

## **Cl<sup>-</sup>-ion diffúziójának vizsgálata talajokon radioaktív indikációval**

RÉDLY LÁSZLÓNÉ

MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete, Budapest

A talajszelvényben levő, valamint az öntözés vagy műtrágyázás során oda bejutó vízdoldható sók a növényi gyökérzet környezetének fontos részét képezik. A talajban mozgó folyadékfázis térben és időben változó koncentrációjú és összetételű elegyelektrolit.

Az oldatmozgás törvényszerűségeinek pontosabb ismerete elengedhetetlenül szükséges olyan gyakorlati problémák, mint pl. a talajok víz-, só- és tápanyagforgalma, a növények víz- és ionfelvétele, az öntözés talajra gyakorolt hatása és a talajvízből történő sófelhalmozódás tanulmányozásánál — illetve az utóbbi eredményes megelőzését biztosító körülmények (elsősorban az ún. „kritikus talajvízszint”) — meghatározásánál.

A talaj pórusviszonyai térben és időben jelentős mértékben változnak. A pórusok alakja, térbeli elrendeződése, ennek geometriája rendkívül összetett. Ezért az oldott anyagok transzportjának különböző közelítések alapján történő, és több egyszerűsítő feltételt magában foglaló matematikai leírása a folyamat makroszkópos szemléletén alapul [2, 11, 12]. A leíráshoz alkalmazott modellekben a talajt összefüggő porózus közegnek tekintik, és az alapegyenletek paramétereit a rendszernek olyan reprezentatív elemi térfogatára vonatkoztatják, amely elég nagy ahhoz, hogy tulajdonságai statisztikai átlagokként legyenek kifejezhetők.

A vízdoldható sók mikroeloszlása a gyökérszónában, a sók felhalmozódása, illetve kilúgzása konvekciós (vízzel együtt történő) és diffúziós (vízben, koncentrációgradiens irányában lezajló) transzportfolyamatok eredménye. Bizonyos körülmények között (mozdulatlan, illetve kis sebességgel mozgó folyadékfázis esetén) ezek közül a diffúzió válhat döntővé [15]. Annak ellenére, hogy ez a folyamat a talajokban sem gyakorlati, sem elméleti szempontból nem elhanyagolható tényező, a vele kapcsolatos kérdések tekintélyes része még korántsem tisztázott. A Cl<sup>-</sup>-ionok mozgási törvényszerűségei tanulmányozásának, ezen belül a diffúziósebesség mérésének és nedvességfüggése vizsgálatának jelentősége elsősorban abban van, hogy olyan kémiai vegyületek (jól disszociáló sók) migrációjának mértékére, irányára, koncentrációjának tér- és időbeli változására következtethetünk, melyek a szilárd fázishoz gyakorlatilag nem kötődnek (Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, stb.). Viszonylag kevés adat található különböző ionok diffúziós transzportkoefficienseinek számszerű értékeiről, ezeknek a talaj fizikai tulajdonságaival, nedvességállapotával, a fizikai-kémiai folyamatokkal való összefüggéséről. A közvetlen mérési módszerek kidolgozására is kevés próbálkozás történt. A meghatá-

rozások többnyire laboratóriumi modellkísérletekben, és a talajnál egyszerűbb összetételű porózus rendszerekben folynak. E mérések eredményei képet adnak a talajban lejátszódó iondiffúziós sebességről, de csak bizonyos közelítésekkel értelmezhetők szabadföldi viszonyokra [1, 3, 7, 17].

A szakirodalom alapján rövid áttekintést adunk oldott anyagok — elsősorban a szilárd fázishoz nem kötődő anionok — diffúziója alapvető törvényszerűségeinek leírásáról a  $\text{Cl}^-$ -ion példáján. Ismertetjük a  $\text{Cl}^-$ -ion diffúziós koeficiense meghatározásának általunk alkalmazott módszerét, és a koeficiens-értékek függését a nedvességtartalomtól különböző mechanikai összetételű talajokon.

#### *Oldott anyagok diffúziója a talajban*

Molekulaméretű anyagok (pl. a talaj folyadékfázisában oldott ionok) diffúziója olyan irreverzibilis transzportfolyamat, amely akkor következik be, ha az oldószert különböző helyein — melyek nincsenek egymástól elzárva — az oldott anyagok koncentrációja különböző, és ennek következtében anyagáramlás következik be a nagyobb koncentrációjú helyekről a kisebb koncentrációjúak felé. A talajban a kationok — de gyakran az anionok is (pl.  $\text{PO}_4^{3-}$ ) — valamint a töltés nélküli molekulák, a talaj ásványi részéhez és/vagy szerves anyagához valamilyen formában kötődnek. Az anionok kisebb, de nem kevésbé fontos része gyakorlatilag csak a pórusokat kitöltő oldatban diffundál. E folyamat leírása — mivel a szilárd fázissal történő kölcsönhatás elhanyagolható — a többi ionéhoz viszonyítva egyszerűbb, és első lépését jelenti a talajban lejátszódó diffúziós folyamatok jellemzésének [11].

Az előbb említett közelítésekkel a talajban lejátszódó diffúziós folyamatok leírása a Fick-féle törvényekből mint kiindulási alpból vezethető le.

A diffúzió sebességét az oldat keresztmetszetén kívül a diffúziós koeficiens és a koncentrációgradiens szabja meg.

$$\frac{dQ}{dt} = -D \cdot A \frac{\partial c}{\partial x} \quad (\text{I. Fick-törvény}) \quad (1)$$

ahol:

$Q$  = a diffundált anyagmennyiség (tömeg- vagy térfogategységben);

$t$  = idő (s);

$A$  = a diffúziós anyagmozgásra rendelkezésre álló keresztmetszet ( $\text{cm}^2$ );

$c$  = az anyag koncentrációja egységnyi oldattérfogatban ( $\text{g}/\text{cm}^3$ );

$x$  = a mozgással párhuzamos térkoordináta (cm);

$D$  = arányossági állandó (diffúziós koeficiens) ( $\text{cm}^2/\text{s}$ ).

A koncentráció időbeni változása adott keresztmetszeten arányos a koncentrációgradiens helyvel való változásával, az adott időben.

$$\left(\frac{\partial c}{\partial t}\right)_x = D \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2}\right)_t \quad (\text{II. Fick-törvény}) \quad (2)$$

E törvény alapján határozzák meg többnyire a diffúziós koeficienseket, megmérve a diffúziós rendszerben bizonyos idő alatt kialakult koncentrációeloszlást. A különböző ionoknak tiszta vízben, izotermális körülmények között mért diffúziós állandóit kémiai szakkönyvek közlik [4].

A diffúzióval szállított anyagmennyiség porózus közegben a pórusok méretétől, vízzel való telítettségüktől és a folyadékfázis eloszlásának homogenitásától függ.

