

Káliumföldpát, savkezelés és száradás–nedvesedés hatása a talajoldat káliumkoncentrációjára

CSILLAG JULIANNA, LUKÁCS ANDRÁS, PÁRTAY GÉZA és
RAJKAINÉ VÉGH KRISZTINA

MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet, Budapest

A növényi K-felvétel elsődleges közege a talaj folyadékfázisa. A talajoldat káliumkoncentrációja – a talaj különböző kálium formái: oldható, kicserélhető, nem kicserélhető, kristályrácsban kötött formák között fennálló bonyolult egyensúlyoknak megfelelően – a talaj összes káliumkészletének elenyésző része: 0,01%-a vagy kevesebb (TROEH & THOMPSON, 1993), 0,1–0,2%-a (FÜLEKY, 1999), illetve néhány tízezred része (KÁDÁR, 1999). Különböző hatások, például K-kivonás (növényi felvétel, kimosódás) következtében azonban az egyensúlyok eltolódhatnak, elősegítve, hogy az elsődlegesen felvehető (oldott + kicserélhető) kálium a nehezen hozzáférhető formákból felszabadulva pótlódjon, fedezze a növény igényét (TISDALE et al., 1985; SPARKS, 1987; BARBER, 1995; FÜLEKY, 1999; KÁDÁR, 1999; WANG et al., 2004).

A talajoldat K-koncentrációja – a talajban végbemenő mállási, ioncsere folyamatok, a nedvességtartalom és pH változása, a növényi felvétel, K-bevitel stb. függvényében – igen változékony, amit a szakirodalomban található, tág határok között változó adatok is mutatnak: 1–10 mg/L (TISDALE et al., 1985), 0,4–400 mg/L (cit. in SCOTT & SMITH, 1987), 0–200 mg/L (cit. in BARBER, 1995), 1–100 mg/L (FÜLEKY, 1999). A növény fejlődéséhez minimálisan szükséges oldott kálium tartalom 4 mg/L (cit. in NIWAS et al., 1987), 1–4 mg/L (cit. in SCOTT & SMITH, 1987), a talajoldat optimális K-koncentrációja pedig – a növény- és talajtulajdonságoktól függően – 20–60 mg/L (TISDALE et al., 1985), illetve $5 \cdot 10^{-4}$ – $5 \cdot 10^{-3}$ mol/L (kb. 20–200 mg/L) (WILD, 1988).

A pH-csökkenés hatása a talajoldat K-koncentrációjára. – A rizoszférában a gyökértevékenység következményeként jelentős, két egységnél is nagyobb pH-csökkenés jöhet létre, ami lokálisan a K-feltáródást befolyásolja. Más tényezők, például emberi beavatkozások: nem megfelelő műtrágyahasználat, savas esők stb. nagymértékű talajsavanyodást idézhetnek elő. A talajoldat K-koncentrációja általában nő a pH csökkenésekor. Ez részben a talajrészecskék negatív

felületi töltésének, a talaj kationmeggötő képességének csökkenésével magyarázható, ami a kationt képző elemek mennyiségének növekedését idézi elő a talajoldatban (FILEP, 1988; SUMNER et al., 1991; BOLAN et al., 2003). A pH növekedése ezzel ellentétes hatású (TYLER & OLSSON, 2001). Nagy savterhelésnél már a mobilizálódó alumínium kiszorító hatása is érvényesülhet (FILEP, 1988; BARBER, 1995). A talajásványok sav hatására végbemenő mállásakor a felszabaduló kálium az oldható és kicserélhető frakcióba kerülhet (SUMNER et al., 1991). Szakirodalmi adatok szerint azonban (cit. in SPARKS, 1987) pH 2,5 felett nem valószínű a talajásványok sav által okozott lebomlása, azaz a rácspannban kötött kálium kilépése, és pH 4,6–9,2; 4–8; illetve 3–6,8 között, illetve pH 3 felett (cit. in SPARKS, 1987) a rácspann (nem kicserélhető) kálium felszabadulását sem befolyásolja a pH-változás.

A száradás–nedvesedés hatása a talaj kicserélhető K-tartalmára és a talajoldat K-koncentrációjára. – A talaj K-szolgáltatását a száradási–nedvesedési ciklusok jelentősen befolyásolják. A szakirodalmi adatok ellentmondóak: egy részük arra utal, hogy a talaj kiszáradása (SZENDREI, 1998), vagy nedvesítése (BARBER, 1995), illetve ismételt kiszáradása és nedvesítése (WILD, 1988; SZENDREI, 1998; ZENG & BROWN, 2000) növeli a K-fixációt. Más adatok szerint (SCOTT & SMITH, 1987; BARBER, 1995; cit. in ZENG & BROWN, 2000) a talaj száradása során a nem kicserélhető kálium egy része kicserélhető pozícióba kerülhet, akár többszörösére is növelve ez utóbbi frakciót a légszáraz talajban. A K-meggötődés a nagy kicserélhető K-tartalmú talajokra jellemző (TISDALE et al., 1985; cit. in BARBER, 1995). A kiszáradásnál – egyes szilikátrétegek összezáródása, illetve felleveleződése következményeként – a K-fixáció, illetve mobilizálódás egyidejűleg is végbemehet, és a két folyamat eredménye érvényesül, a talaj ásványi összetételétől, K-tartalmától és nedvességváltozásától függően (SZENDREI, 1998; cit. in ZENG & BROWN, 2000). A K-formák közötti dinamikus egyensúlyoknak megfelelően e folyamatok a talajoldat K-koncentrációját is befolyásolják, erről azonban kevés mérési adat áll rendelkezésre. ZENG és BROWN (2000) kísérletében 16 napig tartó négy nedvesítési–száradási ciklusban a K-meggötődés dominált, a kicserélhető K-mennyiség 46%-kal, a talajoldat K-koncentrációja 21%-kal csökkent. Konstans nedvességtartalomnál inkubálva a talajt, a meggötődés kisebb mértékű volt: 18%, illetve 13% csökkenést mértek a kicserélődési, illetve a folyadékfázisban. Hosszabb ideig tartó inkubációs kísérletekben viszont többszörösére nőtt a kálium mennyisége a talaj folyadékfázisában (CURTIN & SMILLIE, 1983), vagy egyes talajokban nőtt, másoknál csökkent a talajoldat K-koncentrációja (WALWORTH, 1992).

A K-kezelés hatása a talajoldat K-koncentrációjára. – Az ásványi és szerves kolloidokban, tápanyagokban szegény homoktalajokon gyakran válik szükségessé a talaj K-tartalmának pótlása a növény megfelelő K-ellátásának biztosítására. K-műtrágyaként nagyrészt a tengervízből visszamaradt üledékekből gyár-

tott – mérsékelten savanyító hatású – KCl szolgál (TISDALE et al., 1985; TROEH & THOMPSON, 1993; KÁDÁR, 1999). Savanyú, könnyű mechanikai összetételű talajokon hosszú ideig ható K-forrásként, alternatív műtrágyaként perspektívkusan számításba jöhet káliumban gazdag, lassan feltáródó ásványi anyagok (pl. káliumföldpátok) alkalmazása is (NIWAS et al., 1987; RIGGS et al., 1993).

