azonosak. Mivel az 1997-98-as időszakban jelentős mértékben változott a talajvíz $\delta^{18}\text{O}$ értéke, a 2002.6.5.-ei $\delta^{18}\text{O}$ érték pedig az eddig mért legnegatívabb, ezért feltételezhetjük, hogy ezen utóbbi mintázáskor nagyon erőteljes folyamatos föl-áramlás történt, a tavaszi hóolvadásból beszivárgó víz eddigre elpárolgott.

A HT1 hármaskút mutatja a legfurcsább függvény menti eloszlást (1. táblázat, 3. ábra). A $\delta^{18}\text{O}$ értékek fentről lefelé növekednek, ami ellentmondani látszik annak a korábban ismertetett képnek, hogy a $<-11\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ értékű idős víz áramlik a felszín felé, ami keveredik a beszivárgó $-9,3\pm 0,3\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ értékű modern vízzel. Ráadásul

a mélyebben lévő víz – később látni fogjuk – korábban a felszínen vagy a felszín közvetlen közelében volt, mert a stabilizotópos összetétele alapján párolgási hatás érte. Ez önmagában egy érdekes jelenség, hogy hogyan kerül le 10 méter mélyre a felszínközeli talajvíz. Az áramlás irányát alapvetően a nyomásviszonyok határozzák meg, azonban a nyomásviszonyokból még nem lehet fölépíteni az áramlási képet, mivel ez utóbbit óriási mértékben befolyásolja a rétegek vízvezető képessége. A víz mindig a kis ellenállás mentén áramlik jobban. A vizsgált terület alapvetően folyóüledék rendkívül változatos vízvezető képességgel, aminek az a következménye, hogy a víz nagyon bonyolult pályák mentén mozog a felszín alatt. Vagyis kis térléptékben biztosan hibás az a kép, hogy csak függőleges áramlás történik. Biztos, hogy az áramlásnak van vízszintes komponense is. Ezt már Tóth és mts-ai (2001) is kimutatták, vagy legalábbis utaltak rá a sófelhalmozódás modellezésekor. Mivel a modern víz beszivárgása nem egyenletes, ezért joggal tételezhetjük föl, hogy vannak, vagy lehetnek olyan helyek, ahol az áramlási irány meg is fordulhat akár a vízszintes, akár a függőleges komponens tekintetében, ha a tavaszi hóolvadás utáni időszakot hasonlítom a nyári csapadékhiányos, száraz időszakokkal. A 2002. év júniusa egy rendkívül meleg, száraz időszak volt. A HT1 hármas figyelőkút bizonyíték lehet az áramlási irányok változására.

Érdekes megvizsgálni a vízminták stabilizotópos összetételét a δD - $\delta^{18}O$ diagramon (4. ábra). A pontok többé-kevésbé egy olyan vonal mentén szórnak, amire azt gondolnánk, hogy egyszerűen a föláramló idős víz és a beszivárgó modern víz keveredési vonala. Ez alapvetően igaz is, azonban ennél bonyolultabb a helyzet.

Hortobágy, Nyírő -laposi mintaterület, 2002.6.5.



4. ábra Az egyes és a hármas figyelőkutakban a 2002.6.5.-én vett vízminták stabilizotópos összetétele a regressziós egyenessel.

Referenciaként föltüntettük a globális csapadékvíz-vonalat (GCsVV: $\delta D = 8 * \delta^{18}O + 10$, Craig 1961) és a Kárpát-medencei rétegvíz-vonalat (KRVV: $\delta D = 7,6 * \delta^{18}O + 6$, Deák 1995) is.

Figure 4 δD vs. $\delta^{18}O$ values of groundwater samples taken on June 5, 2002, from the monitoring wells on Nyírő-lapos study area (Hortobágy, Hungary).