Adott ionnak a talajban mint összetett, felületi elektromos töltésekkel rendelkező rendszerben mért „diffúziós koeficiense” ( $D_t$ ) és ennek tiszta vízben mért megfelelő értéke ( $D_v$ ) közötti összefüggés az alábbi módon fejezhető ki [2]:

$$D_t = \Theta (L/L_e)^2 \alpha \gamma D_v \quad (3)$$

ahol:

- $\Theta$  = a talaj nedvességtartalma (tf%);  
(a talaj folyadékfázisában az ionmozgás rendelkezésére álló oldatkeresztmetszet csak  $\Theta$ -nyi törtrésze a makroszkópos oldatkeresztmetszetnek, lásd „A” az 1. egyenletben.  $\Theta$  tehát azt fejezi ki, hányadrésze az oldatkeresztmetszet a tiszta, talaj nélküli oldatban mértnek);
- $L$  = a diffúzió makroszkópos átlagos úthossza (cm);
- $L_e$  = a tényleges tekervényes úthossz, melynek mentén az ion a talajban mozog (cm);
- $\alpha$  = a víz viszkozitásának az elektromos felületi töltéssel rendelkező talajrészecskék jelenléte miatti csökkenését jellemző tényező;
- $\gamma$  = a negatív töltésű szilárd talajrészecskék felülete közelében fellépő anionkilökődésnek az ionmozgást csökkentő hatását fejezi ki [14].

$(L/L_e)^2$ ,  $\alpha$  és  $\gamma$  értéke mind kisebb mint 1, ezért egy adott ionnak a talajban mért „diffúziós koeficiens” értéke kisebb, mint a megfelelő diffúziós koeficiens tiszta vízben [6, 11, 12, 13]. Ez akkor is érvényes, ha a csak oldatban mozgó anionok (pl.  $\text{Cl}^-$ ) diffúziós mozgását kívánjuk jellemezni, és a szilárd fázissal történő kölcsönhatásokat nem vesszük figyelembe. Adott háromfázisú talajban a térfogategységre vonatkoztatott nedvességtartalom csökkenésével csökken a diffúziós iontranszport rendelkezésére álló oldatkeresztmetszet, hosszabb a tényleges úthossz, és viszonylag megnő a felsorolt két másik tényező hatása. Ennek következtében a „diffúziós koeficiens” értékének hirtelen csökkenése következik be kis nedvességtartalomnál. OLSEN és KEMPER [12] vizes agyagszuszpenziókban végzett kísérleteik alapján kimutatták, hogy az oldott anyagok „diffúziós koeficiense” a térfogategységben kifejezett nedvességtartalomnak az alábbi alakú pozitív hatványfüggvénye, melyet gyakorlati okokból a sókoncentrációtól függetlennek tekintettek:

$$D_t(\Theta) = D_v \cdot a \cdot e^{b\Theta} \quad (4)$$

ahol:

- $D_t$  = a vizsgált ionra vonatkozó „diffúziós koeficiens” a talajban;
- $D_v$  = a vizsgált ionra vonatkozó „diffúziós koeficiens” értéke tiszta vízben;
- $\Theta$  = a nedvességtartalom (tf%);
- $a, b$  = empirikus állandók.

Az  $a$  és  $b$  értékeket a talaj fajlagos felületétől függően 0,005–0,001, illetve 10-körülinek adják meg. Ezen egyszerűsített összefüggés érvényessége 0,3–15 bar szivóerőnek megfelelő nedvességtartományban volt tapasztalható.

Irodalmi adatok [5, 8] utalnak arra is, hogy azonos nedvességtartalmú és mechanikai összetételű talajokban a tömődöttségtől függően is változik a „diffúziós koeficiens” értéke, és ez a változás bizonyos közepes nedvességtartományban elég nagy lehet [8].

#### *$\text{Cl}^-$ -ion diffúziója talajban*

A  $\text{Cl}^-$ -ion „diffúziós koeficiens” értékének változását a nedvességtartalommal, különböző mechanikai összetételű talajokban, több szerző vizsgálta [5, 8, 14, 16, 19]. Adataik szerint, 30–40 térfogat-% talaj-nedvességtartalom alatt a „diffúziós koeficiens” nagysága a nedvességtartalom növekedésével általában egyenesen arányos. Ennél nagyobb értékeknél a

nedvességtartalom és a diffúziós koeficiens közötti összefüggés exponenciális. Ebben a tartományban egyrészt nagyobb a kapott „diffúziós koeficiens” értékeinek szórása, másrészt könnyű mechanikai összetételű talajon — ugyanazon nedvességtartalom mellett — jóval nagyobb értékeket mértek, mint nehezebb mechanikai összetételű talajokon [16]. Ezt a jelenséget azzal magyarázzák, hogy az alkalmazott kísérleti körülmények között, nagyobb nedvességtartalomnál, annak a háromdimenziós vízhálónak a szerkezete, geometriája, amelyben a  $\text{Cl}^-$ -ionok diffúziója végbemegy, a különböző mechanikai összetételű talajokban nagy mértékben különbözik.

OLSEN és KEMPER [12] a fentiek alapján a nedvességtartalom hatását figyelembevéve, az I. Fick-törvényt alábbi módosított formáját használták a talajban lejátszódó  $\text{Cl}^-$ -diffúzió leírására:

$$\frac{dQ}{Adt} = -D_t(\Theta) \frac{dc}{dx} \quad (5)$$

ahol:

$c$  = az oldott anyag koncentrációja a talajoldatban;

$D_t(\Theta)$ -t a 4. egyenletből számították;

(a többi jelölés magyarázatát lásd az előző egyenleteknél).

A diffundáló ionmennyiség nedvességfüggésének leírásakor az említett szerzők az alábbi egyszerűsítéseket, illetve feltételezéseket alkalmazták:

—  $D_t$  független a koncentrációtól;

— kémiai reakciók a talaj szilárd és folyadékfázisa között elhanyagolhatók;

— a talajban lezajló biológiai folyamatok hatása elhanyagolható.

A „diffúziós koeficiens” számítása talajokra is, mint általában, a Fick-egyenletekből levezetett integrált összefüggések alapján történik. Ezek alakja azonban az alkalmazott fizikai modelltől és a kísérlet feltételeitől függ.

A lágy  $\beta$ -sugárzású és hosszú felezési idejű  $\text{Cl-36}$  izotóp alkalmasnak mutatkozott olyan ionok diffúziós koeficienseinek mérésére, melyek a szilárd fázishoz nem kötődnek, gyakorlatilag csak a folyadékfázisban mozognak. A  $D$ -értékek meghatározására alkalmas fizikai modell, valamint annak matematikai feldolgozása elsőként SCHOFIELD és GRAHAM-BRYCE [18] nevéhez fűződik. A szerzők  $\text{Rb-86}$  izotóp segítségével vizsgálták a diffúzió sebességét különböző talajokon. Fizikai modelljük a következő volt: két olyan talajoszlopot hoztak egymással érintkezésbe, amelyeknek nedvességtartalma azonos volt, és azonos volt bennük a vizsgálandó ionok mennyisége is, azzal a különbséggel, hogy az egyik oszlopban az ionmennyiség egy része radioaktív izotóp formájában volt jelen.