Ismert, hogy a primer ásványok kristályrácsában kötött K-forma csak nagyon kis mértékben oldható, így a káliumföldpátokból (elvi kémiai összetétel: KAlSi_3O_8), például az ortoklászából is igen lassan mobilizálódik a kálium, kevés szabadul fel a tenyészidőszak alatt (RADOSLOVICH, 1975; TISDALE et al., 1985; SPARKS, 1987; BARBER, 1995). Modellkísérletben ortoklászából desztillált, illetve szénsavas vízben 136, illetve 627 mg/kg K_2O oldódott ki (cit. in SZENDREI, 1998). A kálium felszabadulását sok tényező, köztük a talajban lévő különböző K-formák mennyisége és a földpát mállottsági foka határozza meg (SPARKS, 1987). A savas környezet a mállást elősegíti, a felszabaduló kálium megnöveli az oldható+kicserélhető K-készletet (cit. in BOLAN et al., 2003). A szemcseméret csökkentése, megfelelő finomságúra őrlés is elősegítheti a kálium felszabadítását a talajhoz adott káliumföldpát ásványból (RADOSLOVICH, 1975; TISDALE et al., 1985). K-tartalmú kőzetek, köztük ortoklász összetevőjű kőzet finomszemcsésre előkészített mintáiból ($< 60 \mu\text{m}$) max. 10 ppm kálium oldódott ki 1:5 = kőzetpor:víz aránynál (NIWAS et al., 1987).

Kevés adat található arra vonatkozóan, hogy a talajon végzett K-kezelések hogyan befolyásolják a folyadékfázis K-koncentrációját. FILEP (1998a,b) a káliumot KCl formában adta tenyészedeny-kísérlet talajaihoz; a K-koncentráció és a $\text{K}/(\text{Ca}+\text{Mg})^{1/2}$ arány is szoros pozitív korrelációt mutatott a K-kezeléssel. Savanyú talajokon végzett inkubációs és kilúgzási kísérletekben a folyadékfázis (1:2,5 vizes kivonat) K-koncentrációja és a kicserélhető K-mennyiség jóval kisebb mértékben nőtt káliumföldpát alkalmazása esetén, mint KCl-os kezeléssel (RIGGS et al., 1993). A kísérletek alátámasztották, hogy kis kationkicserélő kapacitású talajokon előnyösebb lehet a lassan oldódó káliumföldpátok használata, mert a jól oldódó KCl-műtrágya kezdetben luxus ellátást biztosít a növénynek, majd kimosódhat a termőrétegből.

Kísérleteink célja kettős volt:

- Savanyú, agyagbemosódásos barna erdőtalajnál (Ragály) számszerű összefüggést kívántunk megállapítani a talajt érő savterhelés, a nedvességtartalom változása és a talajoldat K-koncentrációja között;

- Gyengén savanyú homoktalajon (Somogysárd) növekvő káliumföldpát- és savdagokat, valamint ismétlődő szárítási–nedvesítési ciklusokat alkalmazva vizsgáltuk a kezelések hatását a folyadékfázis K-koncentrációjára.

Anyag és módszer

A kísérleteket a ragályi talaj felszíni (0–14 cm), illetve a somogysárdi talaj 10 és 20 cm közötti rétegéből vett, szokásos módon előkészített légszáraz mintáival végeztük. A talajok alapvizsgálati adatait az 1. táblázat tartalmazza. A kicserélhető kálium mennyiségét az ammónium-acetáttal kivont és a szabadföldi vízkapacitásnál nyert talajoldatban mért oldható kálium különbségeként számítottuk (RÉDLYNÉ, 1988).

1. táblázat

A ragályi (R) és somogysárdi (S) talaj főbb kémiai és fizikai tulajdonságai

(1) Talaj- minta	pH		H %	T cmol _c /kg talaj	K _x	c _K mg/L	<0,02 mm (tömeg %)		ρ g/cm ³
	H ₂ O	KCl					<0,002		
R	4,5	3,2	2,6	17	0,18	9,5	61	27	1,36
S	6,1	5,3	1,5	7,2	0,04	19,4	21	9,5	1,56

Megjegyzés: H: humusztartalom; T: kationkicserélő kapacitás; K_x: a kicserélhető K-mennyiség; c_K: a talajoldat K-koncentrációja szabadföldi vízkapacitásnál; <0,02 mm: leiszapolható rész (iszapfrakció+agyagfrakció); <0,002 mm: agyagfrakció; ρ: térfogattömeg

A *ragályi talajból* desztillált víz, illetve megfelelő koncentrációjú HCl-oldatok hozzáadásával 1:10; 1:5; 1:2,5 és 1:1 talaj:víz arányú szuszpenziókat, valamint -0,1 kPa (pF 0), -20 kPa (pF 2,3) és -100 kPa (pF 3) nedvességpotenciálú talajmintákat (nedvességtartalom: kb. 38; 27 és 21 tömeg %) készítettünk. A HCl-oldat koncentrációját változtatva, minden nedvességtartalomnál, illetve talaj:víz aránynál 0; 5; 12,5; 25; 37,5; 50 és 62,5 (szabadföldi vízkapacitásnál ezenkívül 75; 87,5 és 100) mmol H⁺/kg talaj savkezelést alkalmaztunk a talajon.

Egy hétig tartó inkubálás és közben háromszori összerázás, illetve átkeverés, homogenizálás után a talaj folyadékfázisát (a talajoldatokat és a kivonatokat) a növény konvencionális hervadásponjtjának (-1500 kPa = pF 4,2) megfelelő fordulatszámú centrifugálással nyertük (5000–5400 fordulat/perc, 1 óra, Beckman J2-21 típusú centrifuga, JA-10 szögrotor; CSILLAG et al., 1999).

A *somogysárdi talaj* légszáraz mintáihoz K-forrásként 0:1, 1:3 és 1:1 földpát:talaj arányban előzetesen golyósmalomban őrölt (kb. <100 μm szemcseátmérőjű), norvég eredetű, káliumban gazdag (80% ortoklász, 20% albit) földpátkeveréket adtunk. A légszáraz talaj-, a földpát- és keverékminták „összes”, potenciálisan felvehető elemtartalmát (K, Na, Ca, Mg stb.) 2 mol/L HNO₃-oldattal végzett feltárást követően (1:20 = talaj:kivonószer arány; 100 °C; 1 óra) ICP-AES módszerrel mértük. A földpátminta ily módon mért K-tartalma 1070 mg/kg volt, a talajé 560 mg/kg. Ezenkívül meghatároztuk a K-mennyiséget a földpátminta 1:5 vizes kivonatában (106 mg/kg) és királyvizes feltárással is

(1670 mg/kg). A talaj 1:5 arányú vizes kivonatában a K-mennyiség 14,5 mg/kg volt. A kicserélhető K-mennyiséget a talajra kidolgozott módszerrel mértük a földpátban is (RÉDLYNÉ, 1988), az ammónium-acetáttal kivont és a vizes kivonatban mért mennyiségek különbségeként. A 0,81 cmol_c K/kg földpát kicserélhető K-tartalom 5–8-szorosa volt a NIWAS és munkatársai (1987) által – hasonló (60–140 μm) szemcseméretűre előkészített – ortoklásztartalmú közetekben mért értékeknek.