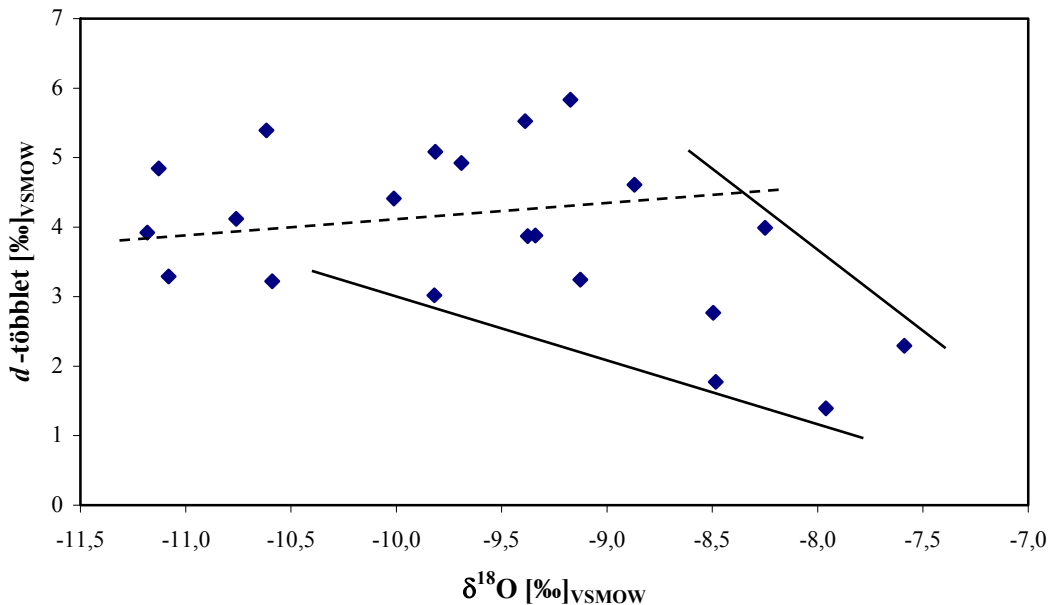
As references the Global Meteoric Water Line (GCsVV, $\delta D = 8 * \delta^{18}O + 10$, Craig 1961) and the Groundwater Line of the Carpathian Basin (KRVV, $\delta D = 7,6 * \delta^{18}O + 6$, Deák 1995) are indicated.

Ez a vonal mind a globális csapadékvíz-vonaltól, mind a Kárpát-medencei rétegvíz-vonaltól lefelé helyezkedik el (4. ábra). Ennek az az oka, hogy az Alföldre hulló csapadéokra jellemző a kis d -többség érték (definíciója: d -többség = $\delta D - 8 * \delta^{18}O$), aminek oka a másodlagos párolgási hatás, vagyis a csapadék viszonylag száraz levegőbe hullik bele, s az esőcseppek a hullás közben párolognak, ami csökkenti a maradék vízcsepp d -többség értékét. Ez jól megfigyelhető az Alföld különböző részein mért csapadékok izotópos vízvonalain. Deák J. (1995) az 1979-1985-ös időszakban az Abádszalóki Meteorológiai Állomáson gyűjtött csapadékvíz mintákra a $\delta D = 7,2 * \delta^{18}O + 0,1$ egyenletet kapta, A. Tenu (1981) az 1974-1977 időszakban a Nagyváradon (Oradea) gyűjtött csapadékvízre pedig a $\delta D = 6,7 * \delta^{18}O - 3,1$ egyenletet. Mindkét egyenlet (vízvonaltól) meredeksége és tengely-

metszési pontja is utal a másodlagos párolgási hatásra. Az általunk vizsgált minták izotópos vízvonalának egyenlete $\delta D = 7,5 * \delta^{18}O - 0,9$. A meredekség itt is kisebb 8-nál, ami valamiféle párolgásra utal. Ez alapján érthető, hogy a modern csapadékvíz d -többlet értéke miért olyan kicsi. Érdekes azonban, hogy a jégkorszaki beszivárgású idős víz d -többlet értéke is viszonylag kicsi, ami arra utal, hogy valószínűleg száraz klímán hullott csapadékból szivárgott a felszín alá. Az Alföld jégkorszaki beszivárgású vizeire nem általánosan jellemző a kis d -többlet érték. Stute M. és Deák J. (1989) szinte az Alföld egész területéről közöl jégkorszaki beszivárgású mély rétegvizekre vonatkozó δD és $\delta^{18}O$ adatokat. Ha azokból kiszámoljuk a d -többlet értéket, akkor azt találjuk, hogy a kis d -többlet érték leginkább a Hortobágy környéki területre jellemző. Ez a terület egy olyan áramlási rendszer megcsapolási (fömláramlási) területe, aminek az utánpótlódási területe az észak-alföldi hordalékkúpsíkság.