Tehát az egyik oszlopban a radioaktív izotóp koncentrációja  $C_0$ , a másikban nulla volt a kísérlet kezdetén. A két azonos hosszúságú és keresztmetszetű érintkezési felületen  $t$  idő alatt átdiffundáló anyagmennyiség ( $Q$ ) a Fick-törvényt követően integrált alakja alapján számítható:

$$\frac{Q}{Q_\infty} = 1 - \frac{8}{\pi^2} \left[ e^{-At} + \frac{e^{-9At}}{9} + \frac{e^{-25At}}{25} + \dots \right] \quad (6)$$

$$A = \frac{D\pi^2}{4L^2}$$

ahol:

$D$  = diffúziós koeficiens;

$L$  = az egyik érintkező talajoszlop hossza (cm);

$Q_\infty$  = a két talajoszlop érintkezési felületén végtelen idő alatt átjutó ionmennyiség;

$Q$  = a  $t$  idő alatt átjutó ionmennyiség.

Ha  $\frac{Q}{Q_\infty}$  értéke kisebb mint 0,5, a fenti egyenlet az alábbival helyettesíthető:

$$\frac{Q}{Q_\infty} = \frac{2}{L} \sqrt{\frac{Dt}{\pi}} \quad (7)$$

Ha tehát  $t$  időpontban megmérjük az átdiffundált izotóp mennyiségét, a  $t=0$  időpontban az izotópot tartalmazó talajoszlopban mért aktivitás, valamint az oszlop hossza ismeretében a „diffúziós koeficiens” számítható.

MEL'NIKOVA, ZAMANMURAD és FRID [9, 10] alapján ugyanezt a fizikai modellt használták  $\text{Cl}^-$ -ion diffúziósebességének mérésére, és  $D$  értékei meghatározására különböző talajokban,  $\text{Cl-36}$  izotóp nyomjelzés alkalmazásával.

A koeficiensok számítását a II. Fick-törvény alapján levezetett, és az alkalmazott kísérleti körülményeknek megfelelő, következő egyenlet segítségével végezték:

$$C = \frac{Q}{\sqrt{\pi Dt}} \cdot e^{-\frac{x^2}{4Dt}} \quad (8)$$

ahol:

$Q$  = az egységnyi felületen átjutó anyagmennyiség;

$C$  =  $\text{Cl-36}$  ion koncentrációja az aktivitás bevétele helyétől számított  $x$  távolságban;

$t$  = a meghatározandó koncentrációeloszlásig terjedő időtartam.

Jelen munkánkban ugyanezt a kísérleti rendszert és számítási módszert alkalmaztuk a  $\text{Cl}^-$ -ion diffúziós koeficiensének meghatározására különböző típusú és mechanikai összetételű talajokon, különböző nedvességtartalom mellett.

### Anyag és módszerek

Kísérleteink céljára olyan talajmintákat használtunk, amelyeket a vízmozgás jellemzésével kapcsolatban is sokoldalúan vizsgáltak [20].

U-1: Dunavölgyi karbonátos réti talaj A-szintje (Dömsöd 1., 0—25 cm);

U-2: Dunavölgyi karbonátos réti talaj B-szintje (Dömsöd 1., 55—90 cm);

U-3: Dunavölgyi homokos lösz talajképző kőzet (Érd, 100—125 cm);

U-4: Karbonátos Duna-öntéshomok (Dömsöd);

U-5: Dunavölgyi karbonátos réti csernozjom A-szintje (Érd, 0—25 cm);

U-6: Dunavölgyi karbonátos réti csernozjom B-szintje (Érd, 25—50 cm);

U-7: Tiszántúli gyengén karbonátos réti csernozjom A-szintje (Törökszentmiklós, 0—20 cm).

A vizsgált talajok fontosabb kémiai és fizikai tulajdonságait VÁRALLYAY és munkatársai [20, 21] adatai alapján az 1. illetve 2. táblázatban közöljük. A sótartalom minden minta esetében elhanyagolható.

A talajokat megdaráltuk, és 1 mm-es szitán átszitáltuk. Mintánként és vizsgált nedvességtartalmanként  $2 \times 30$  g talajmintát jól zárható, becsiszolt dugós mérlegedényekbe mértünk be. Az egyik sorozathoz a kívánt nedvességtartalomnak megfelelő térfogatú, tiszta desztillált vizet adagoltunk, a másik sorozat mintáit ugyancsak a kívánt nedvességtartalomnak megfelelő mennyiségű, de  $\text{Cl-36}$  izotóppal jelzett desztillált vízzel — a talajminta felületére csepegtetve — nedvesítettük meg. 1-1 30 g-os

talajmintához kb.  $3,7 \cdot 10^4$  Bq aktivitást adtunk. Az aktivitás hordozója kb. 5,4 mg NaCl volt  $10^4$  Bq-enként. Ez csupán 0,06%-os sótartalom-növekedést jelentett a talajban, hatása tehát elhanyagolható. A benedvesített és izotóppal jelzett talajmintákat alapos összekeverés után egy hétig állni hagytuk, hogy biztosítsuk a nedvesség, illetve az aktivitás egyenletes eloszlását. Ezután a nedves talajokat 10 cm hosszú, 2,2 cm átmérőjű műanyagcsövekbe töltöttük. A csövek úgy voltak kiképezve, hogy belőlük a talajokat a kísérlet befejezése után 1 cm-es rétegenként külön-külön is el tudjuk távolítani. A 10 cm hosszú cső egyik felét az izotópjelzés nélküli nedves talajmintával, másik felét ugyanazon talajminta, ugyanazon nedvességtartalmú, de Cl-36 izotóppal jelzett részével töltöttük meg. Ügyeltünk arra, hogy a talajmintákat a töltés során azonos módon tömörítsük, és a két — 5 cm hosszú — talajoszlop teljes keresztmetszeten érintkezzék egymással. A csöveket a kísérlet idejére  $20^\circ\text{C}$ -on ( $1-2^\circ\text{C}$  ingadozással) közel azonos hőmérsékletű térben, vízszintes helyzetben tároltuk. A kísérlet ideje a nedvességtartalomtól függően változott. Az az időtartam, mialatt a Cl-36 aktivitás a kísérlet kezdetén inaktív 5 cm-es talajoszlopnak a két oszlop érintkezési felületétől legtávolabbi rétegébe elért, vizsgálataink szerint pl. a teljes vízkapacitás körüli nedvességtartalomnál 3 nap, a higroszkóposzágnak megfelelő nedvességű talajnál 4 hét volt. Abból a célból, hogy a nedvességtartalom ne változzék a kísérlet folyamán, a csövek két végét alumíniumkupakkal befedtük, és az egész csövet kívülről beparafinoztuk. A csövek súlya a kísérlet során nem változott.

A fent leírt kísérleti körülmények között csak diffúzió útján juthat aktivitás a csőnek a kísérlet kezdetén inaktív talajjal töltött részébe.

A kísérleti idő elteltével a csövek mindkét feléből külön-külön eltávolítottuk a talajt, és nedvességtartalmát szárítószekrényes módszerrel meghatároztuk.

