

A sófelhalmozódás tényezőinek változása a hortobágyi „Nyírólapos” mintaterület talajainál

¹ TÓTH TIBOR, ² KUTI LÁSZLÓ, ³ FÓRIZS ISTVÁN és ⁴ KABOS SÁNDOR

¹ MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet, Budapest, ² Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, ³ MTA Geokémiai Kutatólaboratórium, Budapest és ⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

A talajok sótartalma nem állandó érték, hanem rövidebb–hosszabb távú dinamizmussal jellemezhető (ARANY, 1956; SZABOLCS, 1971; VÁRALLYAY, 1989). A hazai szikes területek kialakulását, térbeli elhelyezkedését, javításával kapcsolatos kérdéseket és a sómérlegüket kötetnyi közlemény tárgyalja (pl. az utóbbi évekből BLASKÓ, 1999; SZENDREI, 1999; SZABÓ et al., 1998), és ezek a kérdések továbbra is az érdeklődés középpontjában vannak. Az elmúlt évtizedekben kevés munka értékelte komplexen a talajok sótartalmát befolyásoló tényezők időbeli és térbeli változását (korábbi példa VÁRALLYAY, 1966, a közelmúltból KARUCZKA, 1999), dacára az elmúlt évtizedekben elért módszertani fejlesztéseknek.

Kutatócsoportunk távlati célja egy szikes pusztán belül a sótartalom változásának leírása. Ennek érdekében jelen közleményben a talaj sótartalmát közvetlenül befolyásoló tényezők idő- és térbeli változását értelmezzük. A vizsgált területen a sótartalomra ható tényezőket korábban bemutattuk (TÓTH & KUTI, 1999b 5. ábra), közöttük a dinamikusnak tekinthető tényezőket: a talajvíz mélységét és sótartalmát. Munkánk során ezért először megvizsgáltuk a talajvíz szintjének és sótartalmának időbeli változékonyságát, majd a talaj sótartalmának szelvénybeli és területi változékonyságát. Az eredmények alapján felvázoljuk a terület sófelhalmozódásának koncepcionális modelljét.

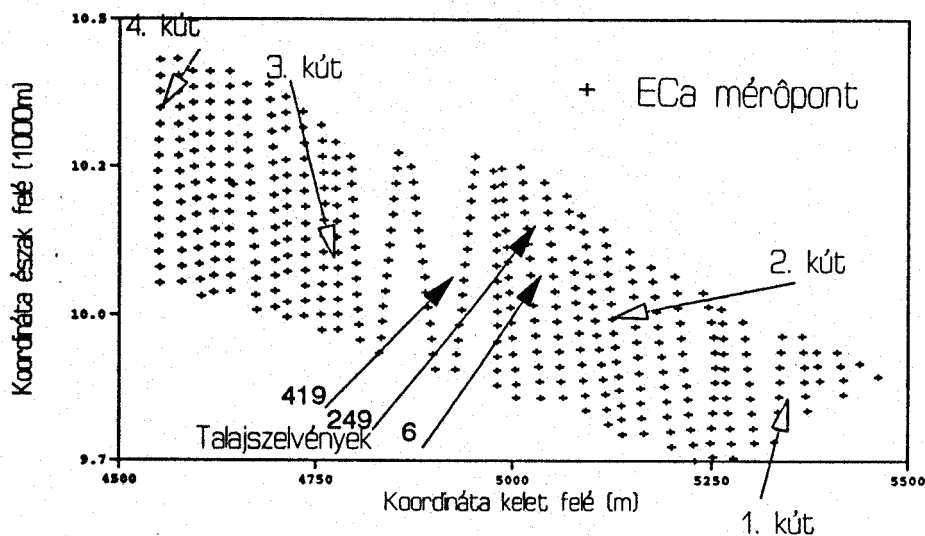
Anyag és módszer

A mintaterület. – Jellemzően változatos kb. 800 x 300 m-es mintaterületen végeztünk megfigyeléseket a Hortobágyi Nemzeti Park Nyírólapos–Nyári járás területének DK-i részén, a Debreceni-határcsatorna és az M 33-as műút (84-es

*A Magyar Talajtani Társaság és a Magyarhoni Földtani Társulat Mérnökgeológiai Szakosztálya 2000. február 9-én, a szikesedés témakörében rendezett előadóiülésén elhangzott előadás anyaga

km-kő környéke) közötti szikes lapon. A terület a tiszántúli szolonyec talajok „klasszikus” mintaterülete, a réti szolonyec talaj tipikus bemutató szelvény-gödre itt található. Itt hosszú idő óta folynak különböző célú talajtani vizsgálatok (SZABOLCS, 1971; OERTLI & RAJKAI, 1988, RAJKAI et al., 1988, TÓTH et al., 1991; TÓTH & KERTÉSZ, 1993, TÓTH & RAJKAI, 1994).

A vizsgált talajszelvényeket és talajvízszint észlelő kutakat, valamint a talaj elektromos vezetőképesség mérőpontokat az 1. ábra mutatja be.



1. ábra

A talajszelvények, talajvízszint észlelő kutak és elektromos vezetőképesség mérőhelyek (+) sematikus vázlatja a „Nyírőlapos” mintaterületen

Talajvízszint észlelések. – A területen hét talajvízkutat figyelünk meg. Ezek közül 4 kút helyének kiválasztásánál (1–4. számú talajvízkutak) a terület talajvízjárásának jellemzése volt a célunk, a maradék hármat pedig három részletesen vizsgált talajszelvény mellé telepítettük.

A talajvízkutakban a vízszintet mintegy tíznaponta észleltük, a víz kémiai összetételének vizsgálatához havonkénti gyakorisággal vettünk mintát.

Az egyes talajvízkutak talppontjainak a tengerszint feletti magassága a következő: 1.: 90,0 m, 2.: 89,32 m, 3.: 88,8 m, 4.: 88,68 m. A szelvények mellett telepített kutak néhány jellemzőjéről az 1. táblázat tájékoztat.