A kontroll- és a földpátot tartalmazó talajmintákat növekvő (ac0 = 0; ac1 = 0,25; ac2 = 0,50; ac3 = 0,75; ac4 = 1,0 mol/L) koncentrációjú HNO₃-oldatokkal szabadföldi vízkapacitásra (kb. 21% nedvességtartalomra) nedvesítettük be. Az alkalmazott savadagok (0; 50; 100; 150 és 200 mmol H⁺/kg talaj) közül elsősorban az ac3- és az ac4-kezelés a gyökérkörnyezetben előfordulónál jóval nagyobb protonaktivitásokat képviselt. A növény számára felvehető mennyiségeket ebben a kísérletben is egy hét inkubálás után, a fent leírt centrifugálási módszerrel elválasztott – a holtvíznél gyengébben kötött – talajoldatban határoztuk meg.

A száradás–nedvesedés hatását a fenti földpát:talaj arányoknál vizsgáltuk, a talajt (egy hét inkubálás után) nyitott edényben, egy évig desztillált vízzel hente egyszer súlyra (szabadföldi vízkapacitásra) öntözve. A talajoldat elválasztása előtt a talajt ismét egy hétig inkubáltuk, közben háromszor átkevertük.

A mért adatok reprodukálhatóságának ellenőrzésére a kezeléseket minden esetben két ismétlésben végeztük. Mértük a folyadékfázis pH-ját és ICP spektrometriás módszerrel K-, Na-, Ca-, Mg- és egyéb elemkoncentrációit.

Eredmények és értékelés

A vizsgált két talajban a növény számára közvetlenül hozzáférhető (oldott és kicserélhető) K-formák mennyisége közepes, illetve alacsony volt (1. és 2. táblázat). A talajok kicserélhető K-tartalma általában 40–600 mg/kg (TISDALE et al., 1985), azaz a 0,1–1,5 cmol_c/kg talaj tartományban van. A nagyobb kationcsere kapacitású ragályi talajban – ahogy az várható volt – a kicserélhető K-tartalom többszörösen meghaladta a homoktalajban mért mennyiséget, talajoldatában viszont kb. fele akkora volt a kálium koncentrációja. Egyes vizsgálatoknál (FILEP, 1998b), hasonlóképpen, a vízoldható K-koncentráció kisebb volt a kötöttebb talajban, más esetben viszont (SCHNEIDER, 2003) az agyagtartalom növekedésével nem volt kimutatható ilyen összefüggés.

A talajoldat K-koncentrációjának változása növekvő savadagokkal

A kísérletekben igen nagy savterheléseket is alkalmaztunk, hogy a K-koncentrációt széles pH-tartományban jellemezhessük. Például az 50 mmol H⁺/kg

2. táblázat

Néhány talaj felszíni rétegének kicserélhető K-tartalma és a folyadékfázis K-koncentrációja (szakirodalmi adatok)

c_K mg/L	K_x	T	pH	H %	Θ %	(1) Hivatkozás
	cmol _c /kg talaj					
21,6 1,2 3,4	0,48 0,18 0,23		5,4 5,7 5,8	2,3 1,7 2,3		a) talajoldat (-10 kPa nedvességpo- tenciálnál) (CURTIN & SMILLIE, 1983)
8,2 8,7 48,7 4,1	0,21 0,17 0,39 0,15	8,2 8,9 7,5 7,5	5,9 6,2 6,4 5,1	0,8 1,5 0,7 1,5	19 16 17 13	b) talajoldat (szabadföldi vízkapa- citásnál (VK _{sz})) (QIAN & WOLT, 1990)
5,0 2,5 3,4 4,5	0,41 0,16 0,05 0,17		5,7 4,7 4,3 3,9	1,0 1,8 1,1 3,1		c) vizes kivonat (1:2,5 = talaj:víz arányánál) (RIGGS et al., 1993)
18,7	0,37	11,5	6,6	0,7		d) talajoldat (a VK _{sz} 86 %-ának meg- felelő nedvességtart.-nál: 30 térf.%- nál) (ZENG & BROWN, 2000)

Megjegyzés: c_K , K_x , T, H: lásd 1. táblázat; Θ = tömeg %-ban kifejezett nedvességtartalom

talaj savkezelés (ami a szabadföldi vízkapacitás beállításakor a ragályi talajban 247 ml 0,202 mol/L HCl-oldat/kg légszáras talaj savadaggal történt, a somogy-sárdiban pedig 200 ml 0,25 mol/L HNO₃-oldat/kg talaj+földpát adag alkalmazásával) kb. 20-szor akkora savterhelést jelent, mint a 80-as évek intenzív mű-
trágyázási gyakorlatához kötődő magyarországi becsült átlagos savterhelés (7,5 kmol H⁺/ha/év (MURÁNYI & RÉDLYNÉ, 1986), átszámítva: 2,5 mmol H⁺/kg ta-
laj).

A talajoldat K-koncentrációja nagymértékben nőtt a savadagok emelésekor. A 3. táblázatban feltüntettük a két talajban – azonos savadagoknál – a talajoldat pH-ját és K-koncentrációját, valamint az egységnyi tömegű talajból kioldott K-

3. táblázat

A talajoldat pH-ja és K-koncentrációja (c_K), valamint a talajból kioldott K-mennyiség szabadföldi vízkapacitásnál, különböző savadagok esetén

(1) Savadag mmol H ⁺ kg talaj	pH		c_K mg/L		(2) Kioldott kálium mg/kg talaj	
	Ragály	Somogy-sárd	Ragály	Somogy-sárd	Ragály	Somogy-sárd
0	4,4	6,7	9,5	19,4	2,6	4,1
50	2,9	3,2	45,7	71,2	12,0	14,9
100	2,4	2,4	68,0	118	17,9	24,9

mennyiséget. Ezt a koncentrációból számítottuk a talaj nedvességtartalmát figyelembe véve: $\text{mg/kg talaj} = c_K \cdot \theta_{\text{tömeg.\%}} / 100$. A kötöttebb, nagyobb kationcicserélő kapacitású ragályi talajból nemcsak desztillált víz hozzáadásakor, hanem az alkalmazott savadagok hatására is kevesebb kálium került a talajoldatba, mint a homoktalajból.

Kvantitatív összefüggést a talajoldat K-koncentrációja és pH-ja, valamint a koncentrációt szintén befolyásoló talajnedvesség-tartalom között a ragályi talaj esetén kerestünk. A somogysárdi talajnál csak szabadföldi vízkapacitásnál számítottuk a K-koncentráció pH-tól való függését.

Összefüggések a talajoldat K-koncentrációja, valamint a talajt érő savterhelés és a talaj nedvességtartalma között

