

A Duna–Tisza közti hátság szikes tavainak kilúgzási folyamatai a Szappanos-tó példáján

TÓTH Tibor, MOLNÁR Sándor, BALOG Kitti és BAKACSI Zsófia

MTA ATK Talajtani és Agrokémiai Intézet, Budapest

Bevezetés

A Duna–Tisza közti hátság az ország minden más területétől eltérő természetföldrajzi (elsősorban geomorfológiai, talajtani, biogeográfiai) sajátosságokkal rendelkezik (DÖVÉNYI, 2010). Azok az ökológiai feltételek, amelyek korábban a természetes élőhelyek nagy kiterjedését és mozaikos elrendeződéséből következő nagyfokú diverzitását lehetővé tették, napjainkra radikálisan megváltoztak (BIRÓ et al., 2007; HOYK et al., 2007), hasonlóan egyéb alföldi területekhez (BAKACSI, 2001; HARMATI, 2000; RAKONCZAI et al., 2008; MARGÓCZI et al., 2009; LADÁNYI, 2010; LADÁNYI et al., 2012).

Az elmúlt több mint 30 évben a homokhátság területén a mezőgazdaság és a védett élőhelyek egyik legfőbb korlátozó tényezője a megfelelő mennyiségű és minőségű víz lett. A vízállásos területek a XX. század első felétől megkezdett lecsapolásával és a vízlevezetést szolgáló csatornázás nagymértékű kiterjesztésével végrehajtott térségi vízelvonás – az 1970-es évek elejétől észlelhető éghajlati szárazodással együtt – rendkívül kedvezőtlenül hatott a természeti környezetre és az élővilágra. A talajvízszint süllyedése a vizes élőhelyek kiszáradásához, sajátos jellegzetességeik elvesztéséhez és az élőhelyek egy részének pusztulásához vezetett (BIRÓ, 2011; BIRÓ et al., 2013). Egyes szikes tavak szinte a szemünk előtt tűnnek el (BOROS & BIRÓ, 1999). Emellett számos másik szikes tóban, de a mocsarakban és lápokban is jelentősen csökkent a vízborítás. A szárazabb környezetben a talajvíz átlagos szintje méterekkel süllyedt.

A síkvidéki területek vízháztartásában bekövetkezett változásokat legjobban a talajvízszint változása jelzi, ezért a térség problémáinak megoldásához a talajvízszint változásának vizsgálata, az arra ható tényezők mennyiségi és minőségi összefüggéseinek feltárása az egyik kiemelt fontosságú feladat (KOHÁN, 2014).

A vizsgált terület földtani viszonyai

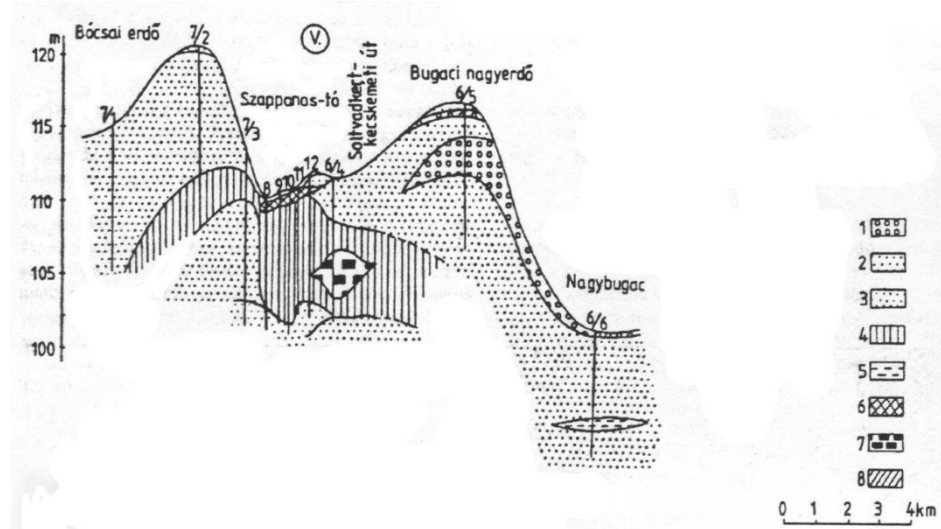
A Duna–Tisza közti hátság, a Duna egykori hordalékkúpján alakult ki. Negyedidőszaki fejlődésében a folyóvízi feltöltés megszűnését követően a Duna-völgy

Postai cím: BALOG KITTI, MTA Agrártudományi Kutatóközpont, Talajtani és Agrokémiai Intézet, 1022 Budapest, Herman Ottó út 15. *E-mail:* balog.kitti@argar.mta.hu

hordalékából kifűjt eolikus üledékek lerakódása vált meghatározóvá (MOLNÁR, 1979).

A pleisztocén végi lerakódásokban a lösz és a futóhomok között folyamatos átmenetek vannak, azonban a rétegsort mindig a futóhomok zárja (1. ábra). Ezek az üledéktípusok adják a hátsági tavak bázisát (MOLNÁR, 1994). A tómeder képződése során a tóvízből 0,2–0,8 méter vastagságú karbonátiszap vált ki, amely vízszintesen sokszor csak lencses kifejlődésű, de folytonos kifejlődés esetén nedvesen gyakorlatilag vízzáró réteget alkot (MOLNÁR, 1980).

A bócsai Szappanos-tó közvetlen környezetében a fűrészek az üledéksorban legmélyebben aprószemű futóhomokot értek el. Erre 4–8 méter vastagságú lösz települt. A lösz alsó részén a kifejlődés típusos lösz, míg felső részén finom homokos lösz (FÉNYES & KUTI, 1987).



1. ábra

A Bócsa-bugaci területet és tavakat átszelő földtani szelvény (MOLNÁR & KUTI, 1987).

Jelmagyarázat: 1. Középszemű futóhomok, 2. Aprószemű futóhomok, 3. Finomszemű futóhomok, 4. Löss (1–4. pleisztocén), 5. Tavi humusz, rosszul osztályozott kőzetliszt, 6. Karbonátiszap (5–6. holocén), 7. Tőzeg (pleisztocén–holocén), 8. Humuszos rétegek a felszínen

A löszre többször aprószemű, jelentős karbonát-tartalmú (>10%) futóhomok települt. Az üledéksort nagy kiterjedésű, maximum 50% karbonát-tartalmat elérő karbonátiszap és a felszínen talajosodott, humuszos, áthalmozott futóhomok zárja.

A vizsgált terület vízrajzi viszonyai

A felszínen a folyóvizek szerepe alárendelt, azonban a lefolyástalan medencékben jelentős méretű tavak alakultak ki. A nagyobb tavakon kívül nagyon sok, egy-

mástól kisebb háttal elválasztott mocsár, vízállásos terület volt elszigetelődve, amelyek – a tavaszi időjárásnak megfelelően – hol kisebb, hol nagyobb vízfelülettel rendelkeztek (BUZETZKY & ZSUFFA, 1979).

A hátság vízháztartásának legfőbb bevételi forrása a csapadékból származó vízmennyiség. Ezt a különböző vízhasználatok kibocsátása (tisztított szennyvizek), valamint a Dunából és a Tiszából öntözővízként kiemelt vízmennyiség egészíti ki. A vízhiányos, gyakran szélsőségesen száraz állapotot a homok erős és gyors felmelegedése és nagy hőkisugárzó képessége tovább erősíti (KOHÁN, 2014).

A bócsai Szappanos-tó a Tisza vízgyűjtőjében fekszik. A területén áthaladó Bócsa–Bugaci-csatorna a tó vizét a Dong-éri-főcsatornába vezeti. A fölös, környezetre veszélyes túlduzzadását az elvezető csatornába épített esésnövelő szivattyútelep is mérsékli (BUZETZKY & ZSUFFA, 1979).

A vizsgált terület talajvizeinek jellemzése

A Duna–Tisza közti hátságon a talajvízszint tengerszint feletti magassága többnyire jól követi a talajfelszín lejtését (CSERNI & FÜLEKY, 2008). A laposokban és az egykori tavak helyén a felszínhez közelebb, átlagosan egy–két méter mélyen húzódik. A nagy vastagságú, homokkal borított területeken általában mélyebben, körülbelül négy méter mélységben található (KERÉK, 2003). A talajvíz-tükör lejtése a vízválasztótól mind a Duna, mind a Tisza irányába nagy.