Negyedévenkénti elektromos vezetőképesség észlelések. – 1994 novemberétől 420 geodéziailag (x, y, z) bemért és megjelölt mérőhelyen háromhavonként végezzük a talaj elektromos vezetőképességének (EC_a) mérését. A terepi EC_a -t

1. táblázat

A „Nyírólapos” mintaterület vizsgált szelvényeinek néhány fontosabb jellemzője 1997 decemberében

Szelvény	Tengerszint feletti magasság, m	Növényzet	Talajvízszint*, cm	Talajvíz EC, mS/cm	Ks cm/nap
6.	89,35	„füvespuszta”–Ach-F	40	3	80
249.	89,09	„ürmöspuszta”–Art-F	20	2	0,001
419.	88,84	„szikes rét”–Ag-Al	0	17	8

Megjegyzés: EC az elektromos vezetőképesség; Talajvízszint: A 419. szelvényhez képest; Ks a talaj bolygatatlan szerkezetű, 5x5 cm-es talajmintán meghatározott telített hidraulikus vezetőképessége az A-szintben; Növényzet: Ach-F: Achilleo-Festucetum pseudovinae; Art-F: Artemisio-Festucetum pseudovinae; Ag-Al: Agrosti-Alopecuretum pratensis

Martek SCT 12 típusú vezetőképesség-mérővel mérjük. A 4 elektród elrendezése rögzített konfiguráció (RHOADES & MIYAMOTO, 1990) szerint történt, 91 cm külső és 72 cm belső elektródtávolsággal. Ezzel az elrendezéssel maximum 40 cm mélységig lehet megbízhatóan meghatározni a talaj sótartalmát, és ez határozta meg az ismételt talajmintavételezés mélységét. A területre jellemző EC-értékek kiegyenlített reprezentációja és az egyenletes térbeli előfordulás követelményének megfelelően a 420 mérési pont közül kiválasztottunk 20 mérőhelyet, ahol laboratóriumi (EC méréshez 1:2,5 szuszpenzióban, a továbbiakban EC_{2,5}) kalibrációhoz mintát vettünk. A kalibrációs helyek számát a befektetett munka arányában határoztuk meg, mivel a műszeres mérés időigénye mintegy 16 óra, a talajmintavétel pedig 4 óra. Mivel a vezetőképesség-mérő térben átlagolt értéket ad, a műszeres értékek kalibrálásához az elektródok között 2 furatot mélyítettünk és az azonos mélységből származó mintákat 10 cm-enként egyesítettük. A kalibrációs összefüggések alapján számítottuk a mérőhelyek EC_{2,5}-értékét, amit térképen ábrázoltunk.

Havonkénti talajvizsgálatok. – 1998 júliusától másfél éven keresztül három talajszelvény mellett a talajvízszint eléréséig havonkénti mintavételt végeztünk. A vizsgált szelvények a nemzeti park leggyakoribb szikes élőhelyeit képviselik, a szelvényeket a mikroreliefen elfoglalt helyzetük alapján választottuk ki az 1. táblázat szerint. A 6. és 419. szelvény mély réti szolonyec, a 249. pedig közepes réti szolonyec talaj.

A stabil oxigénizotópos összetétel és a tríciumtartalom mérése. – A talajvíz eredetének és a különböző eredetű talajvizek keveredésének kimutatásához sta-

bil oxigénizotópos és tríciumos méréseket végeztünk. Az oxigénizotópos mérésekhez a talajvízkutakból 1997-1998 folyamán öt, a talajszelvénykutakból egy alkalommal történt vízmintavétel. A tríciumtartalom meghatározáshoz csak a talajszelvénykutakból történt egyszeri mintavételezés (4. táblázat).

A stabil oxigénizotópos összetétel mérést az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában Fórizs István végezte. A mintaelőkészítést a hagyományos CO₂-H₂O izotópegyensúlyi rendszerrel végeztük (5 ml vízminta 20 ml közel 1 atm nyomású szén-dioxiddal állandó hőmérsékleten történő rázás mellett izotópegyensúlyba kerül; eredeti leírás: EPSTEIN & MAYEDA (1953) többször módosítva). Az izotópegyensúlyba került szén-dioxid stabil oxigénizotópos összetételét Finnigan MAT delta S tömegspektrométeren határoztuk meg. A mérésekhez a BTW 20 labor-sztenderdet használtuk. Az eredményeket a nemzetközi VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) etalonhoz viszonyítva ezrelékben adjuk meg a szokásos δ jelöléssel:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{sztenderd}}}{R_{\text{sztenderd}}} \cdot 1000$$

ahol: R_{minta} és $R_{\text{sztenderd}}$ a minta és a sztenderd ¹⁸O/¹⁶O aránya. A mérések bizonytalansága (mintaelőkészítés+mérés) $\pm 0,15$ [‰]_{VSMOW}.

A tríciumtartalom meghatározását a VITUKI, Tricarb Laboratóriumában Süveges Miklós végezte. Az elektrolitikusan dúsított, majd „szcintillációs koktél”-lal kevert mintában folyadékszcintillációs számlálóval meghatározzák a tríciumtartalmat, amit trícium egységben (TE = egy trícium izotóp¹⁸ hidrogén atom között) adnak meg.

A Cl⁻/Br⁻ arány meghatározása. – A csapadékvíz és a talajvizek keveredésének kimutatására meghatároztuk egyes talajvízminták és telítési kivonatok bromid- és kloridkoncentrációját. A bromidkoncentrációt az 1997. november 5-én vett talajminták telítési kivonatából a Vízkutató Vízkémia Kft határozta meg SCHER (1960) módszerével.

Egyéb mintavételi és laboratóriumi módszerek. – A talaj sótartalmának változását az 1:2,5 talaj:víz (hazai szabvány szerinti pH) szuszpenzió elektromos vezetőképességének mérésével követtük nyomon.

A talaj hidraulikus vezetőképességét 5x5 cm-es bolygatatlan szerkezetű talajmintán, az MSz-08 0205-78 szerint „csökkenő víznyomás” módszerével három ismétlés alkalmazásával határoztuk meg.

A telítési kivonatok és vízminták elemzését LUKÁCS és RÉDLYNÉ (1988) szerint végeztük el.

Eredmények

A talajvízszint időbeli változása

Annak érdekében, hogy a szikes területen a talajvíz változása előre jelezhető legyen a talajvízszintet a megelőző 10 dekád csapadékösszege alapján kíséreltük meg becsülni. A 2. kútra a legjobb illeszkedést a következő összefüggéssel kaptuk.

Egyensúlyi talajvízszint = $0,73 * \text{jelen dekád csapadékösszege} + 0,23 * \text{egy dekáddal korábbi csapadékösszeg} - 0,022 * \text{két dekáddal korábbi csapadékösszeg} + 0,040 * \text{három dekáddal korábbi csapadékösszeg} - 0,023 * \text{négy dekáddal korábbi csapadékösszeg}$

Az összefüggésben szereplő változókat előzetesen a szórással standardizáltuk (PODANI, 1997) annak érdekében, hogy a becslő algoritmusok közül a legjobb illeszkedést mutatót a modell-reziduumok összehasonlítása alapján kiválaszthassuk. A regressziós összefüggés többszörös lineáris korrelációs koefficiens értéke 0,992 volt, azaz a csapadék mennyisége a talajvízszint értékét döntően befolyásolja. Időben visszafelé haladva a lehullott csapadék egyre kisebb jelentőségű a talajvízszint meghatározásában.