A már száraz talajmintákat homogenizáltuk, majd 1:5 arányú vizes szuszpenziót készítettünk. Ezeket keverés, majd 1 napi állás után lecentrifugáltuk. Feltételezve, hogy a vizsgált talajréteg Cl-36 aktivitása gyakorlatilag teljes mértékben oldatba jutott az oldat 0,5 ml-éből — a vizsgált talajréteg aktivitásának folyadékszintillációs módszerrel történő mérése alapján — a talajréteg relatív Cl-36 tartalmát meghatároztuk. Az egyik párhuzamos mérésorozatnál minden második kezelés esetében a csövekből a talajt 1 cm-es rétegenként távolítottuk el, és e rétegek aktivitását külön-külön határoztuk meg.

A „diffúziós koefficiens” számítására a MEL'NIKOVA és munkatársai [10] által alkalmazott 8. egyenletből levezetett alábbi összefüggést használtuk:

$$A = C_0 \sqrt{\frac{Dt}{\pi}}$$

ahol:

$A$  = A cső eredetileg inaktív térfelében mért aktivitás a kísérlet végén (imp/perc)

$C_0$  = a cső eredetileg Cl-36 izotóppal jelzett talajjal töltött fele 1 cm vastagságú részének aktivitása a kísérlet kezdetén (imp/perc);

$D$  = „diffúziós koefficiens” ( $\text{cm}^2/\text{s}$ );

$t$  = a kísérlet időtartama (s).

Ez az egyenlet formailag azonos a bevezetőben említett Schofield-féle összefüggéssel és az ott leírt kísérleti körülmények betartása mellett érvényes.

1. táblázat  
A vizsgált talajok fontosabb kémiai tulajdonságai [20]

| jele | (1)<br>A talaj                     |        | pH<br>(H <sub>2</sub> O) | CaCO <sub>3</sub> | (2)<br>Sótartalom |     | (3)<br>Szerves-<br>anyag-<br>tartalom | (4)<br>Kation-<br>kicszerelő<br>kapacitás,<br>mg/100 g | (5)<br>Kicszerelhető<br>Na, % |
|------|------------------------------------|--------|--------------------------|-------------------|-------------------|-----|---------------------------------------|--|-------------------------------|
|      | típusa                             | sztípe |                          |                   | mélysége,<br>cm   | %   |                                       |  |                               |
| U-1  | Karbonátos réti talaj              | A      | 0 – 25                   | 21,7              | 0,05              | 8,3 | 25,92                                 | 0,27   |                               |
| U-2  | Karbonátos réti talaj              | B      | 55 – 90                  | 30,5              | 0,06              | 0,9 | 16,06                                 | 0,56   |                               |
| U-3  | Homokos lösz                       |        | 100 – 125                | 30,1              | 0,02              | 0,4 | 16,32                                 | 0,18   |                               |
| U-4  | Karbonátos öntéshomok              |        |                          | 22,6              | 0                 | 0,1 | 3,06                                  | 0,60   |                               |
| U-5  | Karbonátos réti csernozjom         | A      | 0 – 25                   | 7,1               | 0,04              | 4,1 | 24,48                                 | 0,12   |                               |
| U-6  | Karbonátos réti csernozjom         | B      | 25 – 50                  | 16,7              | 0,04              | 1,1 | 15,55                                 | 0,32   |                               |
| U-7  | Gyengén karbonátos réti csernozjom | A      | 0 – 20                   | 1,1               | 0,04              | 3,1 | 30,21                                 | 0,23   |                               |

5. táblázat  
Nedvesség és Cl-36 aktivitás időbeni átrendeződésének vizsgálata U-5 jelzésű talajmodelleken.  
A két egymással érintkező talajoszlop nedvességviszonyai

| (1)<br>Kísérlet<br>száma | (2)<br>Hidrofizikai paraméter | (3)<br>Nedvességtartalom<br>térfogat-%-ban<br>(a kísérlet kezdetén) | pF   | (4)<br>Izotóp-<br>jelzés | (2)<br>Hidrofizikai paraméter | (3)<br>Nedvességtartalom<br>térfogat-%-ban<br>(a kísérlet kezdetén) | pF   | (4)<br>Izotóp-<br>jelzés |
|--------------------------|-------------------------------|---|------|--------------------------|-------------------------------|---|------|--------------------------|
| 1a                       | A) Teljes vízkapacitás        | 49,2  | ~0   | +                        | C) Hervadáspont               | 14,1  | ~4,2 | -                        |
| 2a                       | A) Teljes vízkapacitás        | 49,2  | ~0   | +                        | D) Higrószkópoosság           | 2,8   | ~5,6 | -                        |
| 3a                       | B) Szántóföldi vízkapacitás   | 30,6  | ~2,4 | +                        | D) Higrószkópoosság           | 2,8   | ~5,6 | -                        |
| 1b                       | A) Teljes vízkapacitás        | 49,2  | ~0   | -                        | C) Hervadáspont               | 14,1  | ~4,2 | +                        |
| 2b                       | A) Teljes vízkapacitás        | 49,2  | ~0   | -                        | D) Higrószkópoosság           | 2,8   | ~5,6 | +                        |
| 3b                       | B) Szántóföldi vízkapacitás   | 30,6  | ~2,4 | -                        | D) Higrószkópoosság           | 2,8   | ~5,6 | +                        |

E) Nedvességmozgás iránya: →



2. táblázat

## A vizsgált talajok fontosabb fizikai tulajdonságai [20]

| (1)<br>Vizsgált<br>tulajdonság             | (2)<br>A talajok jelzése |       |       |       |       |       |       |
|--|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|  | U-1                      | U-2   | U-3   | U-4   | U-5   | U-6   | U-7   |
| a) Telítési %                              | 66                       | 46    | 41    | 30    | 44    | 45    | 64    |
| b) Sűrűség, g/cm <sup>3</sup>              | 2,74                     | 2,74  | 2,72  | 2,72  | 2,68  | 2,73  | 2,72  |
| c) Mechanikai<br>összetétel, %             |                          |       |       |       |       |       |       |
| 1 – 0,25 mm                                | –                        | –     | 4,46  | 14,62 | 4,04  | 0,40  | 0,07  |
| 0,25 – 0,05 mm                             | 6,71                     | 11,80 | 22,86 | 58,77 | 10,68 | 34,12 | 8,11  |
| 0,05 – 0,01 mm                             | 25,34                    | 31,81 | 24,56 | 1,14  | 46,16 | 20,98 | 26,67 |
| 0,01 – 0,005 mm                            | 8,37                     | 5,04  | 2,48  | 0,35  |       | 5,40  | 9,60  |
| 0,005 – 0,001 mm                           | 10,26                    | 6,40  | 2,36  | 0,15  | 2,83  | 5,25  | 14,23 |
| < 0,001 mm                                 | 23,37                    | 11,78 | 9,85  | 1,44  | 23,51 | 15,50 | 23,26 |
| d) Sósavas veszteség                       | 25,95                    | 33,17 | 33,43 | 23,53 | 7,38  | 10,80 | 3,06  |
| e) Térfogattömeg, g/cm <sup>3</sup>        | 1,24                     | 1,37  | 1,27  | 1,52  | 1,48  | 1,42  | 1,40  |
| f) Összes porozitás                        | 0,54                     | 0,50  | 0,53  | 0,44  | 0,45  | 0,48  | 0,49  |
| g) Nedvességtartalom,<br>térfogat %        |                          |       |       |       |       |       |       |
| pF 0                                       | 58,6                     | 53,5  | 54,8  | 45,3  | 48,4  | 50,8  | 49,2  |
| 0,4  | 53,5                     | 48,6  | 48,9  | 38,9  | 38,8  | 44,9  | 43,5  |
| 1,0  | 47,2                     | 46,0  | 40,8  | 36,9  | 37,2  | 42,6  | 40,1  |
| 1,5  | 42,3                     | 44,0  | 35,0  | 35,5  | 36,6  | 39,6  | 39,1  |
| 2,0  | 38,4                     | 42,1  | 28,4  | 16,2  | 33,0  | 33,8  | 37,1  |
| 2,3  | 36,4                     | 39,9  | 23,5  | 4,7   | 30,8  | 29,8  | 36,3  |
| 2,7  | 33,0                     | 33,6  | 17,3  | 3,0   | 27,0  | 25,3  | 32,0  |
| 3,4  | 28,2                     | 21,4  | 10,8  | 1,5   | 22,6  | 20,3  | 25,6  |
| 4,2  | 15,4                     | 11,1  | 6,9   | 1,0   | 13,8  | 14,3  | 21,0  |
| 6,2  | 3,0                      | 1,8   | 1,4   | 0,3   | 2,4   | 3,6   | 4,1   |
| h) Hidraulikus vezető-<br>képesség, cm/nap | 3,0                      | 1,8   | 32,0  | 3,0   | 5,0   | 60,0  | 350   |