Az Országos Vízügyi Főigazgatóság talajvízfigyelő kúthálózatának adatai szerint az 1990-es évek közepére a Duna–Tisza köze magasabban fekvő területein a talajvízszint átlagosan 250–300 cm-rel mélyebbre süllyedt az 1956–1960 közötti bázisidőszak átlagához viszonyítva. Eközben a peremi területeken lényegesen kisebb volt a süllyedés, sőt egyes térségekben a változások nem tekinthetők számottevőnek (PÁLFAI, 1995; KUTI et al., 2002b; SZALAI, 2004). A talajvíz nagyobb mértékű süllyedését több tényező együttesen okozhatja, többek között a tartós csapadékhiány, a felszín alatti vízkészlet kitermelése, az erdősítés és az összegyűlemlő vizek többnyire szabályozatlan elvezetése (SZALAI et al., 2012).

A 2000-es évek második felében az észlelőkutak többségében a talajvízszint süllyedése tovább folytatódott, amit a 2004–2006 közötti csapadékosabb időszak és a 2010-es év rekord mennyiségű csapadéka tudott csak némileg ellensúlyozni. 2011-ben és 2012-ben a meteorológiai helyzet ismét nem alakult kedvezően, így újra süllyedés volt tapasztalható (SZALAI, 2012).

A Duna–Tisza közti hátság talajvizei többnyire kalcium-hidrogénkarbonátosak, jelentős területen vannak azonban magnézium-hidrogénkarbonátos vizek is. A buckák közötti szikes laposokban nátrium-hidrogénkarbonátos vizek fordulnak elő (KUTI et al., 2002a).

A vizsgált terület talajtani viszonyai

A bócsai terület talajainak kialakulásában a talajképződési tényezők közül a talajképző kőzetnek, valamint a domborzati- és vízviszonyoknak van kiemelt jelentősége. A talajviszonyok többnyire követik a domborzati formákat.

A felszínközeli finomabb szemcseeloszlású rétegek jól tartják a vizet és bennük a kapilláris-emelkedés feltétele is kedvezőbb, ezért a homokterületen a párolgás okozta vízvesztés utánpótlása gyorsabb.

A domborzati mikroformák és a különböző települési viszonyok azonban a terület mikroheterogenitását növelik, amit a növényasszociációk változatos megjelenési formája is tükröz (VÁRALLYAY et al., 1983).

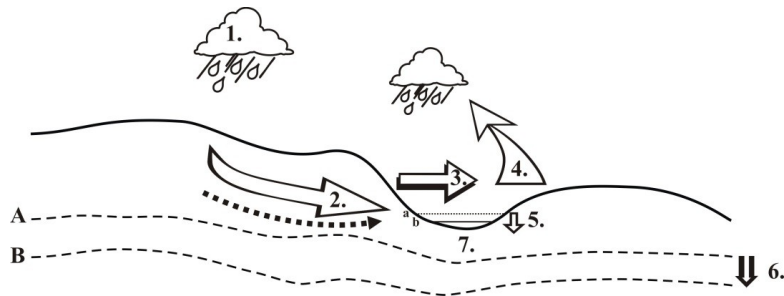
A buckacsoportok, homokhátak talajainak fejlődési vonalát elsősorban a szerves anyag felhalmozódása határozza meg. Ez alapján a *futóhomok*→*humuszos homok*→*csernozjom jellegű homok* fejlődési sor állítható fel. Ezzel szemben a lapályokon és buckaközi mélyedésekben a felszínközeli, helyenként jelentősen sós és magas szód tartalmú vizek hatására hidromorf talajok jöttek létre. A *láptalaj*→*lápós-réti talaj*→*réti talaj* hidromorf sorban a nátrium sók hatására elsősorban szoloncsákos, néhol pedig szolonyeces változatok is előfordulnak. A hidromorf talajokat gyakran a környező buckákról származó lepelhomok fedi (RAJKAI et al., 1983; VÁRALLYAY, 1993).

A réti talajok, ha a víz elfolyása folyamatos, nem szikesednek el. Amennyiben a felszíni víz nem tud elfolyani, a helyszínen töményedik be és lassan szivárog a talajba. Csapadékosabb időjárás esetén a talajvíz szintje szintén emelkedik. A beszivárgás és bepárlódás ismétlődése miatt a lefolyástalan medencék felszíni vizeinek sótartalma állandóan növekszik, ezért a talaj sótartalma is növekedni fog. A vizek magas nátrium-hidrogénkarbonát tartalma pedig szikesedést okoz. Attól függően, hogy a sók a talajszelvényben hol halmozódnak fel, különböző szikes talajok keletkeznek (SZABOLCS & JASSÓ, 1961). A terület vízforgalmi viszonyainak megváltozása – amint a következőkben bemutatjuk – ezt a sémát jelentősen módosítja.

A kilúgzási modell

Az elmúlt évtizedek folyamán jelentős hidrológiai változások mentek végbe a térségben, melynek a területre vonatkozó, regionális víz- és sóforgalmat befolyásoló aspektusait számos közlemény tárgyalta (ERDÉLYI, 1979; VÁRALLYAY, 1993; MÁDLNÉ SZÖNYI et al., 2005, 2008); ezeket a modell alkotás során figyelembe vettük (2. ábra, 1. táblázat). A megjelölt közlemények a szikes tavak kilúgzásáról számolnak be (BOROS & BIRÓ, 1999; HOYK et al., 2009). Regionálisan nem áll rendelkezésre megfelelő térbeli felbontással a talajok sóforgalmára vonatkozó talajtani adat, és igen érdekes kérdés az is, hogy a szikes tavakra jellemző, korábban nagy sótartalmat okozó só vajon hol van.

A 2. ábrán és az 1. táblázatban jelzett folyamatok közül a csökkenő csapadékmennyiség a felszínközeli kilúgzás gyengülése miatt okoz növekvő talajsótartalom változást. A felszínközeli beszivárgás (recharge) gyengülése csökkenő mennyiségű, megnövekedett sótartalmú talajvíz feláramlással (discharge) jár együtt, emiatt okoz csökkenő talajsótartalmat (TÓTH, 2009). A párolgás növekedése jelentősebb felfelé irányuló oldatmozgást okoz, ami a sófelhalmozódásnak kedvez.



2. ábra

A hátsági (regionális) koncepcionális vízforgalmi modell egy szikes tó tágabb környezetében. *Jelmagyarázat:* A. Talajvízszint az 1960-as években, B. Talajvízszint napjainkban.

a) Tóvízszint az 1960-as években, b) Tóvízszint napjainkban.
(A számokkal jelzett folyamatokat az 1. táblázat tartalmazza)

1. táblázat

A 2. ábrán jelzett folyamatok összefoglalása az 1960-as évektől napjainkig

Azonosító	(1) Tényező, folyamat	(2) Vízmenyiség alakulása	(3) Talajsótartalom változás a tó környezetében
1	a) Téli csapadék mennyisége	h) Csökken	Nő
2	b) Felszín alatti oda/beszivárgás	h) Csökken	Csökken
3	c) Csatorna működése	i) Vízelvezetés	Csökken
4	d) Párolgás	j) Nő	Nő
5	e) Tóvízszint	h) Csökken	Nő
6	f) Talajvízszint	k) Süllyed*	Csökken
7	g) Tófenéki mészszip vízát- eresztő jellege	l) Kiszárad, feldarabolódik, áteresztővé válik	Csökken

Megjegyzés: *A talajvízszint változására a mélységi vízkivétel és az erdőítés növekedése miatt megnőtt talajvízfelvétel is hatással van (KOHÁN, 2014), de ezt külön nem jelöltük.

A tó vízszintjének csökkenése a tóvízben oldott anyagok feldúsulásával jár együtt, s azok talajba szivárgása nagyobb sótartalmat okoz.