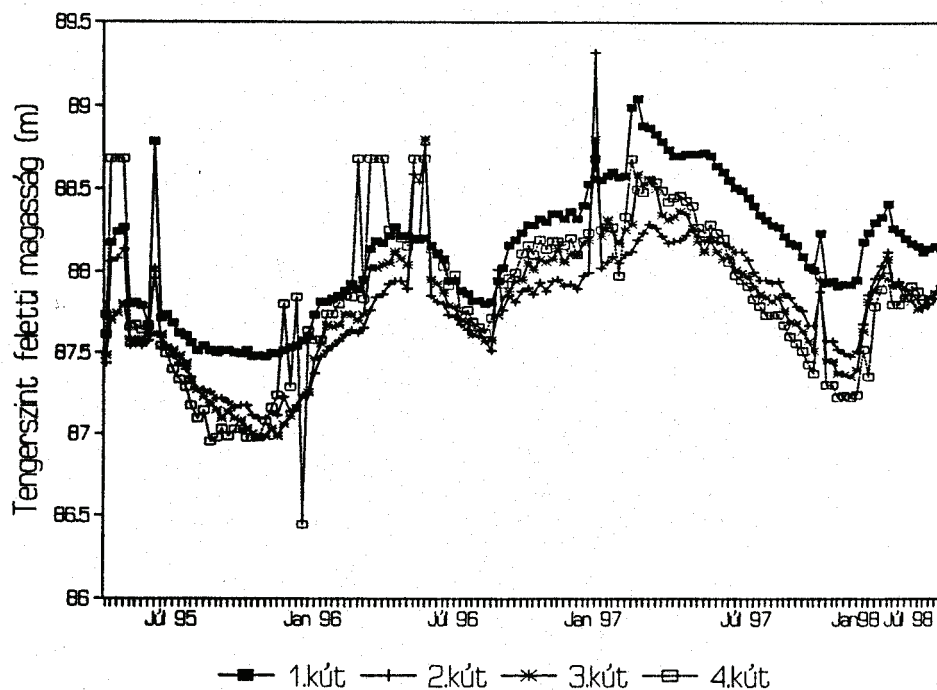
A 2. táblázatban a területhez közel eső két észlelőkút jellemző adatait mutatjuk be a VITUKI adattára alapján. A mintaterületen kialakított hét kút felszíni magassága és a táblázatban bemutatott kutak magassága egy értéktartományba esik. Az általunk üzemeltetett 7 talajvízkút és a 2 kívül eső kút esetében is igaz volt, hogy növekvő felszíni magassághoz mélyebb átlagos talajvízszint tartozik. Ennek oka a mélyebb területeken (rétek, mocsarak) megálló csapadékvizek utánpótló hatása. A talajvízszint ingadozása a hosszú időn keresztül észlelt kutakban, 65–70 éves időszak alatt 3,6–3,7 m volt, hasonló nagyságú volt a felszín alatti legnagyobb talajvízmélység, vagyis a legsekélyebb talajvízszint megközelítette vagy meghaladta a felszíni magasságot. A területen a talajvíz nyomás alatt van, vagyis a fúrás közben „megütött” talajvízszinthez képest a később beálló nyugalmi (egyensúlyi) talajvízszint sekélyebb. Ezen a területen 29 geológiai fúrás mélyítése során 1995 augusztusában a megütés után átlagosan 3,3 m-ről a talajvízszint 1,57 m-t emelkedett egy nap során.

2. táblázat

Két hosszú idő óta észlelt talajvízkút talajvízszintje (m)

Kút	Talppont, tszf.	X_EOTR	Y_EOTR	Minimum	Maximum	Átlag	Időszak
154.	89,42	253191	802406	85,65	89,17	87,93	1935–1996
162.	88,32	254621	814688	84,72	88,47	87,06	1941–1996

A talajvíz felszín alatti mélysége követi a felszíni magasságban meglévő különbségeket. Csapadékos időszakban a legmélyebben lévő kútban a vízszint magasabb mint a közbűlső magasságúakban. A 2. ábrán látható, hogy a legalacsonyabb talppontú (4.) kútban a legalacsonyabb rendszerint a talajvízszint, de



2. ábra

A talajvízszint tengerszint feletti magasságának változása

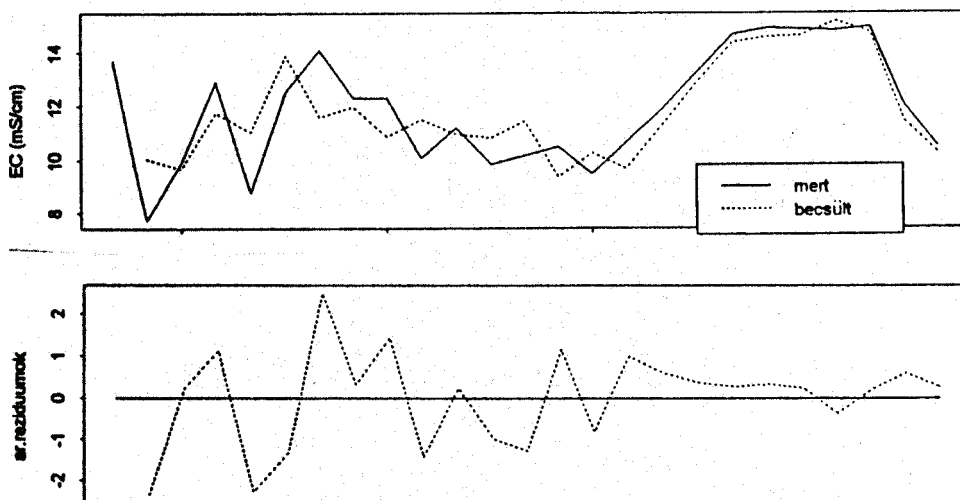
nedves időszakokban rendszeresen a 2. és 3. kút vízszintje fölé emelkedik. Ez arra utal, hogy a talajvízáramlás a területen belül az év folyamán nem egyirányú, vagyis nem mindig a magasabb térszín felől az alacsonyabb térszín felé áramlik. Az áramlás iránya a csapadékviszonyoktól függően megfordulhat és az időszakosan kialakuló vízállás következtében a mélyebb területek felől a magasabb területek felé irányulhat. Észak-Dakota állam (USA) szolonyeces területein a talajvíz áramlási irányának hasonló változásáról számolt be SEELIG és RICHARDSON, 1994.

A talajvíz elektromos vezetőképességének időbeli változása

A mintaterületen belül a talajvízkutakban havonta mért EC-értékek közötti összefüggést az egyes kutakban mért EC-értékek, és az egyes időpontokban

mért értékek közötti összefüggések szempontjából is vizsgáltuk. Az egyes talajvízkutak EC-je időben korrelációt mutatott egymással, de az oksági kapcsolatot nem lehetett kimutatni, mivel a talajvizek hasonló EC dinamikáját a kutakra hasonlóan ható csapadékvíz közvetlenül előidézhette.

A talajvíz elektromos vezetőképessége az aktuális hónap csapadékösszege és a talajvíz megelőző hónapban mért EC-értéke alapján jól becsülhető volt, amint azt példaként a 3. kút esetén bemutatjuk (3. ábra). Az autoregressziós lineáris összefüggés többszörös korrelációs koefficiens értéke 0,839 volt.



3. ábra

A talajvíz EC autoregressziós modellezése a 3. kútra.