MEL'NIKOVA [10] módszere szerint csak abban az esetben kapunk megfelelő pontossággal „diffúziós koefficiens” értékeket, ha az eredetileg inaktív talajoszlopban mért Cl-36 aktivitás az érintkezési határfelületről legtávolabb eső 1 cm-es rétegben elhanyagolható az eredetileg aktív talajoszlop 1 cm vastagságú részének aktivitásához képest. Ez a feltétel a fent leírt módon beállított talajoszlopmodelleknél érvényesült.

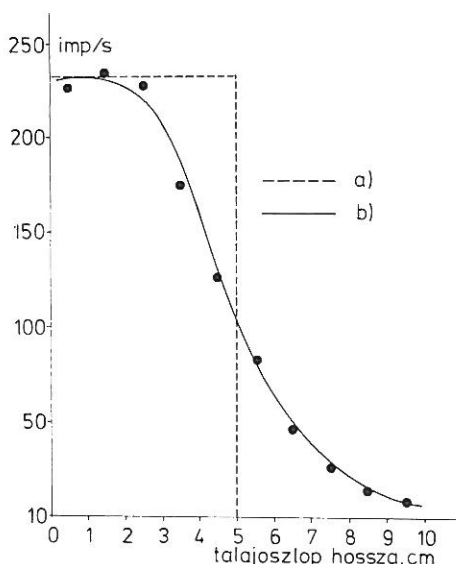
### Vizsgálati eredmények

Az aktivitás tipikus megoszlását a kísérlet végén a talajoszlop 1 cm-es rétegeiben az 1. ábrán tüntettük fel (U-5 jelű talaj, 13,8 térfogat-% nedvességtartalom mellett, egy hét után).

A fenti egyenlet alapján számított „diffúziós koefficiens” értékeket ( $D_i$ ) a 3. táblázatban közöljük, cm<sup>2</sup>/nap · 10<sup>2</sup>-ben kifejezve. Az értékek két párhuzamos mérés



középértékét jelentik. A párhuzamos mérések közötti eltérés 6—12% között mozgott. A továbbiakban az előbbiekkal azonos kísérleti körülmények között, ugyancsak MEL'NIKOVA és munkatársai [9] leírása alapján, néhány olyan talajoszlopmodellt állítottunk össze, melyekben a cső két felében ugyanazon talajminta két különböző nedvességtartalmú 5 cm-es oszlopa érintkezett egymással. Minden mintából és nedvességkombinációból két párhuzamos modellt készítettünk. Az egyik párhuzamos



1. ábra

A Cl-36 aktivitás oszlopon belüli megoszlása a diffúziós kísérlet kezdetén és végén. a) A kísérlet kezdetén. b) A kísérlet végén. Vízszintes tengely: a talajoszlop hossza, cm.

mosnál a nagyobb nedvességtartalmú, 5 cm hosszú oszlopot, a másíknál a kisebb nedvességtartalmút jeleztük Cl-36 izotóppal. A talajoszlopok nedvességtartalmát a kísérlet elején és végén, összes aktivitásukat a fent leírtakkal azonos módon a kísérlet végén határoztuk meg.

### A vizsgálati eredmények értékelése

Az ismertetett talajmintákon és kísérleti körülmények között mért Cl<sup>-</sup>-ion „diffúziós koefficiens” értékek nagymértékben függenek a térfogatszázalékban kifejezett nedvességtartalomtól. Az összefüggés a vizsgált nedvességtartomány egészére nem lineáris. A „diffúziós koefficiens”—nedvességtartalom összefüggés — a vizsgált talajoktól függően —, csak 25—30 tf% felett változik közel lineárisan.

A pórusgeometriai viszonyok, valamint a szilárd fázis felülete, ennek elektromos töltésviszonyai által meghatározott szorpciós erők hatásának nagysága és aránya (és

## 3. táblázat

A vizsgált talajokban mért Cl<sup>-</sup>-ion „diffúziós  
koefficiensek” a nedvességtartalom függvényében