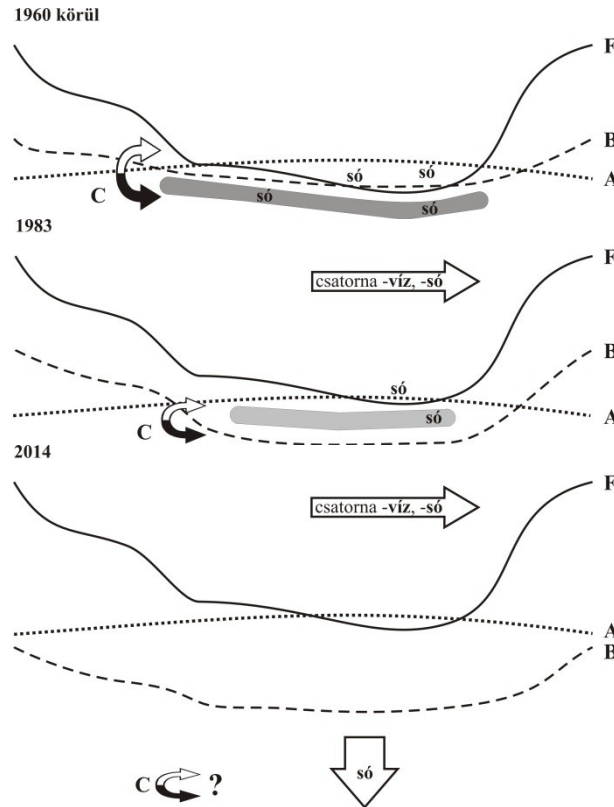
A talajvízszint süllyedése – a „kritikus mélység” (KOVDA et al., 1973) alá – hosszabb távon a sós oldatok és a talajfelszín közötti kölcsönhatás csökkenését, sós talajvíz esetén csökkenő talajsótartalmat eredményez. A mészszip töredezése segíti a tóban összegyűlt csapadék kilúgzó hatásának érvényesülését.

A felszíni sótartalom-változás értelmezéséhez a szikesedéssel kapcsolatban számba vehető összes terepen vizsgálható paramétert számszerűsíteni kívántuk.

Azt a célt tűztük ki, hogy megvizsgáljuk a talaj szikesedését befolyásoló tényezőket, mindenekelőtt a talajvizet, annak mélységét és összetételét.

Összevetettük a 2014-es felvételezés eredményeit az 1983-as adatokkal, majd térben és időben is érvényes koncepcionális modellt állítunk fel a sótartalom csökkenésére (kilúgzásra).

A modell alapján azt vártuk, hogy a talajvíz szintje napjainkra a korábban észleltnél mélyebben helyezkedik el, és a talajvíz valamint a talaj sótartalma a korábbihoz képest jelentősen alacsonyabb lesz (3. ábra).



3. ábra

A tavi (lokális) modell a bekövetkezett hidrológiai változások sematikus feltüntetésével.
Jelmagyarázat: A. Talajvízszint a csapadékos időszak után, B. Talajvízszint a regionális vízgyűjtőről származó beszivárgás/hozzáfolyás után, C. Sófelhalmozódás, a sóknak a talajvíz és a talaj közötti kicserélődése, F. Talajfelszín

Anyag és módszer

A talaj/altalaj és a talajvíz sótartalom változásának értékelését az 1983-ban vizsgált helyeken (VÁRALLYAY et al., 1983), azonos módszerrel megismételve végeztük el.

VÁRALLYAY és munkatársai 1983-as, a Duna–Tisza közti hátság termőhelyi viszonyaival foglalkozó beszámolójának áttanulmányozása után a mintaterületek közül kiválasztottuk a Szappanos-tavat – mint a leginkább megfelelő példát a homokhátsági szikes tavakban lejátszódó folyamatok bemutatására. A helyszín ideális, mert a mintavételi pontok már az 1983-as vizsgálat során is lefedték a legjellegzetesebb tömeder szakaszokat a tó fenekétől egészen a partjáig.

A vizsgálati pontok azonosítása után az MTA ATK TAKI Térképtárában megtaláltuk a korabeli terepi vizsgálatokhoz használt térkép másolatát, amelyen a Szappanos-tó és a négy mintavételi pont helyét bejelölték. A jellegzetes terepi helyszínek azonosítása után térinformatikai rendszerbe helyeztük a pontokat és így azok földrajzi koordinátákat kaptak; az azonosítás mintegy ± 30 méteres pontossággal történt. Annak érdekében, hogy az egyes pontok kijelölésében jelentkező pontatlanság hatását csökkentjük, a teljes – medertől peremig felvett – transzektet megmintáztuk. Az értékelésben nem csupán a mintavételi helyek, hanem a transzekt változását is értékeltük.

A terepi vizsgálatok során (2014. november 25-én) a következő felvételezést végeztük el:

I) A terepi pontok kijelölése. Az 1983-as mintavételek helyén elektromágneses indukciós szondával kiválasztottunk egy mintegy 20 m átmérőjű homogén foltot, itt végeztük el a talajmintavételt.

II) A helyszínen rögzítettük a legfontosabb növényfajokat és fűrást végeztünk kettős céllal; egyrészt a laboratóriumi vizsgálatokhoz szükséges talajmintákat gyűjtöttük be (0-120 cm-ig 10 cm-enként és 120 cm alatt 20 cm-enként), másrészt meghatároztuk a talajvíz megütési és nyugalmi szintjét, illetve a talajvízből elemzéshez mintát vettünk. A 26-os ponton a felszínen álló vízből is vettünk mintát.

III) A vizsgálati pontok magasságát szintezéssel meghatároztuk és átszámítottuk abszolút magassággá.

A vizsgált minták leírásával kiegészítve elkészítettünk egy szelvényt (ez esetben fűrás) leíró lapot olyan formátumban, mint ahogy az 1983-ban történt. Leírtuk a talajrétegek színét, szemcseösszetételét, szerkezetét, karbonátosságát, gyökértartalmát és kiválásait.

Laboratóriumi elemzéseinkkel a már 1983-ban is dokumentált talajparamétereket jellemeztünk. 1:2,5 talaj:desztillált víz szuszpenzióban egy napos állás után megmértük a szuszpenzió elektromos vezetőképességét (ebből később két lépéses becslés után a só%-ot határoztuk meg, az 1983-as adatokkal való összevethetőség érdekében), a pH-t és a pNa-t (a Na mólkoncentráció negatív logaritmus) ionszelektív elektróddal. Meghatároztuk a talaj CaCO_3 tartalmát Scheibler-féle kalciméterrel, a humusztartalmát pedig Tyurin módszerével. A talaj szemcseösszetételének jellemzésére a Sik-féle higroszkóposság értéket (hy_1) használtuk.

Ez alapján a FILEP és FERENCZ (1999) által közölt táblázat szerint a higroszkóposság és az Arany-féle kötöttség (KA) között összefüggést állítottunk fel.

ILACO (1981) módszere alapján számítottuk a kötöttségi paszta talajoldatának elektromos vezetőképességét. Ezt az értéket a talajpaszta vezetőképességével egyezőnek feltételeztük, és az MSZ 08-0206/2:1978 táblázatának adataira illesztett összefüggés alapján becsültük a 2014-ben gyűjtött talajminták sótartalmát.

A gyűjtött öt vízminta (négy talajvíz és egy felszíni víz) kation (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} – ICP analízis) és anion (HCO_3^- , CO_3^{2-} – titrálás; Cl^- , SO_4^{2-} – ICP analízis) összetételét, vezetőképességét és pH-ját is meghatároztuk.

A harmincegy év alatt végbemenő változások értelmezéséhez a meder domborzatának megfelelően felrajzoltuk a vizsgálati paraméterek mélységi grafikonjait és a görbelefutásokat összehasonlítottuk. Mind a medren belüli lefutásokat, mind a 31 év során tapasztalt görbe elcsúszásokat értékeltük. Mivel VÁRALLYAY és munkatársai (1983) szelvénygödrökben vették a talajmintákat és az értékeket genetikai szintekre adták meg, az 1983-as és 2014-es görbék lefutása nem hasonlítható össze mindegyik mélységben.

Eredmények

A Bócsai területen, a Szappanos-tó száraz fenekén és környékén a szikes talajok különböző típusai (szoloncsák, szoloncsák-szolonyec és réti szolonyec) fordultak elő az 1983-as vizsgálatok idejében (2. táblázat).

A talajvíz sótartalma és sóösszetétele szoros összefüggést mutatott a szikes talajok tulajdonságaival, a szelvény felépítésével, morfológiájával. A szikesedést előidéző talajvizek oldható sókészlete igen nagy volt, és helyenként időben is változott.