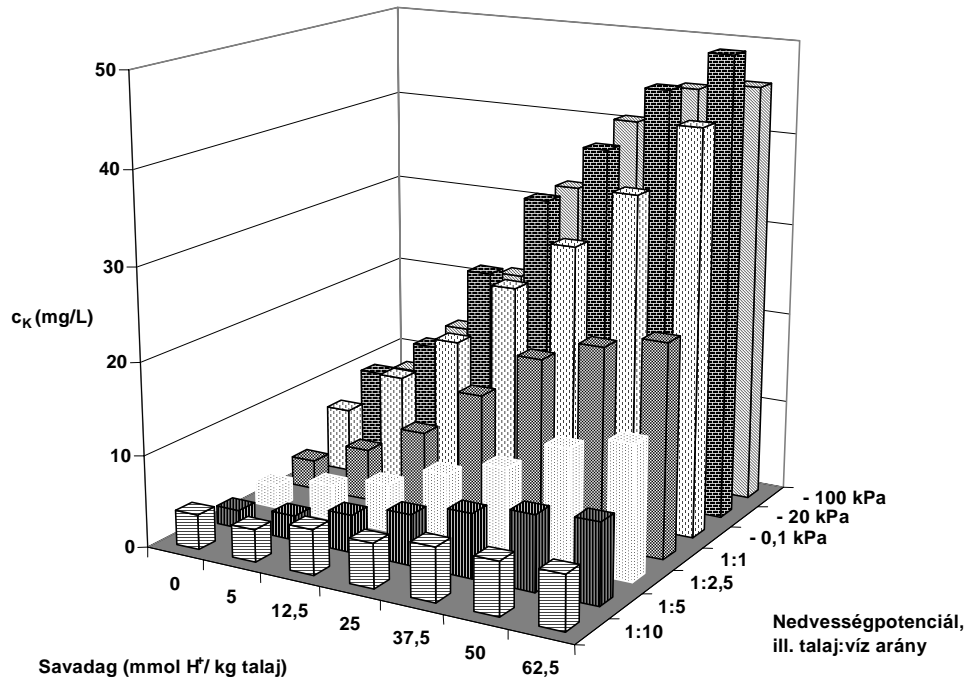
Konstans talajnedvesség-tartalmaknál, illetve talaj:víz arányoknál a K-koncentrációnak (c_K) a talajoldat pH-jától függő változását exponenciális egyenlettel közelítettük ($c_K = a \cdot e^{-b \cdot \text{pH}}$). A paraméterbecsléseket az egyenlet linearizált formájával végeztük. Az $\ln c_K = \ln a - b \cdot \text{pH}$ függvény meredeksége (b) a talajoldat K-koncentrációjának – emelkedő savadagok hatására történő – növekedését fejezi ki, melyet a vizsgált pH-tartományban feltehetően főként a kicserélhető kálium deszorpciója és a rácsközi kálium felszabadulása idéz elő. Szabadföldi vízkapacitásnál a meredekség a ragályi talajban 0,98 ($r^2 = 0,98$) [lásd 4. táblázat (A)], illetve 0,94 ($r^2 = 0,98$) (max. savadag: 62,5, ill. 100 mmol H^+ /kg talaj), míg a somogysárdiban 0,46 volt ($r^2 = 0,97$) (max. savadag: 200 mmol H^+ /kg talaj). Az adatok nem összemérhetők, mivel a homoktalajon nagyobb savadagokat is alkalmaztunk és a regressziós számítást szélesebb talajol-

4. táblázat

Az $\ln c_K = \ln a - b \cdot \text{pH}$ exponenciális (A) és a $c_K = a' + b' \{1/(\theta - \theta')\}$ hiperbolikus (B) összefüggések paraméterei konstans nedvességtartalmak és savterhelések esetén (Ragály)

(1) Talaj:víz arány, ill. vízpotenciál	(2) Paraméterek (A)			(3) Savterhelés mmol H^+ / kg talaj	(2) Paraméterek (B)		
	ln a	b	r^2		a'	b'	r^2
1:10	2,4	0,18	0,85	0	3,1	64	0,73
1:5	3,8	0,47	0,95	5	4,1	119	0,85
1:2,5	4,6	0,63	0,98	12,5	6,0	182	0,84
1:1	5,8	0,84	0,99	25	8,0	283	0,87
- 0,1 kPa	5,9	0,77	1,00	37,5	10,1	353	0,88
- 20 kPa	6,7	0,98	0,98	50	12,1	395	0,84
- 100 kPa	6,9	1,01	0,95	62,5	14,0	435	0,75

Megjegyzés: c_K : K-koncentráció (mg/L); pH: a folyadékfázis pH-ja; θ : a talaj nedvességtartalma tömeg %-ban kifejezve; $\theta' = 11,5\%$: a talaj nedvességtartalma -1500 kPa (pF 4,2) nedvességpotenciálnál



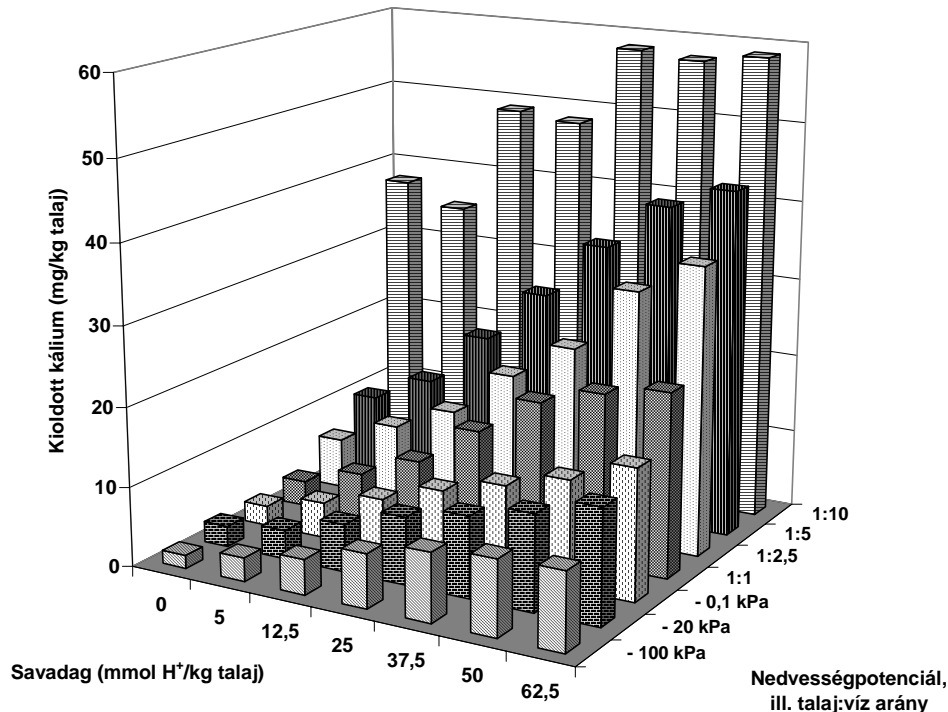
1. ábra

K-koncentráció (c_K) a talaj folyadékfázisában az alkalmazott savadagok és a talaj nedvességtartalma (illetve a talaj:víz arány) függvényében (Ragály)

dat pH-tartományban végeztük: Ragály: pH = 4,4–2,8; ill. 4,4–2,4; Somogy-sárd: pH = 6,7–1,9.

A ragályi talajnál a kisebb nedvességtartalmú minták esetén számított meredekségértékek nagyobbak voltak, mint tágabb talaj:víz aránynál, azaz a talajoldat K-koncentrációja a szárazabb talajban nagyobb mértékben nőtt a növekvő savadagokkal [lásd.: a 4. táblázatot (A) és az 1. ábra savadagot jelképező tengely irányú pontsorait]. A folyadékfázis egységnyi tömegű talajra vonatkoztatott (mg/kg talaj mértékegységben megadott) K-tartalma ezzel szemben a nagyobb nedvességtartalmaknál nőtt jobban a savterheléskor, azaz a rendszer hígulása elősegítette a kálium – sav hatására történő – kioldódását (2. ábra). ZENG és BROWN (2000) kísérletében is ellentétes tendenciát mutatott a talajoldat K-koncentrációjának és K-tartalmának változása.