A vizsgált vízminták esetében a felszínen vagy a felszín közelében, nagyon kis mélységben történt párolgás hatását leginkább a d -többlet értékek segítségével lehet kimutatni. Az 5. ábrán jól látható, hogy mely kutak szenvedtek kimutatható párolgási hatást. A 3‰-nél kisebb d -többlet értékű minták esetében egyértelmű a párolgás hatása. Ezek egyben a legpozitívabb $\delta^{18}O$ értékű minták is, ami teljesen logikus, hiszen a párolgás hatására mind a δD , mind a $\delta^{18}O$ értékek pozitív irányban tolódnak el, de nem a globális csapadékvíz-vonal mentén, ezért változik (csökken) a d -többlet értékük. A 4. és 5. ábrán látható összefüggések alapján mondhatjuk, hogy kétféle folyamatról van szó. Egyszer kimutatható egy keveredés a fömláramló idős víz és a párolgást nem szenvedett beszivárgó modern víz között (ezt mutatja a szaggatott vonal az 5. ábrán), valamint egyes helyeken a felszín közelében párolgást szenvedett víz szivárog lefelé (és esetleg keveredik az előző keveredési vonal mentén található vizekkel). Ezt a párolgási (keveredési) sávot mutatja az 5. ábrán látható két folyamatos vonal. A két folyamatot egyenlet formájában is meg lehet adni, ha kiszámoljuk a megfelelő regressziós egyeneseket. Ha a -11,5 és -9‰ $\delta^{18}O$ értékű pontokra illesztünk egyenest a δD - $\delta^{18}O$ diagramon, akkor a $\delta D = 8,21 * \delta^{18}O + 6,47$ ($R^2 = 0,9789$) összefüggést kapjuk, ami a párolgást nem szenvedett vizek keveredési vonala. A -10 és -7,5‰ közötti pontokra a $\delta D = 6,83 * \delta^{18}O - 6,83$ ($R^2 = 0,9588$) összefüggést kapjuk, ami pedig a párolgási vonalnak felel meg. Ezt jól mutatják a vízvonalak meredekségei, a sima keveredés esetén 8,21, míg a párolgás esetén 6,83.

Hortobágy, Nyíró -laposi mintaterület



5. ábra Az egyes és a hármas figyelőkutakban a 2002.6.5.-én vett vízminták deutérium-többlete (d -többlet) a $\delta^{18}O$ érték függvényében. A vonalak jelentését lásd a szövegben.

Figure 5 Deuterium-excess (d -többlet) vs. $\delta^{18}O$ values of groundwater samples taken on June 5, 2002, from the monitoring wells. Dashed line indicates mixing of Ice Age infiltrated, ascending groundwater and infiltrating modern water. Solid lines indicate mixing of evaporation affected surface water and groundwater.

Összefoglalás

Hazánk egyik jellegzetes szódás szikes területén, a Hortobágyon található Nyírő-lapson lévő kb. 600 m x 800 m-es mintaterületen izotóp-vízgeokémiai módszerekkel kimutattuk, hogy:

1. A környék mélyebb (20-100m) föláramló rétegvizei idős, jégkorszaki beszivárgású vizek, amelyek $\delta^{18}\text{O}$ értéke $-11,3\text{‰}$ és $-11,8\text{‰}$ közé esik, a δD értéke pedig a -86‰ és -91‰ közé.
2. A föláramlás ellenére helyenként a modern víz 20 méternél mélyebb rétegekbe is lejut mutatva a leszivárgás és a föláramlás rendkívül heterogén voltát.
3. A hármas figyelőkutak segítségével kimutattuk az időben és térben erősen változó irányú vízmozgást. A vízmozgás iránya mind vízszintes, mind függőleges irányban akár meg is fordulhat.
4. A *d*-többlet segítségével egyértelműen kimutatható volt, hogy a beszivárgott víz egy része a felszín közelében párolgást szenvedett és ennek a víznek egy része helyenként a 10 méteres mélységbe is lejutott.