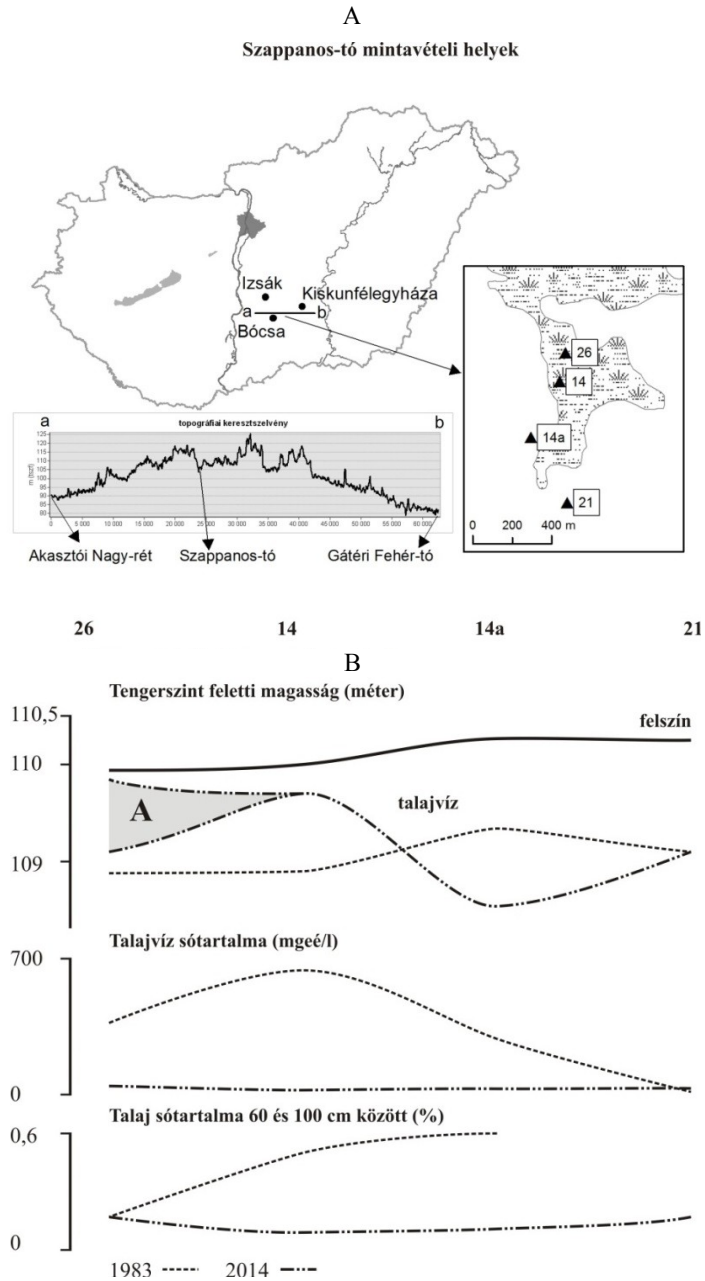
A talajban és a talajvízben lévő sókészlet NaHCO_3 és Na_2CO_3 típusú volt. A talajszelvényben sósav hatására a felszíntől a talajvízszintig élénk pezsgés volt tapasztalható, ami a kalcium-karbonátban gazdag alapkőzet és a talajvízből történő kiválási-felhalmozódási folyamatok együttes következménye volt.

2. táblázat

A talajtípus, a növényzet és a humusztartalom az 1983-as és a 2014-es felvételezéskor

(1) Mintavé- teli pont	(2) Év		(3) Humusztartalom, % (0–10 cm/10–20 cm)	
	1983	2014	1983	2014
26.*	a) Szódás szoloncsák/Nád, káka, szittyó	e) Réti talaj/Nád, Tarackos tippán, Zsióka	1,3/1,0	3,5/1,5
14.	b) Szoloncsák/Sziki sóbolla	f) Réti talaj / Sovány csenkesz, moha, Nád elszórva	1,1/0,78	3,8/1,4
14a.	c) Lepelhomokkal fedett szoloncsákos réti talaj/Sziki mézpzásit	g) Réti talaj /Tarackos tippán, Réti ecsetpzásit, Nádak, Sziki cickafark	0,36/0,24	11,1/5,5
21.**	d) Réti talaj/Rét	h) Réti talaj /Sovány csenkesz, moha, Sziki cickafark	3,6/3,6	6,4/1,7

Megjegyzés: * Meder; ** Tópart



4. ábra

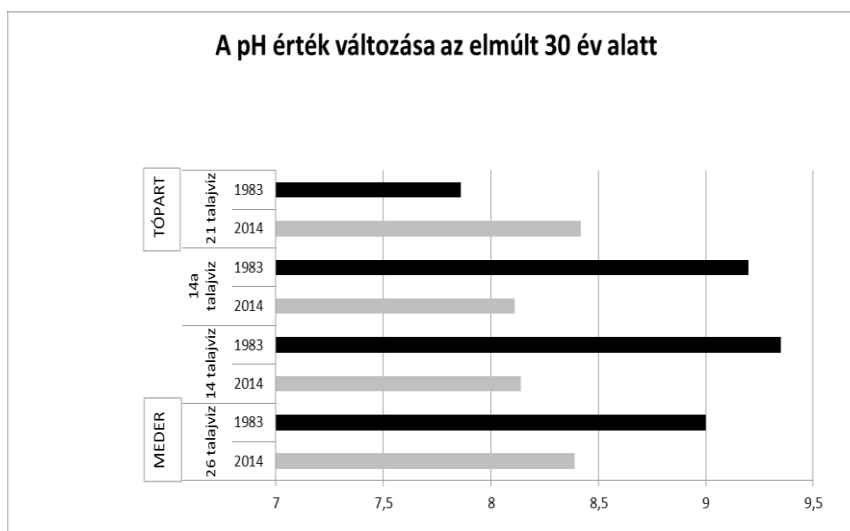
(A) A vizsgált tó és a vizsgálati pontok elhelyezkedése, illetve (B) a talajvízszint valamint a talajvíz- és a talaj sótartalmának változása a 1983-as és a 2014-es felvételezés alapján a meder és tópart között kijelölt azonos pontokban. „A”-val a 2014-es felszíni víz és talajvíz közötti keveredés miatti mérési bizonytalanságot jelöltük

A területen a szikes talajok kialakulásával kapcsolatban tehát három fontos rész-folyamatot szükséges megemlíteni. Az uralkodó szikesedési folyamat a szódás-szoloncsák talajképződés volt. Emellett jelen volt a szolonyec talajképződés és azok átmenetei, valamint mészkumulációs folyamatok is zajlottak (VÁRALLYAY et al., 1983).

A talajvízszint és -összetétel változása a transzekt mentén minden paraméterben a fordítottjára változott az elmúlt 31 évben. A megütött talajvízszint változása valószínűtlenül alakul: a 2014 évi szint rögzítése a tómeder közepi pontban a fűrés közben beszivárgó felszíni víz miatt bizonytalan volt, ezen felül a mintavétel előtti csapadékos időszak, illetve a 1983-ban a száraz augusztusi idő és a 2014-es hűvös és nedves novemberi idő közötti különbség is szerepet játszik a mért értékek alakulásában (4. ábra). Valószínűleg a 2014-es évi csapadékos őszi miatt a talajvíz sekélyebben helyezkedett el a két belső pontban, mint 1983-ban. Ugyanakkor a tó pereméhez közeledve mintegy 80 cm-rel mélyebben találtuk a talajvizet, a tavon kívül eső pontban pedig ugyanabban a mélységben találtuk a talajvizet, mint 31 éve.

A talajvizek sótartalmának összehasonlítása igen erősen jelezte a bekövetkezett felszíni sótartalom csökkenését (4. ábra). Az összes sótartalom általában két nagyságrenddel csökkent, míg a tómedertől legtávolabbi pontban (21.) kismértékben növekedett. Így a transzekt mentén a talajvíz sótartalmának kiegyenlítődése figyelhető meg.

Míg a tó közepén és szélén lévő pontokban (26., 14. és 14a.) jelentősen – kevesebb, mint 1/9 részére – csökkent a talajvíz sótartalma, a tóparton mintegy kétszeresére nőtt.