Konstans savterhelésnél a talajoldat káliumkoncentrációjának (c_K) a talaj nedvességtartalmával (θ), illetve a talaj:víz aránnyal történő változását hiperbolikus függvénnyel, a reciprok jellegű „hígítási görbével” közelítettük. A linearizált $c_K = a' + b' \{1/(\theta - \theta')\}$ függvény meredekségének értékei (b'), melyek a K-



2. ábra

A talajoldat K-tartalma (mg/kg talaj) a talaj nedvességtartalmától (ill. a talaj:víz aránytól) és az alkalmazott savadagoktól függően (Ragály)

koncentráció száradással, illetve nedvesedéssel való növekedésének, illetve csökkenésének mértékét jellemzik a folyadékfázisban, a savadagok emelésével nagymértékben nőttek [lásd: a 4. táblázatot (B) és az 1. ábra nedvességtartalom-tengely irányú pontsorait). A képletben szereplő θ' (a hervadáspontnak megfelelő nedvességtartalom tömegszázalékban), jelöli ki a hiperbola asszimptotájának helyét, azt a nedvességtartalmat (holtvíz), melynél csak nedvesebb talajból nyerhetünk talajoldatot az általunk alkalmazott centrifugálási módszerrel.

A folyadékfázis egységnyi tömegű talajra vonatkoztatott (mg/kg talaj mértékegységben megadott) K-tartalma a koncentrációval ellentétben (1. ábra) – a vártnak megfelelően – a szárazabb talajban kisebb volt, a tág talaj:víz arányú kivonatoknál nagyobb mennyiségű kálium oldódott ki (2. ábra).

A $c_K = f(\theta)$ hiperbolikus függvények [4. táblázat (B)] a' paramétere (a tengelymetszet) a „végtelen nagy nedvességtartalmú” talaj folyadékfázisának K-koncentrációját adja meg. A kálium nagy nedvességtartalmaknál történő deszorpciója, kioldódása miatt, ennek értéke nagyobb az elméletileg várható 0-nál és a savadagok emelésével növekszik [4. táblázat (B)].

A talajoldat pH-ja és a talaj nedvességtartalma (illetve a talaj:víz arány) változásának összetett hatása kvantitatív értékelése céljából kiszámítottuk a

$$\ln c_K \text{ (mg/L)} = 4,79 - 0,66 \text{ pH} + 9,79 \{1/(\theta-\theta^*)\}, \quad R^2 = 0,87$$

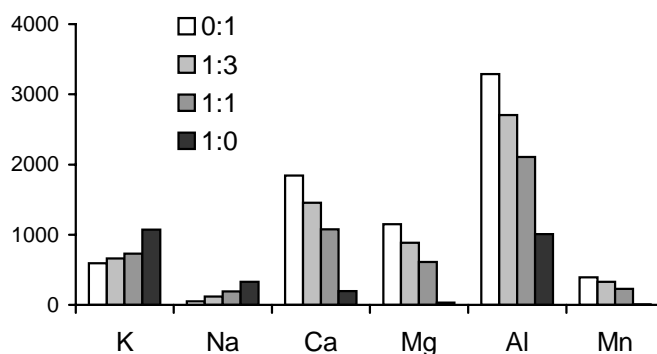
kétfázisú regressziós egyenlet paramétereit is. A kapott háromdimenziós felület (1. ábra) a talajoldat K-koncentrációjának változását mutatja a ragályi talajban változó körülmények, például nedvességtartalom csökkenés vagy savasodás hatására. (Az ábrán független változóként a talajnedvességtől függő pH helyett a savdagokat tüntettük fel.)

Összességében megállapítható, hogy a kálium mennyiségét a talajoldatban, annak pH-értékén kívül, a talaj:víz arány is jelentősen befolyásolja, ezért mindkét tényezőt figyelembe kell venni a növény számára legkönnyebben felvehető oldható K-mennyiség meghatározásakor.

A savterhelés és szárítás–nedvesítés hatása a káliumföldpáttal kezelt talaj folyadékfázisának összetételére

A káliumföldpát-kezelés hatása a talaj „összes”, potenciálisan felvehető elemtartalmára. – A 2 mol/L HNO₃-oldattal végzett feltárással a növekvő földpátadagok esetén (0:1, 1:3, 1:1 és 1:0 földpát:talaj aránynál) a kálium és nátrium kivételével csökkenő elemtartalmú oldatok oldódtak ki a keverési arányoknak és a talaj, illetve a földpát elemtartalmának megfelelően (3. ábra).

A káliumföldpát-kezelés hatása a talaj pH-jára és a talajoldat elemkoncentrációira. – A desztillált vizes kezelésnél a talaj pH-ja a földpátadag növekedésével – annak bázikus hatása miatt – néhány tized egységgel nőtt (5. táblázat,



3. ábra

A somogysárdi talaj- és földpátminta, valamint a keverékek „összes”, potenciálisan felvehető elemtartalma (mg/kg) [földpát:talaj arány = 0:1 (talaj); 1:3; 1:1 és 1:0 (földpát)] (kivonószer: 2 mol/L HNO₃-oldat; 100 °C) (talaj, földpát, illetve keverék:kivonószer arány = 1:20)

és 4. ábra ac0-kezelés). A káliumföldpát pH-ját (7,8) 1:2,5 = földpát:víz arányánál határoztuk meg, egy éjszaka állás után, a lecentrifugált felülúszóban mérve.

A folyadékfázisban mért elemkoncentrációkat az 5. táblázatban tüntettük fel (lásd még a 4. ábra ac0-kezelés pontjait). Az „összes”, potenciálisan felvehető elemtartalmaknak (3. ábra) megfelelően a földpátkeverék bevitelével a K- és

5. táblázat

A somogyárdi talaj pH-ja és az elemek koncentrációja a talajoldatban növekvő káliumföldpát-adagoknál, valamint a száradás–nedvesedés hatása

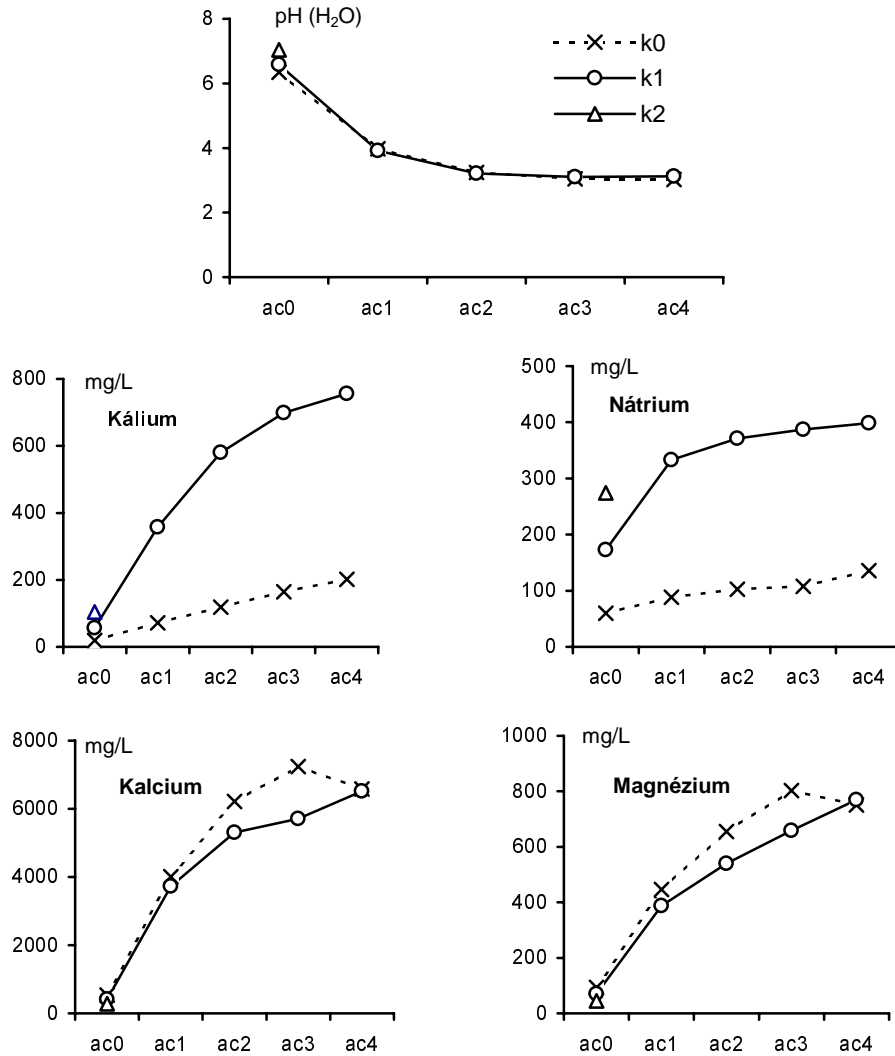
(1) Földpát:talaj arány	(2) Talaj- kezelés*	pH		K	Na	Ca	Mg
		H ₂ O	KCl				
0:1 (k0)	A	6,3	5,5	19,4	60,0	530	93,7
	B	5,7	5,0	12,5	54,1	640	123
1:3 (k1)	A	6,6	5,7	56,6	173	411	70,9
	B	6,0	5,4	61,8	197	467	88,2
1:1 (k2)	A	7,0	6,2	104	274	257	44,9
	B	6,6	5,9	112	304	285	53,6