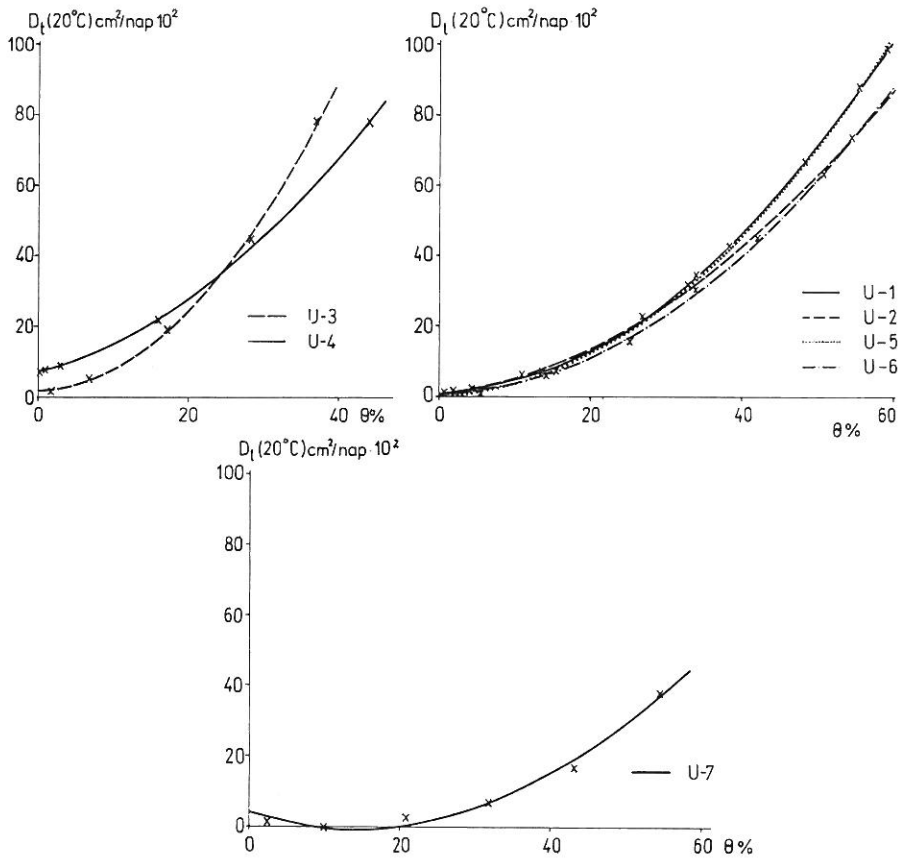
| (1)<br>Talajminta<br>jelzése | (2)<br>Nedvesség-<br>tartalom,<br>térfogat-% | (3)<br>Cl <sup>-</sup> -ion „diffúziós<br>koefficiense” (D <sub>i</sub> )<br>cm <sup>2</sup> /nap · 10 <sup>2</sup> | (4)<br>$\frac{D_i}{D_{H_2O}}$<br>(20 °C) |
|------------------------------|--|---|--|
| U-1                          | 59,1   | 98,5  | 0,686                                    |
|                              | 38,4   | 42,8  | 0,335                                    |
|                              | 34,0   | 34,5  | 0,241                                    |
|                              | 15,4   | 7,3   | 0,051                                    |
|                              | 2,43   | 0,86  | 0,006                                    |
| U-2                          | 54,5   | 73,4  | 0,512                                    |
|                              | 42,1   | 44,9  | 0,313                                    |
|                              | 33,6   | 31,9  | 0,222                                    |
|                              | 11,1   | 6,5   | 0,043                                    |
| U-3                          | 1,32   | 0,9   | 0,006                                    |
|                              | 36,9   | 78,3  | 0,546                                    |
|                              | 28,4   | 44,9  | 0,313                                    |
|                              | 17,3   | 19,0  | 0,132                                    |
|                              | 6,9  | 5,2   | 0,036                                    |
| U-4                          | 1,1  | 0,8   | 0,005                                    |
|                              | 44,0   | 78,3  | 0,546                                    |
|                              | 16,1   | 21,7  | 0,151                                    |
|                              | 3,0  | 9,1   | 0,063                                    |
|                              | 1,0  | 7,8   | 0,054                                    |
| U-5                          | 0,2  | 6,9   | 0,048                                    |
|                              | 48,4   | 66,5  | 0,464                                    |
|                              | 33,0   | 31,9  | 0,222                                    |
|                              | 27,0   | 22,5  | 0,157                                    |
|                              | 13,8   | 6,9   | 0,048                                    |
| U-6                          | 2,4  | 1,7   | 0,012                                    |
|                              | 50,8   | 63,1  | 0,439                                    |
|                              | 33,8   | 30,3  | 0,211                                    |
|                              | 25,2   | 15,5  | 0,108                                    |
|                              | 14,3   | 6,0   | 0,042                                    |
| U-7                          | 2,5  | 1,3   | 0,009                                    |
|                              | 54,5   | 38,0  | 0,264                                    |
|                              | 43,2   | 17,0  | 0,118                                    |
|                              | 32,0   | 6,9   | 0,048                                    |
|                              | 21,0   | 2,6   | 0,018                                    |
|                              | 3,6  | 0,86  | 0,006                                    |

vele összefüggően a különböző erővel kötött nedvességfrakciók aránya is) a nedvességtartalom változásával nagymértékben különbözhetnek. Ezért nem várható, hogy valamely talajtulajdonsággal (pl. térfogattömeg, összes porozitás, eredeti talajszerkezet, stb.) a görbék lefutásának jellegére vonatkozóan egyszerű, az egész

nedvességtartományra érvényes korrelációt találjunk. A vizsgált talajok pF-görbéinek elemzése alapján [20] (2. táblázat) azonban a diffúziósebesség — nedvességtartalom összefüggés fizikai értelmezésével kapcsolatban néhány megállapítást tehetünk.

1. 30—50% nedvességtartalom felett ( $< pF = 2$ ) az ugyanazon nedvességtartalomnál mért „diffúziós koeficiensek” között — pl. az U-4 durva homok és az U-7 agyagos vályog esetében —, közel egy nagyságrendi különbség van. Az U-1, U-2, U-5, U-6 talajok a görbék lefutása tekintetében a közbülső helyet foglalják el (2. ábra).

Ebben a tenziótartományban, a pF-görbével egybevetve, a homoktalajokban a durva pórusok nagy része még vízzel telített. Mind az U-4 homokban, mind az U-3 porózus homokos löszben olyan pórusgeometria alakulhatott ki, amely többkevesebb összefüggő, hasonló keresztmetszetű, vízzel telt „csatorna” hálózatának kialakulásával az anionok gyors diffúzióját lehetővé tevő nagy „aktív” oldatkeresztmetszettel jellemezhető.



2. ábra

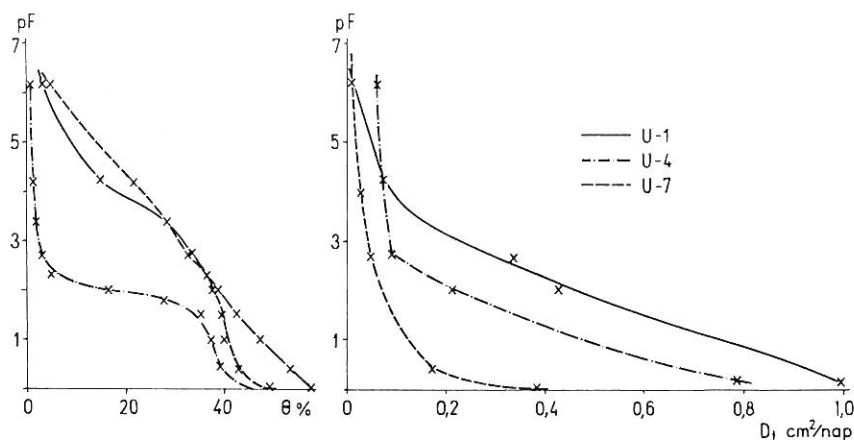
$\text{Cl}^-$  ion diffúziós koeficiens értékek ( $D_t$ , 20 °C) a nedvességtartalom ( $\theta$ %) függvényében. U-3: homokos lösz; U-4: karbonátos öntéshomok; U-1: karbonátos réti talaj A-szintje; U-2: karbonátos réti talaj B-szintje; U-5: karbonátos réti csernozjom A-szintje; U-6: karbonátos réti csernozjom B-szintje; U-7: gyengén karbonátos réti csernozjom A-szintje.

Meg kell jegyezni, hogy az alkalmazott modellkísérletekben kialakuló pórusgeometria nagymértékben függ attól, mennyire egységesen sikerült a talaj tömörítése az oszlopban, valamint hogy az oszlopok szétszedésénél a vizsgált rétegben a  $\text{Cl}$ -36 izotóp eloszlása mennyire volt homogén.