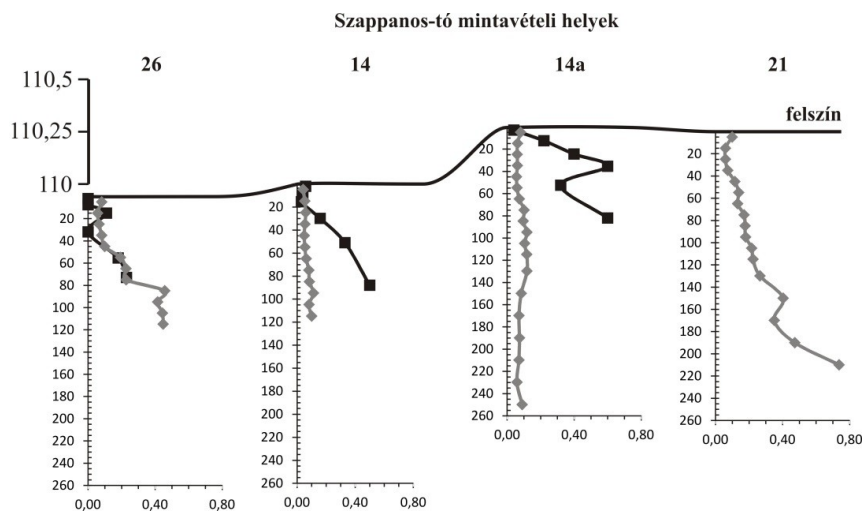
5. ábra

A talajvíz pH-értéke a 1983-ban és 2014-ben a tómeder és a tópart között elhelyezkedő pontokban

A kationok között a Na^+ eredeti domináns szerepe csökkent, a Mg^{2+} -é viszont nőtt. A Na^+ rovására a Ca^{2+} részaránya is növekedett az egykori meder mintavételi pontjai esetén, ami a talajvíz minőségi javulását, szikesítő hatásának csökkenését idézte elő. Az anionok mennyisége összességében csökkent (párhuzamosan a sótartalom csökkenéssel), s ezen belül is a lúgosító CO_3^{2-} és HCO_3^- mennyiségi csökkenése emelhető ki. Ennek ellenére a HCO_3^- még mindig domináns anion a többi vizsgált anionhoz képest. A pH-érték is mindenhol csökkent a meder területén, így az erősen lúgosból a lúgos tartományba került át., míg a tóparton a pH-érték nőtt, így a teljes transzekt esetében a kémhatás kiegyenlítődését figyelhetjük meg (5. ábra).

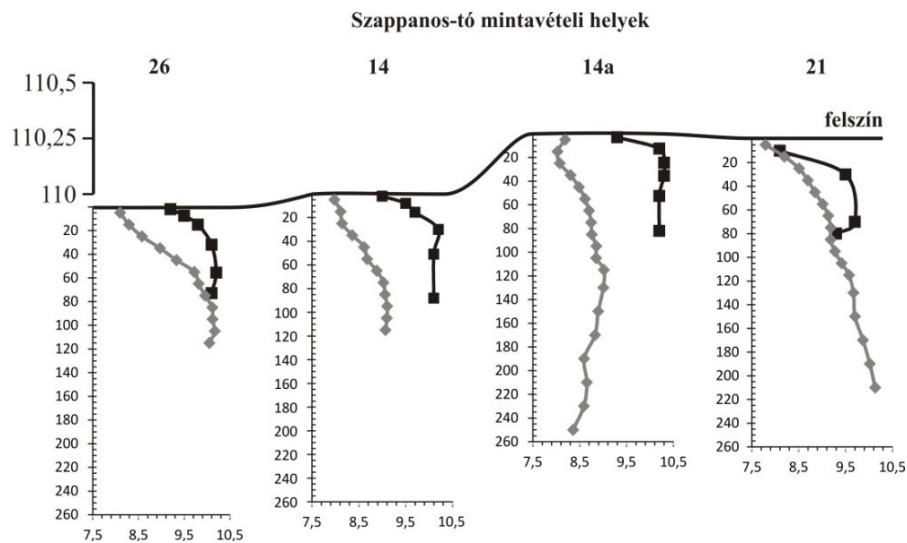
A talajok sótartalom-csökkenése (4. és 6. ábra) egyértelműen megnyilvánult a 14. és 14a. szelvények esetében. A 26-os pont esetében hasonló értékeket találtunk, mint 31 éve. A 21. pont sótartalmát a növényzet és a térszíni helyzet alapján alacsonynak vélték, ezért 1983-ban nem mérték. A sótartalom 2014-ben a felszínen megközelítette a szikes talajok határértékét, a 0,1%-ot, de nem lépte át azt, és csak 80 cm alatt, a tó közepén és partján mértünk 2014-ben viszonylag nagyobb sótartalom értéket (0,4% <).

A pH-értékek a sótartalomhoz hasonlóan változtak, azt mutatják, hogy a felszín alatt 80–100 cm-es mélységben a 26. és 21. pontokban a pH eléri a 9,5-ös, erősen lúgos értéket (7. ábra). A sótartalom és a pH legnagyobb mértékű csökkenését a 14a. pontban tapasztaltuk. A talajok pNa értékének mélységi eloszlása nagyjából megegyezett a sótartalom görbéjével. Ez alapján enyhe (nátriumos) sófelhalmozódást mutathatunk ki közvetlenül a felszín közelében, és egy másikat 100 cm-es mélységben.



6. ábra

A sótartalom (%) változása a tengerszintfeletti magasság alapján rendezett szelvényekben. A fekete vonalak az 1983-as (mért), a szürke vonalak a 2014-es (vezetőképességből számított) felvételezés értékeit mutatják



7. ábra

A pH változása a tengerszintfeletti magasság alapján rendezett szelvényekben. A fekete vonalak az 1983-as, a szürke vonalak a 2014-es felvételezés értékeit mutatják.

Ezek a változások arra utalnak, hogy a felszínközlel a só mélyebb rétegekbe került, de a talajvíz jelentősebb mennyiséget a felszín közelébe nem emel. Ennek oka a döntően lefelé irányuló vízmozgás lehet. A kilúgzással összefüggésben a területen a növények számára kedvezőbb életfeltételek jöttek létre, emiatt teljes növényi borítást tapasztalunk, nem tipikusan sótűrő növények előfordulásával együtt. Ha a sekély talajvíz a felszín közelébe emelkedik, a zárt növényfelszín miatt a talajfelszínre nem kerül só, mert egyrészt a felszín árnyékolt és nincs erős talajfelszíni párolgás, másrészt a felhígult talajvíz alacsony sótartalma nem jelent számottevő veszélyt a felszíni sófelhalmozódás szempontjából.

A tó alatti kilúgzásra vonatkozó adataink alátámasztják az elsődleges elképzeléseinket (3. és 4. ábra), és egyeznek LADÁNYI (2010) illetve LADÁNYI és munkatársai (2012) tapasztalatával. A 4. ábra talajvízszintje az 1983. évben megfelel a 3. ábra B talajvízszintjének, mivel nyári időszakban történt a vizsgálat. A 2014. év során tapasztaltak (4. ábra) pedig megfelelnek a 3. ábra A talajvízszintjének, mivel egy esős őszi időszak után végeztük a felvételezést. A nyár végi legmélyebb talajvíz szint és felszín alatti sótartalom alakulását jelenleg vizsgáljuk.