* A talaj kezelése a folyadékfázis elválasztása előtt: A. 1 hétig inkubálás; B. 1 hétig inkubálás + 1 évig hetente egyszer súlyra (szabadföldi vízkapacitásig) öntözés desztillált vízzel (nyitott edény) + 1 hétig inkubálás

Na-koncentráció a kezeletlen mintáénak többszörösére nőtt, míg a kalciumé és magnéziumé (melyek a földpátban a talajhoz képest kis mennyiségben voltak jelen, lásd 3. ábra) jelentősen csökkent.

A savkezelés hatása a földpátot nem tartalmazó és a földpáttal kezelt talaj pH-jára, valamint a talaj folyadékfázisának elemkoncentrációira. – A savval kezelt mintákban a földpát jelenléte nem befolyásolta a talaj pH-ját. A pH különösen nagymértű – több, mint két egységnyi – csökkenését tapasztaltuk a 0,25 mol/L HNO₃-oldattal történő kezelésnél a desztillált vizes kezeléshez képest (az ac0–ac1 tartományban, 4. ábra).

A talaj pH-jának kb. három egységnyi csökkenése során (az ac0–ac4 intervallumban) a kationt képző elemek koncentrációja a talajoldatban telítési görbe szerint nőtt. Az alkálifémeknél a földpáttal kezelt mintákban, míg az alkáliföldfémeknél (a talajban mért nagyobb mennyiségüknek megfelelően) a kezeletlenekben volt tapasztalható nagyobb mértű kioldódás. Különösen nagy volt a K-koncentráció növekedése a talajoldatban az ac0–ac1 tartományban, ahol a talaj pH-ja a legmeredekebben csökkent (4. ábra): a kezeletlen talajban a savterhelés nélkülinek kb. háromszorosára, a földpátot tartalmazóban hatszorosára nőtt. Ilyen mértékű pH-csökkenés a gyökértevékenység hatására a gyökérkörnyezetben is bekövetkezhet (MARSCHNER, 1995), ezáltal a káliumásványok oldódása



4. ábra

A talaj pH-jának és a talajoldat elemkoncentrációinak változása savterhelés (ac0: 0; ac1: 0,25; ac2: 0,50; ac3: 0,75 és ac4: 1,0 mol/L koncentrációjú HNO₃-oldattal) és káliumföldpáttal történő kezelés (k0, k1 és k2: lásd 5. táblázat) együttes hatására (Somogysárd)

felgyorsulhat, K-tartalmuk a növényi felvételre alkalmassá válhat (HINSINGER et al., 1992; HINSINGER, 1998).

A száradás–nedvesedés hatása a káliumföldpáttal kezelt talaj folyadékfázisának elemkoncentrációira. – A somogysárdi talaj pH-ja – feltehetően mikrobiológiai tevékenység következtében – néhány tized egységgel csökkent az egy

évig tartó, hetente ismétlődő száradási–nedvesedési ciklusok során (5. táblázat). QIAN és WOLT (1990) hasonlóképpen, 32 napig tartó inkubálási kísérletében több talajnál tapasztalt pH-csökkenést, ami nagyobb mérvű volt, ha az inkubálás előtt megszáritották, majd újranedvesítették a talajt. A pH csökkenését a mikrobiális tevékenység fokozódásával magyarázták. A pH-változást kísérletünkben a káliumföldpát-adag nem befolyásolta.

A földpáttal nem kezelt talaj folyadékfázisában a K-koncentráció csökkent az egy év alatt (5. táblázat), megegyezően a száradás–nedvesedés hatására K-megkötődést kimutató szakirodalmi adatokkal (WILD, 1988; SZENDREI, 1998; ZENG & BROWN, 2000). A nagy káliumföldpát-tartalmú mintákban a kálium lassú kioldódása ment végbe, a talajoldatban a K-koncentráció kb. 1,1-szeresére növekedett. A Na-koncentráció ennél kissé jobban nőtt; a nátrium a keverékföldpát albit összetevőjéből szabadulhatott fel elsősorban. A kalcium és magnézium feltehetően a talaj kicserélődési fázisából került a talajoldatba, amit a pH csökkenése indokol. Oldódásuk mértéke a földpátadag növekedésével csökkent – ahogy az várható volt – hiszen a földpát a talajhoz képest csak kis mennyiségben tartalmazta ezeket az elemeket (v. ö. 3. ábra talaj (0:1 arány) és földpát (1:0 arány) adatait).

Összefoglalás

A talajoldat káliumkoncentrációjának változását vizsgáltuk különböző talajkezelések: növekvő káliumföldpát- és savadagok, valamint ismétlődő száradás–nedvesedés hatására.

– A savanyú kémhatású agyagbemosódásos barna erdőtalaj (Ragály) felszíni rétegének mintájával végzett kísérlet alapján számszerű összefüggéseket állapítottunk meg a savadagok, a talajnedvesség-tartalom változása és a talajoldat K-koncentrációja között. *Konstans talajnedvesség-tartalmaknál, illetve talaj:víz arányoknál* a K-koncentrációnak (c_K) a talajoldat pH-jától függő változását exponenciális egyenlettel közelítettük. A függvény meredeksége a kisebb nedvességtartalmú minták esetén nagyobb volt, mint tágabb talaj:víz arányoknál, azaz a talajoldat K-koncentrációja a szárazabb talajban nagyobb mértékben nőtt a növekvő savadagokkal.