A tenzió növekedésével homokban hirtelen csökken a nedvességtartalom, a nagyobb méretű, vízzel telt pórusok már viszonylag kis szívóerő-növekedés hatására kiürülnek [20]. A  $\text{Cl}^-$ -ion diffúzió teljes vízkapacitásnál mutatkozó viszonylag nagy sebessége hirtelen csökken, a görbe lefutása meredek.

A nehéz mechanikai összetételű talajokban — a több finom pórus miatt —, a pórusrendszer geometriája még a legalacsonyabb tenziónál sem kedvez az előzőekben vázolt nagy oldatkeresztmetszet kialakulásának. Finom pórusok okozzák az ionmozgás útjának nagyobb fokú „tekervényességét” is. A vizsgált legnehezebb mechanikai összetételű (U-7) talajban a diffúziós koefficiens — nedvességtartalom összefüggését leíró görbe jóval a többi görbe alatt fut. Ugyanakkor, mivel e talajokban a pórusokban levő víz csak nagyobb szívóerő hatására ürül ki [21], a diffúziósebesség a teljes vízkapacitás és a higroszkóposság körüli nedvességtartalom közötti viszonylag széles nedvességtartományban kevésbé csökken, mint a könnyebb mechanikai összetételű talajokban.

2. Közepes és kis nedvességtartalomnál ( $< 30 \text{ tf}\%$ ,  $\text{pF} > 2,7$ ) többnyire már csak a finom pórusok telítődnek oldattal. Az azonos nedvességtartalomnál mért „diffúziós koefficiens” értékek már nem különböznek olyan nagymértékben, mint az előbbi esetben. Ez jelzi azt, hogy az aniondiffúzió rendelkezésére álló oldatkeresztmetszetben nagy különbségeket okozó pórusgeometria nem különbözik számottevően. E nedvességtartományban — a különböző mechanikai összetételű talajoknál különböző mértékben — előtérbe lépnek a talajrészecskék felülete, felületi töltése, adszorbeált kationjai, ezek hidratációja (a felületen kialakuló elektromos kettősréteg vastagsága) által meghatározott, az anionok mozgását csökkentő — a fentiekben említett — fizikai és fizikai-kémiai hatások.



3. ábra

A vizsgált talajok pF-görbéje, és a  $\text{Cl}^-$ -ion diffúziós koefficiens a pF-függvényében. Talajok jelzését lásd 2. ábra.

GRAHAM-BRYCE [5] az általunk alkalmazottal azonos modellkísérletben Rb-86 diffúziós koeficiensekre vonatkozóan a teljes vízkapacitásnál mértnél egy nagyságrenddel kisebb értékeket csak a hervadáspontnak (pF ~ 4,2) megfelelő, illetve ennél kisebb nedvességtartalomnál határozott meg. Ismertett kísérleteink során a teljes vízkapacitásnál mértnél nagyságrenddel kisebb Cl<sup>-</sup>-ion diffúziós koeficienseket általában már valamivel nagyobb nedvesség-, illetve kisebb tenzióértékeknél (pF 3,8—4,0 között) kaptunk (U-1, U-4, U-7 talajra lásd a 3. ábrán). Ez arra utal, hogy olyan pórusgeometria, illetve oldatkeresztmetszet mellett, ahol a kationok jól mérhető diffúziósebességgel rendelkeznek, az anionok diffúziója a szilárd fázis negatív felületi töltéseinek taszító hatása miatt már csak kisebb sebességgel történhet.

4. táblázat

A Cl<sup>-</sup>-ion „diffúziós koeficiense” nedvességfüggését leíró görbékre illesztett másodfokú polinom parciális regressziós együtthatói

| (1)<br>Talajminta<br>jelzése | a     | b <sub>1</sub> | b <sub>2</sub> | R <sup>2</sup> |
|------------------------------|-------|----------------|----------------|----------------|
| U-1                          | 0,021 | 0,095          | 0,027          | 0,998          |
| U-2                          | 1,031 | 0,219          | 0,020          | 0,999          |
| U-3                          | 1,792 | -0,036         | 0,057          | 0,999          |
| U-4                          | 7,129 | 0,498          | 0,025          | 0,999          |
| U-5                          | 1,413 | 0,037          | 0,027          | 0,999          |
| U-6                          | 0,641 | 0,048          | 0,023          | 0,998          |
| U-7                          | 3,870 | -0,665         | 0,023          | 0,990          |

PORTER és munkatársai [14] adataitól eltérően, de PROHOROV [15, 16] eredményeivel megegyezően, az előbb említett tenzióértékek fölött is mértünk — jöllehet rendkívül kicsi — diffúziósebességet (érvényes ez elsősorban durva mechanikai összetételű talajokra). Ilyen kis nedvességtartalmú talajnál az alkalmazott fizikai modellben már nagyobb kísérleti hibával dolgozunk, mind a Cl-36 aktivitásmérést, mind egyéb tényezőket illetően. Mindemellett megállapítható, hogy nemcsak a kationok [15], hanem az anionok diffúziója esetében sincs a folyamat megjelenésének éles alsó küszöbértéke. Ha létezik is ilyen, annak a higroszkópos nedvességtartalom körül, illetve az alatt kell lennie.

A „diffúziós koeficiens” ( $D_t$ , cm<sup>2</sup>/nap · 10<sup>2</sup>) — térfogatszázalékban kifejezett nedvességtartalom ( $\Theta\%$ ) összefüggést leíró görbékre legszorosabban a  $D_t = a + b_1 \Theta + b_2 \Theta^2$  alakú másodfokú polinom illeszkedett (4. táblázat). Exponenciális függvény az adatokra nem volt illeszthető.

A kapott egyenletek megfelelő pontossággal jellemzik az adott összefüggést a vizsgált talajokra.

3. A talajban mért Cl<sup>-</sup>-ion „diffúziós koeficiensek” ( $D_t$ ) és a vízben mért megfelelő érték ( $D_v/20^\circ\text{C}$ ) = 1,4342 cm<sup>2</sup>/nap hányadosa az ún. „átviteli tényező”. Ez az érték jellemzi a talajban a Cl<sup>-</sup>-ion diffúzióját gátló tényezők integrált összhatását, kifejezi azt, hogy hányadrésze a talajban mért diffúziósebesség a tiszta vízben mért

sebességnek (3. táblázat). A pF: 0—2,7 tartományban (vö. 2. táblázat), az összes vizsgált talajt figyelembevéve, az átviteli tényező értéke általában 0,6—0,10 között mozog (U-4 és U-7 mintáknál pF 2,7-nél  $\sim 0,05$ ). A higroszkóposág körüli nedvességtartalomnál — az U-4 homokot kivéve — már két nagyságrenddel kisebbek az átviteli tényezők értékei, mint a teljes vízkapacitásnál. pF 2,7 felett egyre inkább meghatározóvá válik a szilárd fázis felületi töltéviszonyainak az aniondiffúziót gátló hatása.