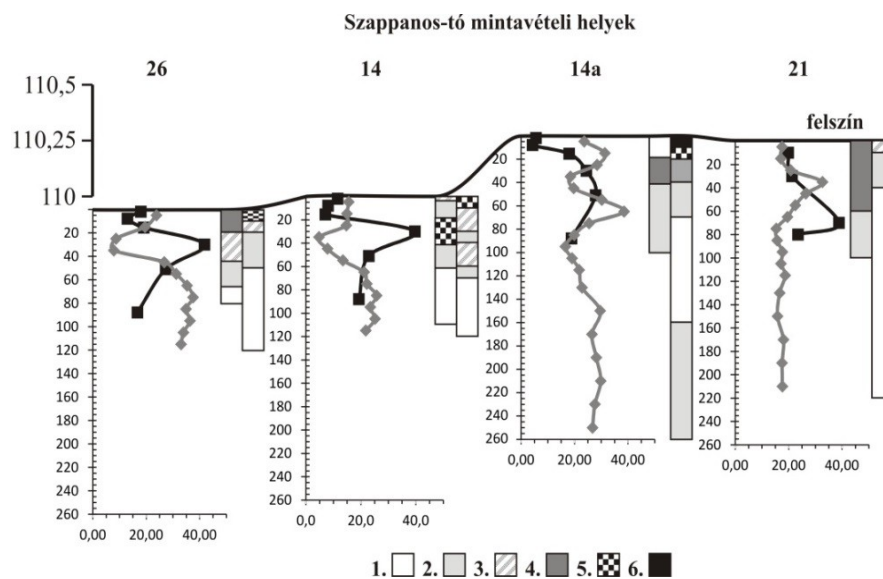
A talajvíz és talaj sótartalma mind a két vizsgálati évben megfelel a 3. ábrán bemutatott sémának. A meteorológiai viszonyokat tükröző, évről évre ingadozó talajsótartalom (KOVÁCS et al., 2006) elsősorban a legalacsonyabb helyzetű mintapontokban figyelhető meg, az ingadozó vízmennyiség és az ennek megfelelő leszáradás–kilúgzás, illetve párolgás–kapillaris vízemelés miatt.

Viszonylagos állandóságot tapasztaltunk azonban a tóparti mintapont (21.) esetében a talajvízszint, a kémiai tulajdonságok és a pH-értékekben (7. ábra) is.

A pH állandósága alapján feltételezzük a sótartalom állandóságát is. Ebben a pontban a megütött talajvízszint, a talajtípus és a növényzet sem mutatott változást.

Tapasztalataink szerint a tájból a só nem tűnt el. 2200 méterrel délre, hasonló magasságban elhelyezkedő, 1983-ban még szántóként művelt talajfoltban (TÓTH et al., 2014) a tó alatt mértéknél jelentősen nagyobb sótartalmakat tapasztaltunk a mélyebben (3–4 m) megütött talajvízben. A talajvízben mért elektromos vezetőképesség és megütött talajvíz mélység értékek a Szappanos-tóval összehasonlítva a következők voltak.: Szappanos-tó pontok: 26. pont ($1,9 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1} - 0,6 \text{ m}$), 14. pont ($1 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1} - 0,4 \text{ m}$), 14a. pont ($1,5 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1} - 2 \text{ m}$), 21. pont ($1,3 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1} - 1,4 \text{ m}$); erdészeti monitoring pontok: rét ($1,7 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1} - 3 \text{ m}$), szürkenyár-ültetvény ($2,7 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1} - 3 \text{ m}$), erdeifenyő-ültetvény ($4,6 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1} - 4 \text{ m}$). Ez arra utal, hogy a korábban felszínközeli talajvízből a feltalajban történt sófelhalmozódás feltételeinek megszűntével a sófelhalmozódás a felszín alatti rétegekben játszódik le. Ennek speciális esete az erdő jelentősen nagyobb talajvízfelvétele miatt az erdő alatt tapasztalt (a rét alattihoz képest) nagyobb sófelhalmozódás (TÓTH et al., 2014). Más szóval a talajvíz szikesítő képessége oldott anyag tartalma következtében továbbra is megvan, és megfelelő feltételek mellett a sófelhalmozódás folyamata megfigyelhető.

Az eltelt 31 év alatti változásokat a karbonáttartalom mélységi görbéi jól jellemzik (8. ábra). Az 1983-ban jellemző, a tómederben 109,7 m magasságban meghatározott karbonát csúcsok eltűntek, illetve mélyebbre húzódtak.



8. ábra

A karbonáttartalom és a textúra változása a tengerszintfeletti magasság alapján rendezett szelvényekben. A fekete vonalak és a bal oszlop az 1983-as, a szürke vonalak és a jobb oszlop a 2014-es felvételezés értékeit mutatják. A textúra kategóriák: 1. homok, 2. vályogos homok, 3. homokos vályog, 4. homokos agyagos vályog, 5. vályog, 6. agyagos vályog

A jelenségre két alternatív magyarázat adható. Az egyik szerint a kilúgzás következtében a karbonátok mélyebbre mosódtak, illetve a megnövekedett növényi borítás/gyökértömeg miatt a savanyú rhizoszféra csökkentette a karbonáttartalmat. Ezek a folyamatok azonban rendszerint kis sebességűek (VAN DEN BERG et al., 2000; IOST et al., 2007), és még 31 év folyamán sem várható ekkora változás.

A másik lehetőség az, hogy a tómederben a felszínen kisebb karbonáttartalmú feltalaj halmozódott fel lehordás (erózió) miatt, a tóparton pedig lehordás következtében a korábbi mélyebb karbonát csúcs a felszínhez közelebb került. A ráhordás/lehordás ellenőrzéséhez a 8. ábrán feltüntettük a fizikai féleség kategóriákat mindkét mintavétel alapján (1983: részletes szemcseösszetétel, 2014: Sik-féle higroszkóposság), de ezáltal sem jutottunk közelebb a megoldáshoz.

A ráhordásra utalnak LADÁNYI (2010) eredményei, aki ötven év folyamán nem talált változást a felszínalatti karbonáttartalomban egy illancti szikes mélyedés alatt.

Ezeket a feltételezéseket azonban további vizsgálatokkal kell igazolni és fenn tartásokkal kell kezelni amiatt is, mert a vizsgálati pontok lokalizációja nem volt nagyon pontos, hiszen egyik esetben sem találtuk meg az 1983-ban feltárt szelvénygödör helyét. Valószínűsíthető az is, hogy a terület térbeli változékonysága a feltételezett hatások megnyilvánulását tompíthatja. További nehézséget jelen a két időpont eltérő mélységi mintázási rendszere: 1983-ban szelvénygödörben genetikai szintek alapján, 2014-ben fűrés egyenletes rétegtáblával.

A talaj humusztartalma a feltalajban 1–2%-ról 4–5,5%-ra nőtt (2. táblázat), kivéve a tóparti 21-es pontot (ahol kétszeresére). A legnagyobb mértékű növekedést a 14a. pontnál tapasztaltuk, ott, ahol a sótartalom a legnagyobb csökkenést mutatta.

A terület földhasználatában is jelentős változás zajlott: az elmúlt évek folyamán már nagyobb részét kaszálják, de a legmélyebben fekvő 26. és 14. pontok környéke (ahol nádat is megfigyeltünk) rendszerint nincs kaszálás. Ehhez képest a Szappanos-tó 1983-as felvételezése alatt csak a magasabb térszínekről (21. pont) jegyezték fel, hogy kaszáló volt. A területen időről időre nagyobb magasságban is összegyülekezik a belvíz. A mintavétel időpontjában a 26. pontnál kb. 5 cm volt a vízborítás.

A talajtípusok és a növényzet változását – amihez hasonló számos szerző leírt (pl. HOYK et al., 2009) – a mederből kifelé haladva összefoglalóan a 2. táblázat mutatja. Az 1983-ban jellemző sókedvelő, nagy sótartalmat is tűrő növényekhez képest 2014-re a kis talajsótartalmat kedvelő növények terjedtek el, teljesen beborítva a felszínt.

Összefoglalás

A Duna–Tisza közti hátságban az elmúlt évtizedekben jelentős változások zajlottak le a terület hidrológiai viszonyaiban történt változások miatt. A hátság egyik legérzékenyebb természeti képződményei a szikes tavak. Ezek állandóságához nem csupán megfelelő vízellátottság, de megfelelő mennyiségű és minőségű oldható só is szükséges. A hátságban zajló regionális és lokális vízforgalom tér- és időbeli koncepcionális modellje alapján, a Szappanos-tó példáján számszerűen jellemeztük

az elmúlt 31 év folyamán a talajok sótartalom-változását. Ehhez négy, 1983-ban már vizsgált mintapontban a talajvíz szintjét, összetételét és a talajt is elemeztük – lehetőség szerint ugyanolyan módszerrel.

A területen a talajvízszint süllyedt és a felszíni vízborítás jelentősen csökkent, valamint csökkent a talajvíz sótartalma, lúgossága és nátriumtartalma. A talaj felszínközeli rétegeiben csökkent a sótartalom, a pH és a nátriumtartalom.