Az ábra felső része a mért (folytonos vonal) és a modell által becsült (szaggatott vonal) értékeket ábrázolja. Az ábra alsó része a modellillesztés reziduumait ábrázolja

Az izotópos adatok értelmezése

Oxigén. A vizsgált terület egy regionális áramlási rendszer föláramlási területe. A mélyebb rétegekből idős, jégkorszaki beszivárgású víz áramlik a felszín felé, ahol keveredik a beszivárgó csapadékvízzel. (A feláramló víz korára csak szórványos adatok vannak: a közelben lévő Balmazújvárosi Vízmű két kútjában 13 és 15 ezer évesnek adódtak a rétegvizek ^{14}C adatok alapján, MIKÓ 2001). A feláramló víz stabil oxigénizotópos összetételének meghatározásához megmintáztunk három közeli rétegvízikutat (3. táblázat)

Mivel a három rétegvízikut más–más oxigénizotópos összetételű, a feláramló rétegvíz $\delta^{18}\text{O}$ értéke pontosan nem adható meg, azonban feltételezhető, hogy a

3. táblázat

A Nyírólapos környéki rétegvízutak adatai és a víz $\delta^{18}\text{O}$ értékei

Kataszteri szám	Hely neve	Nyomásállapot	Talpmélység [m]	$\delta^{18}\text{O}$ érték [‰] _{VSMOW}
K-24	Szettyényes	nem artézi	60	-11,80
K-152	Szálkahalom	artézi	81	-11,28
K-13	Kadarcsi Csárda	artézi	190	-10,03

legsekélyebb kút vizéhez közeli, vagyis közelítőleg -11,8 ‰. A magyarországi talajvizek és sekély rétegvizek átlagos $\delta^{18}\text{O}$ -értéke $-9,3 \pm 0,4$ ‰ (DEÁK, 1995).

Mind a hét talajvízkút vizének $\delta^{18}\text{O}$ -értéke pozitívabb (4. táblázat), mint a feláramló víz $\delta^{18}\text{O}$ -értéke, ami a beszivárgó csapadékvízzel való keveredésre, valamint a párolgás által történő izotópos bedúsulásra utal (a víz ^{18}O -izotópban dúsul, vagyis a $\delta^{18}\text{O}$ -érték pozitív irányba tolódik el). A legmélyebben fekvő figyelőkút (4.) $\delta^{18}\text{O}$ -értéke -8,1 ‰ körüli és időben nem változik. Ez az érték még az átlagos talajvíz- $\delta^{18}\text{O}$ értéknél is pozitívabb, ami azt mutatja, hogy a talajvíz párolgás útján izotóposan bedúsul. Az időbeli állandó érték pedig arra utal, hogy a párolgás általi izotópos bedúsulás nem a talajvízben történik, hanem a víztükörnél magasabb szinten, a felszín közelében. A talajvíz a kapillaris hatás következtében izotópos frakcionáció nélkül feljut a telítetlen zónába, majd a felszín közelében a víz egy része elpárolog, a maradék izotóposan bedúsul. Az erőteljes párolgásnak kedvez a sekély talajvízszint (2. ábra). Nagyobb mértékű csapadékhulláskor pedig a lefelé szivárgó víz keveredik az izotóposan bedúsult vízzel és ez a keverékvíz jut le a telített zónába és keveredik a talajvízhez. Feltehető, hogy ez a bonyolult folyamat hosszú távon viszonylag kiegyenlített, vagyis a mélyből feláramló, jégkorszaki beszivárgású víz és a felülről utánpótlódó víz aránya közelítőleg állandó.

A 3. figyelőkút $\delta^{18}\text{O}$ értéke -9,2 körüli, ami nagyon közel áll az átlagos talajvíz- $\delta^{18}\text{O}$ értékhez. Feltételezhető azonban, hogy ehhez a vízhez is keveredik valamennyi feláramló jégkorszaki beszivárgású rétegvíz, amely utóbbinak jóval negatívabb a $\delta^{18}\text{O}$ értéke. Ebből pedig arra következtethetünk, hogy ennél a kútnál is jelentős a párolgás hatása. Az időbeli stabilitás ennél a kútnál is fennáll, magyarázata pedig ugyanaz lehet, mint a 4. kútnál.

Az 1. kút vizének $\delta^{18}\text{O}$ -értéke -9,7 ‰ körüli, ami az átlagos talajvíz- $\delta^{18}\text{O}$ érték és feláramló víz $\delta^{18}\text{O}$ -értéke közötti, és időben ez is állandó. A fenti két kútnál leírtak itt is igazak azzal az eltéréssel, hogy ebben az esetben nagyobb mértékű az alulról való utánpótlódás.

4. táblázat

A nyírólaposi vizsgált talajvízkutak izotópos és elektromos vezetőképesség adatai

	1. kút	2. kút	3. kút	4. kút	6. szelv.	249. szelv.	419. szelv.
$\delta^{18}\text{O}$ [‰] _{VSMOW}							
1997. VII.2.	-10,75	-10,99	-9,33	-8,16			
1997. VIII. 21.	-9,75	-10,81	-9,15	-8,25			
1997. X. 12.	-9,67	-10,94	-9,21	-8,18			
1998. I. 8.			-9,12				
1998. II. 4.	-9,66	-10,54	-9,16	-8,04			
1998. V. 29.	-9,65	-10,05	-9,21				
1998. X. 29.					-10,53	-10,69	-9,19
Trícium (TE)							
1998. X. 29.					2,8	1,3	4,8
EC (mS/cm)							
1998. X. 29.					3,29	1,92	12,6

A 2. kút vizének $\delta^{18}\text{O}$ -értéke időben változó és -10 és -11 ‰ közötti. Ez azt mutatja, hogy e kút közelében a legerőteljesebb a feláramlás. A négy figyelőkút környezetében összehasonlítva a víztükör alatti rétegek vízvezető képességét azt látjuk, hogy az a 2. kút közelében a legnagyobb (TÓTH & KUTI, 1999a), ami magyarázhatja, hogy miért itt a legerőteljesebb a feláramlás. A $\delta^{18}\text{O}$ -érték időbeli változása pedig arra utal, hogy nem kiegyensúlyozott a beszivárgó és a feláramló víz aránya.

A 6. és 249. talajszelvénykutak $\delta^{18}\text{O}$ -értéke -10,5 és -10,7 ‰. Ezek az értékek közel esnek egyrészt egymáshoz, másrészt a térben is közeli 2. kút értékéhez (ld 1. ábrán), tehát az ott tett megállapítások itt is érvényesek. A 419. talajszelvénykút $\delta^{18}\text{O}$ -értéke -9,2 ‰, ami szinte megegyezik a tőle nem távoli 3. kútéval.