Irodalom

- Craig H. 1961: Isotopic variation in meteoric waters. *Science* **133**, 1702-1703
- Deák J. 1995: A felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározása izotópos módszerekkel az Alföldön. *VITUKI Zárójelentés*, Budapest.
- Deák J., Coplen T.B. 1996: Identification of Holocene and Pleistocene groundwaters in Hungary using oxygen and hydrogen isotopic ratios. In *Isotopes in Water Resources Management (Symposium Proceedings, Vienna, 1995)*, vol. 1. IAEA: Vienna, 438.
- Fórizs I., Kern Z., Szántó Zs., Nagy B., Palcsu L., Molnár M. 2004: Environmental isotope study on perennial ice in the Focul Viu Ice Cave, Bihor Mountains, Romania. *Theoretical and Applied Karstology* **17**, 61–69
- Kern Z., Fórizs I., Nagy B., Kázmér M., Gál A., Palcsu L., Szántó Zs. 2004: Az elmúlt évezred klimatikus ingadozásainak részletes rekonstrukciója a Bihar-hegységi Eszkimó-barlang környezetében. *II. Magyar Földrajzi Konferencia*, Szeged 2004, CD-ROM kiadvány, 15 oldal
- Stute M., Deák J. 1989: Environmental isotope study (^{14}C , ^{13}C , ^{18}O , D, noble gases) on deep groundwater circulation systems in Hungary with reference to paleoclimate. *Radiocarbon* **31(3)**, 902-918
- Szabolcs I. 1989: *Salt-affected soils*. Boca Raton: CRC Press.
- Țenu A. 1981: *Zăcămintele de ape hipertermale din nord-vestul României (Thermal water storages in north-western Romania)*. București: Editura Academiei Republicii Socialiste România
- Tóth T., Kovács D., Kuti L., Fórizs I., Kabos S. és Douaik A. 2005: Factors affecting soil salinization in a sodic grassland. In Cockx L., Van Meirvenne M., Tóth T., Hofman G. és Németh T. (eds) *Monitoring Space-Time Dynamics of Soil Chemical Properties to Improve Soil Management and Environmental Quality. Proceedings of a workshop organized in the frame of the bilateral scientific and technological cooperation between Flanders and Hungary (Ghent, 8-9 December 2005)*, Ghent: Ghent University, 1–13
- Tóth T., Kuti L. 1999: Összefüggés a talaj sótartalma és egyes földtani tényezők között a hortobágyi „Nyírőlapos” mintaterületen I. Általános földtani jellemzés, a felszín alatti rétegek kalciumtartalma és pH értéke. *Agrokémia és Talajtan* **48(3-4)**, 431–446.
- Tóth T., Kuti L., Fórizs I. és Kabos S. 2001: A sófelhalmozódás tényezőinek változása a hortobágyi „Nyírőlapos” mintaterület talajainál. *Agrokémia és Talajtan* **50(3-4)**, 409–426.
- Tóth T. és Szendrei G. 2006: A hazai szikes talajok és a szikesedés valamint a sófelhalmozódási folyamatok rövid jellemzése. In Szendrei G. és Tóth T. (szerk.) *A magyarországi szikes talajok felszíni sóásványai. Topographia Mineralogica Hungariae* **9**, 7–20.

Magyarország környezetgeokémiai állapota (*Environmental geochemical state of Hungary*)
kiadvány, amely az azonos című anketók anyaga alapján készült

a Magyar Tudományos Akadémia
Földtudományok Osztálya
megbízásából

a Környezetgeokémiai Albizottság
szervezésében

Felelős kiadó – *Responsible editor:*
© Nagy Béla osztálytitkár

Szerkesztő – *Editor*
Szendrei Géza albizottsági elnök

ISBN-10: 963-508-521-4
ISBN-13: 978-963-508-521-7

Nyomda – *Printing office:*
Innova Print Kft, Budapest

Budapest
2006