A CaCO₃-tartalom mélységi lefutási görbéi átrendeződtek, ebben a kilúgzás mellett a tómederben és a partján működő ráhordás/lehordás is jelentős szerepet játszhatott.

A tómedret teljesen benőtték a növények, az 1983-ban jellemző sókedvelő, nagy sótartalmat is tűrő növényekhez képest 2014-re a kis talajsótartalmat kedvelő növények terjedtek el, teljesen beborítva a felszínt. Megnövekedett a talaj humusztartalma és kiterjedt a fűvek kaszálása.

A szerzők köszönetüket fejezik ki a KEOP-7.9.0/12-2013-0011 projektnek a terepi és laboratóriumi tevékenység finanszírozásáért és az OTKA NN79835 projektnek a műszerpark és egyes adatok rendelkezésre bocsátásáért. Köszönjük Rakonczai Jánosnak hasznos tanácsait és Barna Gyöngyinek (TAKI) valamint Bolla Bencének (KNP) a terepen nyújtott segítséget.

Kulcsszavak: Duna–Tisza közti hátság, kilúgzás, Szappanos-tó, talajvízszint süllyedés, sófelhalmozódás

Irodalom

- BAKACSI ZS., 2001. Kiskunsági alluviális síkság talajtani-domborzati sajátosságainak térinformatikai alapú vizsgálata, különös tekintettel a feltételezett talajvízszint-változásokra. *Agrokémia és Talajtan*. **50.** (3–4) 371–382.
- BIRÓ, M., RÉVÉSZ, A., MOLNÁR, Zs. & HORVÁTH, F., 2007. Regional habitat pattern of the Danube–Tisza interfluvium in Hungary I. The landscape structure and habitat pattern; the fen and alkali vegetation, *Acta Botanica Hungarica*. **49.** (3–4) 267–303.
- BIRÓ M., 2011. Változástérképek használata tíz év alatt bekövetkezett élőhelypusztulási tendenciák kimutatására a Kiskunsági-homokhátság területén. *Tájökológiai Lapok* **9.** 357–374.
- BIRÓ, M., SZITÁR, K., HORVÁTH, F., BAGI, I. & MOLNÁR, Zs., 2013. Detection of long-term landscape changes and trajectories in a Pannonian sand region: comparing land-cover and habitat-based approaches at two spatial scales. *Community Ecology*. **14.** (2) 219–230.
- BOROS E. & BIRÓ Cs., 1999. A Duna–Tisza közti szikes tavak ökológiai állapotváltozásai a XVIII–XX. századokban. *Acta Biol. Debr. Oecol. Hung.* **9.** 81–105.
- BUZETZKY Gy. & ZSUFFA I., 1979. A nemzeti park vízrajzi leírása. In: *Nemzeti Park a Kiskunságban* (Szerk.: TÓTH K.). Natura Kiadó. Budapest.

- CSERNI I. & FÜLEKY Gy., 2008. A Duna–Tisza közti homokhátság talajainak vízgazdálkodása. In: Talajvédelem Különszám. (Szerk.: SIMON L.) 53–62. Talajvédelmi alapítvány. Budapest.
- DÖVÉNYI Z. (Szerk.), 2010. Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. Budapest.
- ERDÉLYI M., 1979. A Magyar Medence hidrodinamikája. VITUKI Közlemények. 18.
- FÉNYES, J. & KUTI, L., 1987. Geological history of the ponds in the Kiskunság National Park. In: Holocene Environment in Hungary. Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XII-th INQUA Congress. (Eds.: PÉCSI, M., & KORDOS, L.) 101–111. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. Budapest.
- FILEP Gy. & FERENCZ G., 1999. Javaslat a magyarországi talajok szemcseösszetétel szerinti osztályozásának pontosítására. *Agrokémia és Talajtan*. **48**. (3–4) 419–428.
- HARMATI I., 2000. A vízrendezések hatása a Duna-völgy szikes talajaira. *Agrokémia és Talajtan*. **49**. (3–4) 369–382.
- HOYK, E., GÁCSI, ZS. & BUZÁS, I., 2007. The connection between afforestation and aridification on the sand ridges between river Danube and Tisza. *Cereal Research Communications*. **35**. (2) 757–760.
- HOYK, E., BUZÁS, I. & HÜVELY, A., 2009. Manifestation of environmental stress demonstrated by some landscape forming factors. *Cereal Research Communications*. **37**. (Suppl. 1) 473–476.
- ILACO, B. V. (Ed.), 1981. *Agricultural Compendium*. Elsevier. Amsterdam.
- IOST, S., LANDGRAF, D. & MAKESCHIN, F., 2007. Chemical soil properties of reclaimed marsh soil from Zhejiang Province PR China. *Geoderma*. **142**. (3) 245–250.
- KERÉK B., 2003. A talaj-alapkőzet-talajvíz rendszer agrogeológiai és környezetföldtani vizsgálata a Bugaci-mintaterületen. Doktori (PhD) értekezés. Debreceni Egyetem, Természettudományi Kar. Debrecen.
- KOHÁN B., 2014. GIS-alapú vizsgálat a Duna–Tisza közti homokhátság szárazodásának témakörében. Doktori (PhD) értekezés. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar. Budapest.
- KOVÁCS, D., TÓTH, T. & MARTH, P., 2006. Study of food chain element transport analogy: salinity/sodicity/alkalinity of Hungarian soils during a decade as shown by the national soil monitoring network. *Cereal Research Communications*. **34**. (1) 231–234.
- KOVDA, V. A., VAN DEN BERG, C. & HAGAN, R. M. (Eds.), 1973. Irrigation, drainage and salinity. In: *International Source Book*. Hutchinson/FAO/UNESCO
- KUTI L., KERÉK B., MÜLLER T. & VATAI J., 2002a. Az Alföld agrogeológiai-környezetföldtani térképei. *Földtani Közlöny*. **132**. (különszám) 299–309.
- KUTI L., VATAI J., MÜLLER. T. & KERÉK B., 2002b. A talajvíztükör mélységeinek változása a Duna–Tisza közti hátságban. *Földtani Közlöny*. **132**. (különszám) 317–325.
- LADÁNYI ZS., 2010. Tájváltozások értékelése a Duna–Tisza közti homokhátság egy környezet- és klímaérzékeny kistáján, az Illancson. PhD értekezés. Szegedi Tudományegyetem, Szeged.
- LADÁNYI ZS., RAKONCZAI J. & DEÁK J. Á., 2012. A belvízelvezető csatornák és a klímaváltozás hatása egy dél-Magyarországi szikes élőhelyre In: Kockázat – Konfliktus – Kihívás: A VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciájának Tanulmánykö-