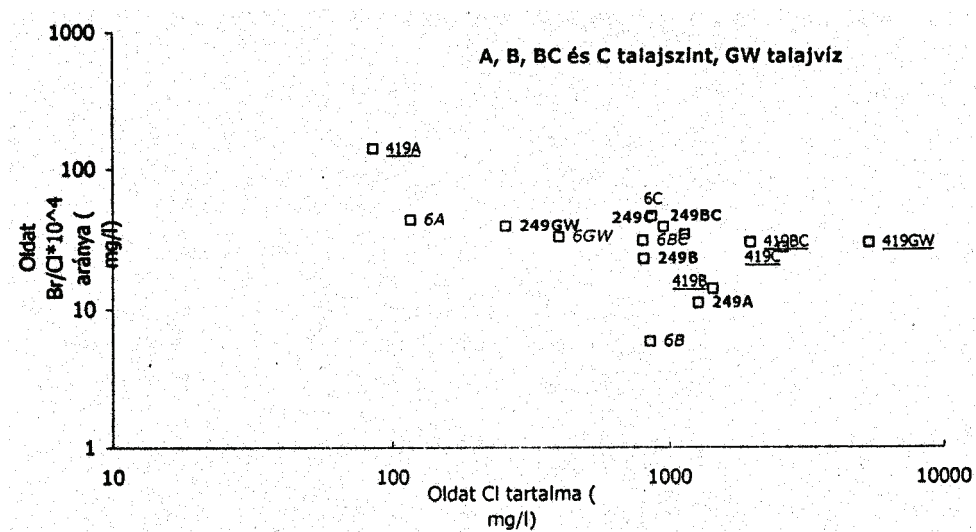
Trícium. A feláramló mély rétegvizek tríciumtartalma nulla, tehát a talajvízbe trícium csak a felszínről beszivárgó csapadékvízzel juthat le. A trícium felezési ideje 12,4 év – vagyis elég gyorsan bomlik le –, tehát a talajvíz tríciumtartalma egyrészt attól függ, hogy milyen a csapadékvíz/rétegvíz arány, valamint attól, hogy milyen lassú a beszivárgás. Durva közelítésben azt mondhatjuk, hogy minél nagyobb a talajvíz tríciumtartalma, annál nagyobb benne a beszivárgó csapadékvíz aránya és a párolgás mértéke (a párolgás a tríciumot is dúsítja). Összevetve a tríciumtartalmakat a $\delta^{18}\text{O}$ -értékekkel megállapíthatjuk, hogy a belőlük levont következtetések egymást támogatják. A $\delta^{18}\text{O}$ -értékek alapján a három talajszelvénykút közül a 419. kútnál a legnagyobb arányú a csapadékvíz beszivárgása (és a párolgás mértéke), és a tríciumtartalom is itt a legnagyobb (4,8 TE). Ez szoros összefüggésben van azzal, hogy ennél a szelvénynél rend-

szeresen vízállás alakul ki, a talajvíz szintje pedig a három szelvény közül itt a legsekélyebb. Az izotópos adatokat összevetve az oldott sótartalommal (4. táblázat), a korreláció ismét szembetűnő, a 419. kút vizének messze a legnagyobb az elektromos vezetőképessége (12,6 mS/cm).

A talajvíz áramlási viszonyokról további felvilágosítást nyújt majd a folyamatban lévő deutérium-koncentráció meghatározás.

A talajoldatok és a talajvíz Cl⁻/Br⁻ aránya

A csapadékvíz, a talajoldat és a talajvíz keveredésének vizsgálata érdekében a három talajszelvényben, a talajvíz- és a telítési kivonat mintákban meghatároztuk a Cl⁻- és Br⁻-koncentrációt. Ezek arányát a 4. ábrán mutatjuk be. FLURY és PAPRITZ (1993), VINOGRADOV (1959) és WHITTEMORE (1988) szerint a két anion koncentrációja alkalmas arra, hogy a talajvíz egyes változásait nyomon kövessük, mivel mind a kettő „konzervatív” alkotóként viselkedik, vagyis jól oldódik és kevésbé vesz részt kémiai átalakulásokban, megkötődésben. A Br⁻ koncentráció a talaj szervesanyag-koncentrációjával pozitív korrelációt mutat (FLURY & PAPRITZ, 1993). Emiatt a 6. és 419. szelvény humuszszintjeiben kiugróan magas Br-koncentrációt találtunk. Amennyiben a talajvíz és az egyes szintek között az oldatok keverednek, akkor az adott szelvényhez tartozó érté-



4. ábra

A bromid- és kloridionok aránya a három szelvény (6., 419. és 249.) genetikai szintjeinek telítési kivonatában és a szelvények alatti talajvízben

kek egy egyenesen helyezkednek el. Ezt tapasztaltuk a 419. „réti” talajszelvény esetében. Ez alapján is nyilvánvaló, hogy a csapadék közvetlen hatással van a szelvény sótartalmának alakulására, vagyis a párolgás és kimosódás hatása együttesen érvényesül. A 249. „ürmöspusztai” talajszelvény esetén azonban a talajvíz Cl⁻-koncentrációja kisebb mint a talajszintek telítési kivonatáé, vagyis a talajban a talajvízhez képest a sótartalom megnő. A 6. „füvespusztai” talajszelvény esetén az A-szint telítési kivonatában a Cl⁻-koncentráció kicsi (hasonló a 419. réti szelvény A-szintjéhez), a mélyebb szintek Cl⁻-koncentrációja azonban nagyobb, mint a talajvízé, tehát az A-szinttől eltekintve a 249. szelvényénél megfigyeltek érvényesülnek.