Konstans savterhelésnél a talajoldat K-koncentrációja a nedvességtartalommal hiperbolikus összefüggés szerint változott. A függvény meredeksége a savadag emelésével nőtt, azaz a talajt érő savterhelés hatására a nedvességtartalom csökkenésekor (illetve növekedésekor) a folyadékfázis K-koncentrációja nagyobb mértékben nőtt (illetve csökkent), mint a kevésbé savanyú talajban. A folyadékfázis egységnyi tömegű talajra vonatkoztatott (mg/kg talaj mértékegységben kifejezett) K-tartalma a koncentrációval ellentétben a szárazabb talajban

kisebb volt, a tág talaj:víz arányú kivonatokban oldódott ki nagyobb mennyiségű kálium.

A talajoldat pH-ja és a nedvességtartalom változásának összetett hatását a talajoldat K-koncentrációjára háromdimenziós felülettel, kétváltozós regressziós egyenlettel jellemeztük.

– Gyengén savanyú homoktalaj (Somogysárd) felszíni rétegének mintáihoz *K-forrásként káliumban gazdag örölt földpátkeveréket* (80% ortoklász + 20% albit) adtunk és vizsgáltuk a talajoldat K-koncentrációjának változását növekvő savadagok és száradás–nedvesedés hatására. A talaj pH-ja a földpátadag növelésével – annak bázikus hatása miatt – néhány tized egységgel nőtt. A talajoldatban a K-koncentráció a kezeletlen mintáénak többszörösére nőtt és a savkezeléskor további, telítési görbe szerinti növekedés volt megfigyelhető. Különösen nagy (a kezeletlen talajban a savterhelés nélkülinek háromszorosa, a földpátot tartalmazóban hatszorosa) volt a K-koncentráció növekedése a talajoldatban 50 mmol H⁺/kg talaj savadagnál, ami a pH nagymértékű, két egységnyi csökkenését idézte elő. Ilyen mértékű pH-csökkenés a gyökértevékenység hatására a gyökérkörnyezetben is bekövetkezhet, ezáltal a káliumásványok oldódása felgyorsulhat, K-tartalmuk a növényi felvételre alkalmassá válhat.

Száradás–nedvesedés hatására a földpáttal nem kezelt és földpátot tartalmazó talajminták pH-ja egyaránt – feltehetően mikrobiológiai tevékenység következtében – néhány tized egységgel csökkent. A K-koncentráció a talajoldatban az egy évig tartó kezelés során a földpáttal nem kezelt mintában csökkent (a kálium talajbani megkötődése miatt), míg a nagy káliumföldpát-tartalmú mintákban nőtt (az ásványból a kálium lassú kioldódása mehetett végbe).

A fenti kutatást az Országos Tudományos Kutatási Alap a T 035274 számú szerződés keretében támogatta.

Kulcsszavak: talajoldat, káliumkoncentráció, káliumföldpát, savkezelés, száradás–nedvesedés

Irodalom

- BARBER, S. A., 1995. Soil Nutrient Bioavailability. A Mechanistic Approach. 2nd ed. J. Wiley & Sons. New York.
- BOLAN, N. S., ADRIANO, D. C. & CURTIN, D., 2003. Soil acidification and liming interactions with nutrient and heavy metal transformation and bioavailability. Adv. Agron. **78**. 215–272.
- CURTIN, D. & SMILLIE, G. W., 1983. Soil solution composition as affected by liming and incubation. Soil Sci. Soc. Am. J. **47**. 701–707.

- CSILLAG, J. et. al., 1999. Extraction of soil solution for environmental analysis. *Intern. J. Environ. Anal. Chem.* **74**. 305–324.
- FILEP GY., 1988. Talajkémia. Akadémiai Kiadó. Budapest.
- FILEP T., 1998a. A kálium-, kalcium- és magnézium-kezelések hatása a talajoldat összetételére. *DATE Tudományos Közleményei (Suppl.)* **34**. 67–80.
- FILEP T., 1998b. A talajoldat kálium, kalcium és magnézium tartalmának változása. PhD. disszertáció. DATE. Debrecen.
- FÜLEKY GY., 1999. Növényi tápanyagok a talajban. In: *Talajtan.* (Szerk.: STEFANOVITS P., FILEP GY. & FÜLEKY GY.) 191–223. Mezőgazda Kiadó. Budapest.
- HINSINGER, P., 1998. How do plant roots acquire mineral nutrients? Chemical processes involved in the rhizosphere. *Advances in Agronomy.* **64**. (Ed.: Sparks, D. L.) 225–265. Academic Press. San Diego.
- HINSINGER, P., JAILLARD, B. & DUFEY, J. E., 1992. Rapid weathering of trioctahedral mica by the roots of ryegrass. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **56**. 977–982.
- KÁDÁR I., 1999. Kálium és jelentősége Magyarországon. *Int. Potash Inst. Basel. MTA TAKI.* Budapest.
- MARSCHNER, H., 1995. *Mineral Nutrition of Higher Plants.* Academic Press. London.
- MURÁNYI A. & RÉDLY L.-NÉ, 1986. Titrálási görbék felhasználása a talajt erő savterhelések hatásának összehasonlító jellemzésére. *Agrokémia és Talajtan.* **35**. 49–62.
- NIWAS, J. M., DISSANAYAKE, C. B. & KEERTHISINGHE, G., 1987. Rocks as fertilizers: preliminary studies on potassium availability of some common rocks in Sri Lanka. *Applied Geochemistry.* **2**. 243–246.
- QIAN, P. & WOLT, J. D., 1990. Effects of drying and time of incubation on the composition of displaced soil solution. *Soil Sci.* **149**. 367–374.
- RADOSLOVICH, E. W., 1975. Feldspar minerals. In: *Soil Components. Vol. 2. Inorganic Components.* (Ed.: GIESEKING, J. E.) 433–448. Springer-Verlag. Berlin.
- RÉDLY L.-NÉ, 1988. A talajok kationcserélő tulajdonságainak meghatározási módszerei. In: *Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 2. A talajok fizikai-kémiai és kémiai vizsgálati módszerei.* (Szerk.: BUZÁS I.) 103–137. Mezőgazdasági Kiadó. Budapest.
- RIGGS, K. S., SYERS, J. K. & APPLETON, J. D., 1993. Dissolution of potassium feldspar rocks in soils in open-leaching and closed-incubation systems. *J. Sci. Food. Agric.* **62**. 409–412.
- SCOTT, A. D. & SMITH, S. J., 1987. Sources, amounts, and forms of alkali elements in soils. In: *Advances in Soil Science.* **6**. (Ed.: Stewart, B. A.) 101–147. Springer-Verlag. New York.
- SCHNEIDER, A., 2003. Characterisation of soil potassium supply as derived from sorption–desorption experiments. *Plant & Soil.* **251**. 331–341.
- SPARKS, D. L., 1987. Potassium dynamics in soils. In: *Advances in Soil Science.* **6**. (Ed.: STEWART, B. A.) 1–63. Springer-Verlag. New York.
- SUMNER, M. E., FEY, M. V. & NOBLE, A. D., 1991. Nutrient status and toxicity problems in acid soils. In: *Soil Acidity.* (Eds.: ULRICH, B. & SUMNER, M. E.) 149–182. Springer-Verlag. Berlin.
- SZENDREI G., 1998. *Talajtan.* ELTE Eötvös Kiadó. Budapest.
- TISDALE, S. L., NELSON, W. L. & BEATON, J. D., 1985. *Soil Fertility and Fertilizers.* Macmillan Publishing Company. New York.