- tete. (Szerk.: NYÁRI D.) 495–508. SZTE TTK, Természetföldrajzi és Geonformatikai Tanszék. Szeged.
- MÁDLNÉ SZÖNYI, J., SIMON, SZ., TÓTH, J. & POGÁCSÁS, GY., 2005. Connection between surface and groundwaters in the case of Kelemen-lake and Kolon-lake. *Általános Földtani Szemle*. **30**. 93–110.
- MÁDLNÉ SZÖNYI, J., TÓTH, J. & POGÁCSÁS, GY., 2008. Soil and wetland salinization in the framework of the Danube–Tisza Interfluvium hydrogeologic type section. *Central European Geology*. **51**. (3) 203–217.
- MARGÓCZI K., RAKONCZAI J., BARNA Gy. & MAJLÁTH I., 2009. Szikes növénytakaságok összetételének vizsgálata és talajának hosszú távú vizsgálata a Szabadkígyósi pusztán. *Crisicum* **5**. Körös–Maros Nemzeti Park, Szarvas. 71–83.
- MOLNÁR B., 1979. Kialakulása és földtani felépítése. In: Nemzeti Park a Kiskunságban. (Szerk.: TÓTH K.) 64–73. Natura Kiadó. Budapest.
- MOLNÁR B., 1980. Hiperszalin tavi dolomitképződés a Duna–Tisza közén. *Földtani Közlemény* **110**. (1) 45–64.
- MOLNÁR B., 1994. Vízárózatok létesítésének vízföldtani adottságai a Duna–Tisza közti hátságon *Hidrológiai Közlemény*. **74**. (6) 341–352.
- MOLNÁR, B. & KUTI, L., 1987. Geological Aspects of Nature Conservation in the Kiskunság National Park. In: *Holocene Environment in Hungary. Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XII-th INQUA Congress, Budapest*. (Eds.: PÉCSI, M. & KORDOS, L.) 87–93. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. Budapest.
- PÁLFALY I., 1995. A Duna–Tisza közti hátság vízgazdálkodási problémái és megoldásuk lehetséges útjai. *Vízügyi Közlemények*. **76**. (1–2) 144–164.
- RAJKAI K., MOLNÁR E. & RÉDLY L.-né., 1983. Előtanulmányok a Kiskunsági Nemzeti Park védett területei környezetvédelmi kezelési tervének talajtani megalapozásához. *Agrokémia és Talajtan*. **32**. (3–4) 449–453.
- RAKONCZAI, J., BOZSÓ, G., MARGÓCZI, K., BARNA, GY. & PÁL-MOLNÁR, E., 2008. Modification of salt-affected soils and their vegetation under the influence of climate change at the steppe of Szabadkígyós (Hungary). *Cereal Research Communications*. **36**. (5) 2047–2050.
- SZALAI J., 2004. A hidrológiai közelmúlt sajátosságai a talajvízszintekben, *Vízügyi Közlemények*. **2004**. (1–2) 155–166.
- SZALAI J., 2012. Időjárási szélsőségek hatása a Duna–Tisza köze talajvízjárásának alakulására. In: *A VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciájának Tanulmánykötete, 2012*. (Ed.: NYÁRI K.) Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék. Szeged.
- SZABOLCS I. & JASSÓ F. 1961. A szikes talajok genetikai típusai és elterjedésük törvényszerűségei a Duna–Tisza közén. *Agrokémia és Talajtan*. **10**. (2) 173–194.
- TÓTH, J., 2009. *Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization*. Cambridge University Press. Cambridge.
- TÓTH, T., BALOG, K., SZABÓ, A., PÁSZTOR, L., JOBBAGY, E. G., NOSETTO, M. D. & GRIBOVSKY, Z., 2014. Influence of lowland forests on subsurface salt accumulation in shallow groundwater areas. *AoB Plants*. **6**. doi: 10.1093/aobpla/plu054.

- VAN DEN BERG, G. A. & LOCH, J. P. G., 2000. Decalcification of soils subject to periodic waterlogging. *European Journal of Soil Science*. **51**. (1) 27–33.
- VÁRALLYAY, GY., 1993. Soils in the region between the rivers Danube and Tisza (Hungary). In: *The flora of the Kiskunság National Park In the Danube–Tisza Mid-Region of Hungary*. (Eds.: SZUJKÓ-LACZA, J. & KOVÁTS, D.) **1**. 21–42. Budapest.
- VÁRALLYAY GY. et. al. 1983. A Kiskunsági Nemzeti Park Bócsa–Bugac buckavilága és a Homokpuszta területének termőhelyi viszonyai. Jelentés a KNP részére 1983-ban végzett munkálatokról. MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet. Budapest.

Érkezett: 2015. február 20.

Leaching processes in saline lakes on the sand ridge of the Danube-Tisza Interfluve: the case of Lake Szappanos

T. TÓTH, S. MOLNÁR, K. BALOG and Z. BAKACSI

Institute for Soil Sciences and Agricultural Chemistry, Centre for Agricultural Research,
Hungarian Academy of Sciences, Budapest

Summary

In recent decades considerable changes have taken place on the sand ridge of the Danube-Tisza Interfluve due to shifts in the hydrological conditions of the area. Some of the most sensitive natural formations on the ridge are the saline lakes. If these are to function in an optimal manner, they require not only sufficient water, but also a satisfactory quantity and quality of salts.

Changes in soil salinity during the last 31 years were quantitatively characterised with a spatio-temporal conceptual model of the regional and local water cycle of the saline lakes, using Lake Szappanos as an example. Four points, previously sampled in 1983, were re-sampled and an analysis was made both of the groundwater level and composition and of the soil, using the same methods wherever possible.

The groundwater level of the area dropped and surface water cover shrank substantially, with an accompanying decrease in the salinity, alkalinity and sodicity of the groundwater. There was a decline in the salinity, pH and sodicity of the surface soil layers.

The depth distribution profiles of CaCO_3 changed, due not only to leaching but also to sedimentation/runoff.

The lakebed is now completely covered by vegetation. In contrast to the halophytes and halotolerant species recorded in 1983, oligo-halophytes were found to cover the whole lakebed in 2014. There was an increase in soil organic matter content and grass is now mown on extensive areas.

Table 1. Summary of the processes shown in Figure 2, from the 1960s to the present. (1) Parameter, process. (2) Changes in water quantity. (3) Changes in soil salinity in the neighbourhood of the lake. a) Winter precipitation quantity, b) Sub-surface runoff and recharge, c) Effect of the functioning channel, d) Evaporation, e) Lake water level, f) Soil groundwater level, g) Water permeability of the carbonate silt in the lakebed, h) Decrease, i) Drainage, j) Increase, k) Decrease, l) Drying up, breaking up, becoming permeable. *Note:* *Changes in the water table are also affected by both deep water exploitation and the increase in groundwater uptake due to afforestation (KOHÁN, 2014), but these are not shown separately.

Table 2. Soil type, vegetation and humus content during the surveys in 1983 and 2014. (1) Sampling point. (2) Year. (3) Humus content, %. A. Lakebed. B. Shore. a) Sodic solonchak/Sedge (*Phragmites australis*, *Schoenoplectus lacustris*); b) Solonchak/*Suaeda maritima*; c) Solonchak meadow soil covered by sand sheets/*Puccinellia limosa*; d) Meadow soil/Meadow; e) Meadow soil/*Phragmites australis*, *Agrostis stolonifera*, *Glyceria maxima*; f) Meadow soil/*Festuca pseudovina*, *Bryophyta*, *Phragmites australis* (sporadically); g) Meadow soil/*Agrostis stolonifera*, *Alopecurus pratensis*,

Phragmites australis, *Achillea asplenifolia*; h) Meadow soil/*Festuca pseudovina*, *Bryophyta*, *Achillea asplenifolia*.

Figure 1. Geological section intersecting the Bócsa-Bugac area and lakes (MOLNÁR & KUTI 1987) Legend: 1. Medium-grained shifting sands. 2. Small-grained shifting sands. 3. Fine-grained shifting sand. 4. Loess (1–4: Pleistocene). 5. Humus-rich, poorly-graded lake silt. 6. Carbonate silt (5–6: Holocene). 7. Peat (Pleistocene-Holocene). 8. Humus-containing layers on the surface.

Figure 2. Conceptual water cycle model for the vicinity of a saline lake on the ridge. Legend: A. Groundwater level in the 1960s. B. Present groundwater level. a) Lake water level in the 1960s, b) Present lake water level. (For numbered processes, see Table 1.)

Figure 3. Local material flow model of the lake, with a schematic indication of hydrological changes. Legend: A. Groundwater level after a rainy season. B. Groundwater level after recharge/runoff from the regional catchment area. C. Salt accumulation, salt exchange between groundwater and soil. F. Soil surface.

Figure 4. Location of the studied lake and sampling points. Changes in the groundwater level and in the salinity of the groundwater and soil, based on surveys of the same sample points between the lakebed and the shore in 1983 and 2014. A. Uncertainty in the measurements due to the mixing of groundwater and surface water in 2014.

Figure 5. pH of the groundwater at sample points located between the lakebed and the shore in 1983 and 2014.

Figure 6. Changes in the salinity (%) of soil profiles arranged according to altitude (m above sea level, mASL). Black lines: 1983 data (measured), grey lines: 2014 data (calculated from measured EC values).

Figure 7. Changes in the pH of soil profiles arranged according to altitude (mASL). Black lines: 1983 data, grey lines: data calculated from measured EC in 2014.

Figure 8. Changes in the carbonate content and texture of soil profiles arranged according to altitude (mASL). Legend: Black lines and left-hand column: 1983 data, grey lines and right-hand column: 2014 data. Soil texture categories: 1. sand, 2. loamy sand, 3. sandy loam, 4. sandy clay loam, 5. loam, 6. clay loam.