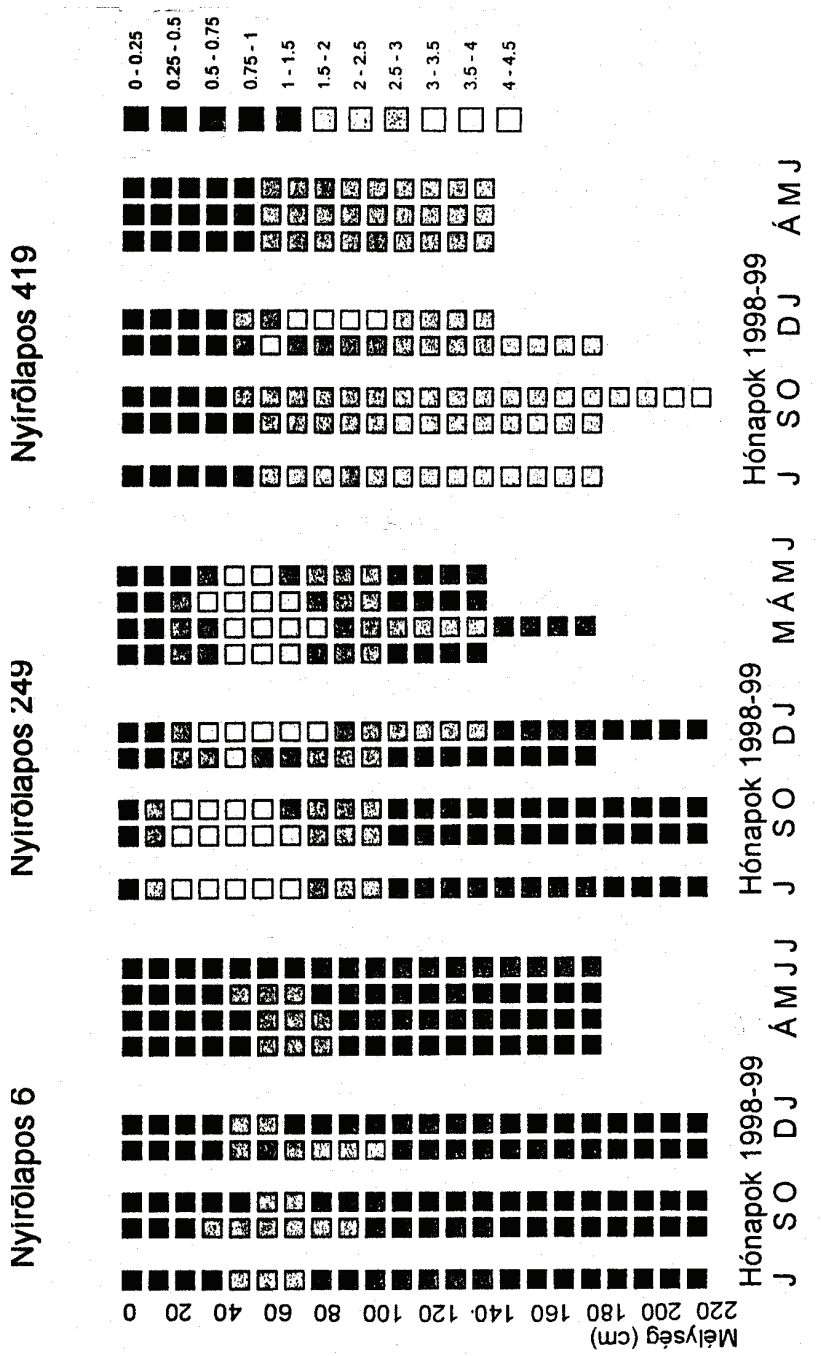
A talajvíz ionösszetételét mutató eredmények (melyeket egy külön közleményben tervezzük bemutatni) arra utaltak, hogy a megfigyelt különböző só-tartalmú, illetve sóösszetételű talajvíz-zónák (TÓTH & KUTI, 1999a) helyzete időben módosulhat. Ennek következtében a talajvízészlelő kutakban jelentős vízminőség-változást tapasztaltunk, ami összefüggést mutat a talajvízáramlás irányának változásával.

A talaj-só tartalom szelvénybeli változása

Összehasonlítottuk az egys talajszelvények EC_{2,5} dinamikáját és megállapítottuk, hogy a „füvespusztai” és „szikes réti” szelvény EC_{2,5} dinamikája eltér az „ürmöspusztai” szelvényétől.

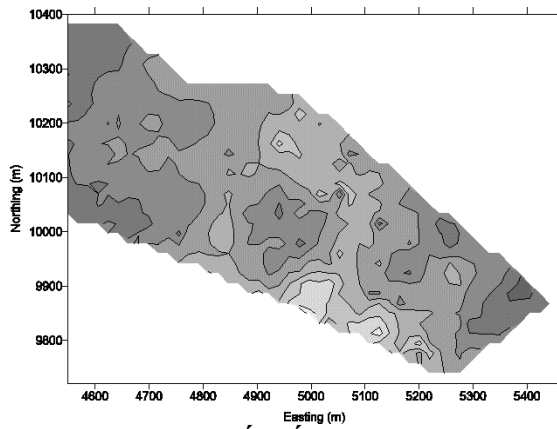
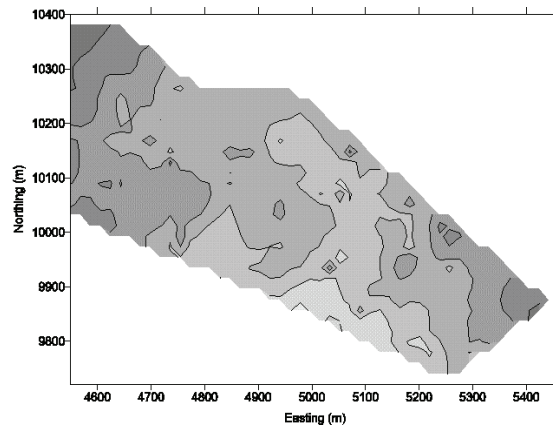
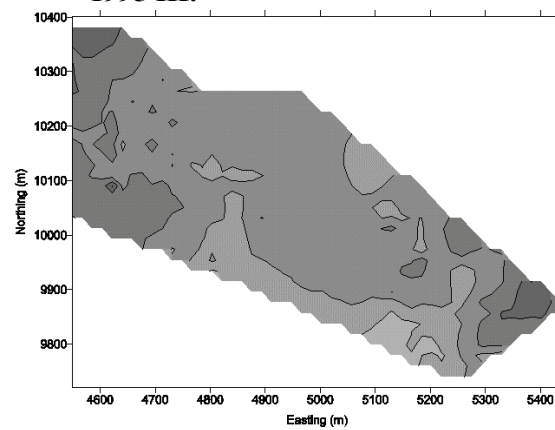
A havonkénti mintavételek során 1:2,5 arányú vizes szuszpenzióban mért EC-értékeket (EC_{2,5}) az 5. ábrán mutatjuk be. Minden egyes alkalommal a talajvízszint megütéséig végeztük a mintavételt. A mélyen fekvő „szikes rét” 419. szelvényében nagy (1999 januárjában 1 %-ot is meghaladó) só tartalom csak az erősen sós talajvíz áramlási zónájában tapasztalható. A havi só tartalom-ingadozás itt nem nagy, a talaj felhalmozódási szintjében azonban intenzív. Az erősen szikes, „ürmöspusztai gyepten” vizsgált 249. szelvényben a B-szint eredetileg is nagy (0,7–1,5 %) só tartalmában csak kis változás volt észlelhető a havi mérések során. A térszínen magasabban található „füvespusztai gyepten” vizsgált 6. szelvényben jelentős só felhalmozódás (>0,5 %) az évnek csupán egy hónapjában volt kimutatható, a B-szint alján. A feltalaj (0–30 cm) kis só tartalmú (0,01–0,17 %) volt és a só tartalom az év folyamán ingadozott.

Az EC_{2,5} változása alapján, a térszínen különböző magassági övezetben található három talajszelvényben – felülről lefelé haladva – a talajvíznek a talaj só tartalmát befolyásoló hatása egyre növekszik. A kilúgozás hatása a legmagasabban és legmélyebben található szelvényekben tekinthető jelentősnek. A középső magassági övezetben található (249.) szelvényben a talaj só tartalma jellemzően az év folyamán végig nagy.