- TROEH, F. R. & THOMPSON, L. M., 1993. *Soils and Soil Fertility*. 5th ed. Oxford University Press. New York.
- TYLER, G. & OLSSON, T., 2001. Concentrations of 60 elements in the soil solution as related to the soil acidity. *European J. Soil Sci.* **52**. 151–165.
- WALWORTH, J. L., 1992. Soil drying and rewetting, or freezing and thawing affects soil solution composition. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **56**. 433–437.
- WANG, J. J., HARRELL, D. L. & BELL, P. F., 2004. Potassium buffering characteristics of three soils low in exchangeable potassium. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **68**. 654–661.
- WILD, A. (Ed.), 1988. *Russell's Soil Conditions and Plant Growth*. 11th ed. Longman Scientific & Technical. Essex. UK.
- ZENG, Q. P. & BROWN, P. H., 2000. Soil potassium mobility and uptake by corn under differential soil moisture regimes. *Plant and Soil*. **221**. 121–134.

Érkezett: 2005. február 15.

Effects of Potassium-Feldspar Treatment, Acid Load and Drying–Rewetting on Potassium Concentration in the Soil Solution

J. CSILLAG, A. LUKÁCS, G. PÁRTAY and K. R. VÉGH

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

Summary

Experiments were carried out on an *acidic, clay loam soil* (Ragály) to study the release of potassium into the soil solution as affected by soil acidification and soil water content. Two replicates of air-dried samples were acidified with HCl solutions to various water contents: soil suspensions (at 1:10, 1:5, 1:2.5 and 1:1 soil:water ratios) and wet soil samples having water potentials of -0.1 kPa, -20 kPa and -100 kPa were prepared. Constant acid loads, corresponding to 0, 5, 12.5, 25, 37.5, 50 and 62.5 mmol H⁺/kg soil were applied to each soil water content series. At field capacity acid loads of 75, 87.5 and 100 mmol H⁺/kg soil were also applied. After one week of incubation the liquid phases were extracted by centrifugation with a rotor speed corresponding to -1500 kPa (equal to the conventional wilting point of plants).

At constant soil water content, the potassium concentration in the liquid phase of the soil (c_K) increased with decreasing pH according to an exponential relationship ($c_K = a e^{-b\text{pH}}$). The slope (b) was higher at low soil water contents. At constant acid load, the potassium concentration in the liquid phase increased with decreasing soil water content (θ) according to a hyperbolic relationship $c_K = a' + b' \{1 / (\theta - \theta')\}$, where θ' denotes the gravimetric soil water content at -1500 kPa water potential. The slope (b') was higher at lower pH values. The combined effect of the matrix of changing acid load and soil water content gave a three-dimensional surface characterizing the plant available potassium concentration over a wide range of these parameters: $\ln c_K$ (mg/L) = $4.79 - 0.66 \text{pH} + 9.79 \{1/(\theta - \theta')\}$; $R^2 = 0.87$.

A finely ground (<100 μm) feldspar mixture (80% orthoclase + 20% albite) was added as potassium source to the air-dried samples of a *slightly acidic sandy soil* in 0:1, 1:3 and 1:1 feldspar:soil ratios (Somogysárd). Two replicates of the control and feldspar-enriched soil samples were moistened to field capacity with HNO₃ solutions of 0, 0.25, 0.50, 0.75 and 1.0 mol/L concentrations (equal to acid loads of 0, 50, 100, 150 and 200 mmol H⁺/kg soil). The soil solution was extracted with the above centrifugation method. After feldspar application, the potassium concentration in the soil solution increased many times as compared with the control. Due to acid treatment the soil pH decreased by three units and the potassium concentration in the soil solution increased according to a saturation curve. Due to a two-unit decrease in soil pH, the potassium concentration increased threefold in the control and sixfold in feldspar-enriched (1:3) soil. This decrease in pH may take place due to root activity, promoting the dissolution of potassium minerals, and increasing potassium availability in the rhizosphere.

The impact of drying–rewetting was also studied at the above feldspar:soil ratios. After one week of incubation the samples were kept in open vessels for one year, irrigated weekly with distilled water to field capacity, then the soil solution was extracted

by centrifugation. The concentrations were compared to those measured in a soil solution obtained from soil not subjected to the drying–rewetting procedure. The potassium concentration decreased in the liquid phase of the soil with no added feldspar: presumably it entered more strongly bounded forms during the drying–rewetting cycles. In the feldspar-enriched soil, however, the potassium concentration in the soil solution increased, which may be the consequence of the slow dissolution of the feldspar mineral.

Table 1. Main chemical and physical properties of the Ragály (R) and Somogysárd (S) soils. (1) Soil sample. *Note:* H = humus content; T = cation exchange capacity; K_x = amount of exchangeable potassium; c_K = potassium concentration in the soil solution at field capacity (FC); <0.02 mm and <0.002 mm, weight % = clay+silt, and clay contents, resp.; ρ = bulk density.

Table 2. Exchangeable potassium content and potassium concentrations of the liquid phase in the upper layer of selected soils (literature data). (1) Reference. *Note:* c_K , K_x , T and H = see Table 1.; θ = gravimetric soil water content; a) soil solution at -10 kPa water potential; b) soil solution at FC; c) water extract at 1:2.5 = soil:water ratio; d) soil solution at 86% of FC.

Table 3. pH and potassium concentration (c_K) of soil solution, and the quantity of dissolved potassium at FC, when applying different acid loads. (1) Acid load, mmol H^+ /kg soil. (2) Quantity of dissolved potassium, mg/kg soil.

Table 4. The parameters of the $\ln c_K = \ln a - b$ pH exponential (A) and the $c_K = a' + b' \{1 / (\theta - \theta')\}$ hyperbolic (B) relationships at constant water contents and constant acid loads, resp. (Ragály) (1) Soil:water ratio or water potential. (2) Parameters. (3) Acid load, mmol H^+ /kg soil. *Note:* c_K : potassium concentration, mg/L; pH: pH of the liquid phase; θ : gravimetric soil water content; θ' : soil water content at -1500 kPa water potential = 11.5 %.

Table 5. pH of the Somogysárd soil and element concentrations in the soil solution at increasing feldspar doses, and the effect of drying–rewetting. (1) Feldspar:soil ratio. (2) Soil treatments before extracting the soil solution. *Note:* A = one week incubation; B = one week incubation + keeping the sample in open vessel for a year: irrigation weekly with distilled water to FC on the basis of weighing + one week incubation.

Fig. 1. Dependence of the potassium concentration in the soil liquid phase (c_K) on the applied acid load and on the soil water content (or soil:water ratio) (Ragály). Horizontal axis: Acid load, mmol H^+ /kg soil; Water potential or soil:water ratio.

Fig. 2. Dependence of the quantity of dissolved potassium (mg/kg soil) on the soil water content (or soil:water ratio) and the applied acid load (Ragály). Horizontal axis: See Fig. 1.

Fig. 3. Potentially available, "total" element contents (mg/kg) in the soil (Somogysárd), feldspar and soil+feldspar mixtures. *Note:* feldspar:soil ratio = 0:1 (soil), 1:3, 1:1 and 1:0 (feldspar). Extraction with 2 mol/L HNO_3 solution, at 100 °C for 1 hour, at soil or feldspar or soil+feldspar:extractant ratio: 1:20.

Fig. 4. Change in the pH of the Somogysárd soil and the element concentrations in the soil solution due to simultaneous application of acid loads (using ac0: 0, ac1: 0.25, ac2: 0.50, ac3: 0.75 and ac4: 1.0 mol/L HNO_3 solutions) and feldspar (k0, k1 and k2: see Table 5).