5. ábra

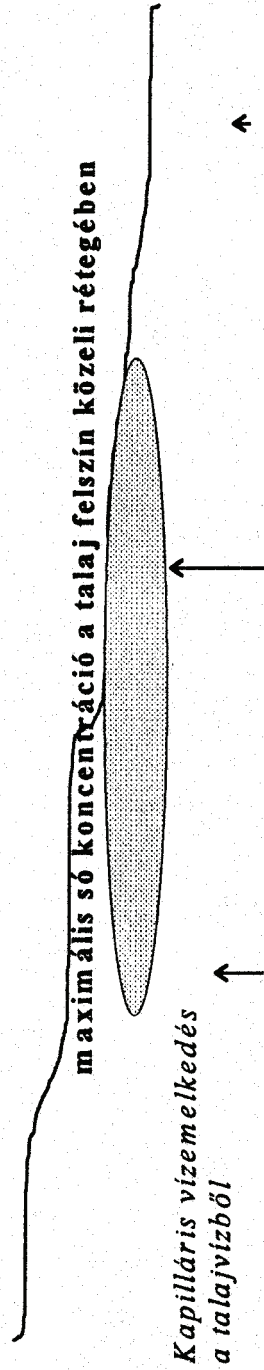
A talajrétegek sótartalmának változása a „füvespusztai gyepek” (6 szelvény); „ürröspusztai gyepek” (249 szelvény); „szikes rétek” (419 szelvény) esetében

**3 ÉV ÁTLAGA****1995 III.****1997 III.***6. ábra*

A talaj helyszíni elektromos vezetőképessége alapján készített $EC_{2.5}$ (mS/cm) térképek. A térképek azonos jelkulccsal készültek. A sótartalom növekedését egyre világosodó árnyalatok jelzik

Felületi hőmérséklet 34.2 36.7 43.2 38.4 24.3
 $t^{\circ}\text{C}$

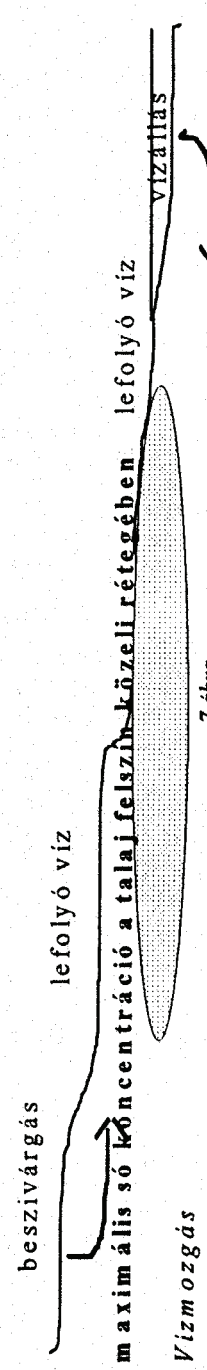
Salvio-Festucetum s. Achilleo-Festucetum p. Artemisio-Festucetum p. Camphorosmetum s. Puccinellietum l. Agrosti-Alopecuretum p.



Hidraulikus 80 0.001 8
 vezetőképesség az A szintben
 cm/nap



Salvio-Festucetum s. Achilleo-Festucetum p. Artemisio-Festucetum p. Camphorosmetum s. Puccinellietum l. Agrosti-Alopecuretum p.



A sófelhalmozódás szematikus modellje a növényzet magasságeloszlása alapján.
 Felső ábra: meleg száraz időszakban. Alsó ábra: csapadékos időszakban

A talaj sótartalmának területi változása

A felszíni talajréteg sótartalmának három év folyamán történő változását a 6. ábrán összefoglalóan mutatjuk meg. Az ábrán feltüntetett időszak alatt; 1997 márciusában volt a feltalaj átlagos $EC_{2,5}$ -értéke a legkisebb (1,34 mS/cm), a legnagyobb átlagos értéket pedig 1995 márciusában érte el (2,12 mS/cm-rel). A sótartalom területi eloszlása mind a három évben hasonló volt.

A talajbeli sófelhalmozódás koncepcionális modellje

A külföldi szakirodalomban rendszerint a térszín legmélyebb pontjain helyezik el a legnagyobb sófelhalmozódású szelvényeket. Ez nem egyezik a hortobágyi talajzonációval. A jelenség értelmezésére a megfigyelések alapján megszerkesztettük a területen a sófelhalmozódás koncepcionális modelljét, ami száraz és nedves időszakokra a 7. ábrán látható.

A 7.a. ábra mutatja, hogy – a növényzet magasságával és a talaj növényborítottságával összefüggésben – száraz, meleg időben a talajfelszín hőmérséklete szélsőségesen eltérő értékeket érhet el (KOVÁCS & TÓTH, 1988, 2. melléklet). A „kopár szik” mintegy 20 °C-kal, a füvespusztai talajfelszín pedig 10 °C-kal melegebb lehet mint a „szikes réti” talajfelszín. Ez kedvez a párolgás által előidézett, a felszín felé irányuló oldatáramlásnak és a felszín közeli sófelhalmozódásnak, a kopár foltokon pedig a felszíni sókivirágzások megjelenésének.

A 7.b. ábrán bemutatott nedves időszak folyamán a talajfelszínről jelentős mennyiségű beszivárgás csupán a „szikes réti” és „füvespusztai” talajszelvény esetén várható, mivel az „ürmöspusztai” szelvény hidraulikus vezetőképessége igen kicsi, itt a felszínről a csapadékvíz lefolyik (szikpadka), vagy elpárolog. Ugyanakkor a „szikes réti” szelvény felett a csapadékvíz időről időre összegyülemlik, jó része beszivárog, ennek az „ürmöspusztai” szelvény sótartalmára visszaduzzasztó hatása van, majd a kialakuló vízállás miatt a talajvíz áramlásának iránya megfordul és a magasabban fekvő szelvények felé irányul.

Összefoglalás

Egy 800x300 m-es hortobágyi mintaterületen vizsgáltuk a sófelhalmozódás tényezőinek és a talaj sótartalmának időbeli változását – 420 felszíni elektromos vezetőképesség-mérő pont, hét talajvízkút és három talajszelvényben végzett – ismételt vizsgálatok alapján.

Rámutattunk, hogy a talajvízszintet a csapadékösszeg ismeretében elfogadható pontossággal előre lehet jelezni.

A területen belül, az időszakosan kialakuló vízállások hatására a talajvíz áramlási iránya megváltozhat és a mélyebben fekvő területek felől a magasabbak felé irányulhat.

Az egyes talajvízkutakban a víz elektromos vezetőképessége (EC) az aktuális hónap csapadékösszege és a talajvíz megelőző hónapban mért EC-értéke alapján jól becsülhető volt.

A területen belül, a kis távolságok ellenére, különbség volt a vizek oxigén és hidrogén stabilizotóp összetételében, illetve annak időbeli változékonyságában. A legmélyebb, „szikes réti” növényzettel borított részen a mélyebb, pleisztocén eredetű víz feláramlása, a talajvízből történő párolgás és a csapadék utánpótlódása egyensúlyban lévő folyamatok. A mélyebben lévő vizek legnagyobb mértékű feláramlását a legszikesebb övezetben észleltük.

A „szikes réti” jellegű szelvényben a talajvíz és a csapadékvíz szabad keveredését mutattuk ki a Br^-/Cl^- ionok aránya alapján. Az „ürmöspusztai gyep” és „füvespusztai gyep” szelvényekben a telítési talajkivonatban a talajvízhez képest a Cl^- -koncentráció jelentősen nagyobb, ami erős párolgásra utal.

Fentiekkel összefüggésben nagyobb sótartalom értékeket a „szikes réti” jellegű szelvényben, csupán az erősen sós talajvíz áramlási zónájában tapasztaltunk. Az erősen szikes „ürmöspusztai gyep” talajának sófelhalmozódási szintje a vizsgált időszak alatt végig nagy sótartalmat mutatott. A legmagasabban fekvő „füvespusztai gyep” szelvényében jelentős sófelhalmozódás csupán az év egy hónapjában volt kimutatható, a B-szint alján, míg az A-szintben erősen ingadozó, de kis sótartalmat tapasztaltunk.

A megfigyelések alapján megfogalmazott koncepcionális modell (7a. és 7b. ábra) száraz meleg és nedves periódusokra külön-külön leírja a sófelhalmozódást. A modellben a legfontosabb tényezők a térszíni fekvés, a felszín növényborítottsága és hőmérséklete, a talaj vízgazdálkodási tulajdonságai és az időszakosan jelentkező vízborítás, aminek következtében a talajvíz áramlási iránya megfordulhat.

A munka még nem zárult le, az adatokat és a levonható következtetéseket folyamatosan adjuk közre. Az eddigi kutatás az OTKA T 023271, valamint T 30738 és T 025623 kutatási témák keretében folyt. További támogatást nyújtott az Európai Közösség Környezeti és Éghajlati Kutatási Programja (PL 970598 számú pályázat). Fórizs István munkáját a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatásával végezte.

Irodalom

- ARANY S., 1956. A szikes talaj és javítása. Mezőgazdasági Kiadó. Budapest.
- BLASKÓ L., 1999. A réti szolonyec talajok javításának tartamhatása. *Agrokémia és Talajtan*. **48**. 517–530.
- DEÁK J., 1995. A felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározása izotópos módszerekkel az Alföldön. VITUKI Zárójelentés. Budapest.
- EPSTEIN, S. & MAYEDA, T. K., 1953. Variations of the O^{18}/O^{16} ratio in natural waters. *Geochim Cosmochim Acta*. **4**. 213–224
- FLURY, M. & PAPRITZ, A. 1993. Bromide in the natural environment: occurrence and toxicity. *J. Environ. Qual.* **22**. 747–758.
- KARUCZKA A., 1999. Időjárási viszonyok hatása a szikes talaj sómérlegére. *Agrokémia és Talajtan*. **48**. 459–468.
- KOVÁCS J. & TÓTH A., 1988. Mikroklíma mérések a hortobágyi gyeptársulásokban. In: Tudományos kutatások a Hortobágyi Nemzeti Parkban. 287–294. Budapest.
- LUKÁCS A. & RÉDLY L-NÉ, 1988. A talajok sótartalmának és sóösszetételének vizsgálata. In: Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 2. (Szerk.: BUZÁS I.) 174–210. Mezőgazdasági Kiadó. Budapest.
- MIKÓ L., 2001. A Magyar Geológiai Szolgálat Kelet-magyarországi Területi Hivatal adatbázisából szolgáltatott adat
- OERTLI, J. J. & RAJKAI, K., 1988. Spatial variability of soil properties and the plant coverage on alkali soils of the Hungarian Pussta. In: Proc. Int. Symposium on Solonetz Soils, Problems, Properties and Utilization, Osijek, 15–21 June, 1988. 156–161.
- PODANI J., 1997. Bevezetés a többváltozós biológiai adatfeltárás rejtelmeibe. Scientia Kiadó. Budapest.
- RAJKAI, K., MARCHAND, D. & OERTLI, J. J., 1988. Study of the spatial variability of soil properties on alkali soils. In: Proc. Int. Symposium on Solonetz Soils, Problems, Properties and Utilization, Osijek, 15–21 June, 1988. 150–155.
- RHOADES, J. D. & MIYAMATO, S., 1990. Testing soils for salinity and sodicity. In: Soil and Plant Analysis. SSSA Book Series No. 3. 299–336. Madison. WI
- SCHER Á., 1960. Bromid és jodid gyors kolorimetriás mikromeghatározása fenolvörössel. *Hidrológiai Közöny.* (2) 169–175.
- SEELIG, B. D. & RICHARDSON, J. C., 1994. Sodic soil toposquence related to focused water flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **58**. 156–163.
- SZABÓ J. et al., 1998. Integration of remote sensing and GIS techniques in land degradation mapping. *Agrokémia és Talajtan*. **47**. 63–75.
- SZABOLCS, I., 1971. Solonetz soils in Europe. In: European Solonetz Soils and Their Reclamation. (Ed.: SZABOLCS, I.) 9-33. Akadémiai Kiadó. Budapest.
- SZENDREI G., 1999. Hazai szikes talajok mikromorfológiája. *Agrokémia és Talajtan*. **48**. 481–490.
- TÓTH, T. & KERTÉSZ, M., 1993. Mapping the degradation of solonetzic grassland. *Agrokémia és Talajtan*. **42**. 43–54.
- TÓTH T. & KUTI L., 1999a. Összefüggés a talaj sótartalma és egyes földtani tényezők között a hortobágyi „Nyírölapos” mintaterületen. 1. Általános földtani jellemzés, a

- felszínalatti rétegek kalciumtartalma és pH értéke. *Agrokémia és Talajtan*. **48**. 431–444.
- TÓTH T. & KUTI L., 1999b. Összefüggés a talaj sótartalma és egyes földtani tényezők között a hortobágyi „Nyírölapos” mintaterületen. 2. Többszörös összefüggések és a felszíni sótartalom becslése. *Agrokémia és Talajtan*. **48**. 445–457.
- TÓTH, T. & RAJKAI, K., 1994. Soil and plant correlations in a solonchic grassland. *Soil Science*. **157**. 253–262.
- TÓTH T. et al., 1991. Characterization of semi-vegetated salt-affected soils by means of field remote sensing. *Remote Sensing of Environment*. **37**. 167–180.
- VÁRALLYAY GY., 1966. A Duna–Tisza közti talajok sómérlegei. I. Sómérlegek természetes (öntözés nélküli) viszonyok között. *Agrokémia és Talajtan*. **15**. 423–447.
- VÁRALLYAY GY., 1999. Szikesedési folyamatok a Kárpát-medencében. *Agrokémia és Talajtan*. **48**. 399–418.
- VINOGRADOV, A. P., 1959. *The Geochemistry of Rare and Dispersed Elements in Soils*. 2nd ed. Consultants Bureau. New York
- WHITTEMORE, D. O., 1988. Bromide as a tracer in ground-water studies: geochemistry and analytical determination. In: *Proceedings of the Ground Water Geochemistry Conference*, Feb 16–18., Denver 339–360. CO National Water Well Assoc.

Érkezett: 2001. május 8.