A különböző nedvességtartalmú talajoszlopok érintkezések, amennyiben a nedvesebbik oszlopot jelezzük izotóppal (5. táblázat), mind a nedvesség, mind az aktivitás mozgása a nedvesebb talaj felől a kevésbé nedves felé irányul (6. táblázat). Minél nagyobb a nedvességkülönbség (tenziógradiens) a cső két részében levő talajok között, annál nagyobb sebességgel mozog a talajnedvesség. Érvényes ez az aktivitás mozgásával kapcsolatban is, ahogy ezt a kísérlet végén az eredetileg inaktív talajban mért  $\text{Cl}^-$ -ion aktivitások relatív értékei mutatják (6. táblázat). Ezek az értékek általában nagyobbak, mint a megfelelő nedvességértékek (6. táblázat 1a, 3a kísérlet). Ahogy azonban nő a nedvességkülönbség a cső két felében levő talajminták között, az átment nedvesség és aktivitás relatív értékei közti különbség csökken (pl. a 2a kísérletben a Cl-36 aktivitás teljes egészében a vízzel együtt mozog).

Amennyiben az érintkező talajoszlopok közül a kevésbé nedveset jelezzük izotóppal, az aktivitás bizonyos esetekben akkor is átjut az eredetileg inaktív oszloprészbe, ha a víz ellenkező irányban áramlik (6. táblázat 1b, 2b, 3b kísérlet). Az átjutott aktivitás mennyisége igen kicsi, és általában csak néhány hét múlva ér el mérhető mennyiséget, azonban minél kisebb az ellentétes irányban mozgó víz mennyisége, annál nagyobb az átjutott Cl-36 aktivitása.

### Következtetések

Az általunk alkalmazott talajoszlop-modellkísérletben Cl-36 izotópindikáció segítségével becsülhető azoknak a talajban előforduló anionoknak a diffúziósebessége, amelyek gyakorlatilag csak a talaj pórusteret kitöltő oldatban diffundálnak (haloidok, nitrátok, szulfátok). Ennek alapján nemcsak egyes sók (kloridok, szulfátok), tápanyag-anionok (pl. nitrátok), hanem egyes szennyező anyagok (fluoridok, cianidok) talajban lezajló diffúziójának jellegéről is információt kaphatunk.

A vizsgált talajokra vonatkozó kísérletileg meghatározott diffúziós koeficiens értéke kétfázisú talajban átlagosan  $7 \cdot 10^{-1} \text{ cm}^2/\text{nap}$ . Ez a  $\text{Cl}^-$ -ion tiszta vízben mért diffúziós koeficiensének kb. a fele. Háromfázisú talajban a térfogatszázalékban kifejezett nedvességtartalom csökkenésével a diffúziós koeficiens értéke rohamosan csökken, a hervadásponthoz megfelelő nedvességnél már csak átlagosan  $6 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2/\text{nap}$ . A  $D(\Theta)$  összefüggést leíró görbék lefutása különböző mechanikai összetételű talajokon némileg különbözik. A lefutás jellege, illetve az „átviteli tényező” értékek alapján, a pF-görbék elemzésével együtt képet kaphatunk az anionok diffúziósebességét befolyásoló fizikai, fizikai-kémiai tényezők hatásának arányáról különböző nedvesség-, illetve tenziótartományban.

A diffúzió nem szorítkozik kizárólag a teljes vízkapacitás és a hervadásponthoz közti nedvességtartományra. A higroszkóposágnak megfelelő nedvességtartalom körül is számítani lehet a  $\text{Cl}^-$ -ion igen kis sebességű diffúziójára.

6. táblázat

Nedvesség és Cl-36 izotóp időbeni átrendeződése két egymással érintkező, különböző nedvességtartalmú, 5 cm hosszú talajoszlopban, az 5. táblázatban feltüntetett kísérleti rendszerben

| (1)<br>Kísérlet<br>száma                         | (2)<br>A kísérlet<br>kezdeté óta<br>eltelt idő,<br>óra | (3)<br>Az eredetileg inaktív<br>oszlopba átment<br>Cl-36 aktivitás az<br>oszlop összes<br>aktivitása %-ában | (4)<br>Átment víz mennyisége |   | (6)<br>Konvektív<br>áramlás<br>hányada<br>(5):(3) | (7)<br>Diffúziós<br>áramlás<br>hányada<br>1,0-(6) |
|--|--|---|------------------------------|---|---|---|
|  |  |   | g                            | (5)<br>A nedvesebbik<br>térfél kezdeti<br>nedvessége %-ában |   |   |
| 1a   | 24   | 16,7  | 1,02                         | 10,1  | 0,60  | 0,40  |
|  | 50   | 20,9  | 1,52                         | 14,9  | 0,71  | 0,29  |
|  | 100  | 27,5  | 2,17                         | 21,3  | 0,78  | 0,22  |
|  | 672  | 39,5  | 2,19                         | 27,1  | 0,69  | 0,31  |
| 2a   | 24   | 21,2  | 2,12                         | 20,8  | 0,98  | ∅   |
|  | 50   | 30,6  | 3,26                         | 31,4  | 1,02  | ∅   |
|  | 100  | 33,1  | 3,61                         | 34,7  | 1,05  | ∅   |
|  | 672  | 44,1  | 3,88                         | 37,2  | 0,84  | 0,16  |
| 3a   | 24   | 10,69   | 0,43                         | 6,09  | 0,57  | 0,43  |
|  | 50   | 14,83   | 0,68                         | 11,00   | 0,74  | 0,26  |
|  | 100  | 16,71   | 0,83                         | 11,80   | 0,71  | 0,29  |
|  | 200  | 22,40   | 1,25                         | 17,80   | 0,79  | 0,21  |
|  | 672  | 28,65   | 1,39                         | 19,85   | 0,69  | 0,31  |
| <i>A) Ellenkező irányban átment vízmennyiség</i> |  |   |                              |   |   |   |
| 1b   | 24   | ∅   | 1,04                         |   |   |   |
|  | 50   | ∅   | 1,58                         |   |   |   |
|  | 100  | ∅   | 2,18                         |   |   |   |
|  | 672  | 4,4   | 2,20                         |   |   |   |
|  | 1344   | 14,56   | 2,20                         |   |   |   |
| 2b   | 24   | ∅   | 2,10                         |   |   |   |
|  | 50   | ∅   | 3,18                         |   |   |   |
|  | 100  | ∅   | 3,76                         |   |   |   |
|  | 672  | ∅   | 3,88                         |   |   |   |
|  | 1344   | 9,36  | 3,82                         |   |   |   |
| 3b   | 24   | ∅   | 0,43                         |   |   |   |
|  | 50   | 4,0   | 0,68                         |   |   |   |
|  | 100  | 4,4   | 0,83                         |   |   |   |
|  | 672  | 6,09  | 1,25                         |   |   |   |
|  | 1344   | 16,18   | 1,39                         |   |   |   |

A különböző mechanikai összetételű talajokon, különböző nedvességtartalomnál mért „diffúziós koeficiens” értékek összehasonlítási alapul szolgálhatnak a talajok fontos vízgazdálkodási jellemzőinek és egyes „transzport” koeficienseknek (pl.  $D(\theta)$ ), a pF-görbéből számítás útján történő meghatározására [22].

Kísérleteinkből — az irodalmi adatokkal összhangban — következik az is, hogy a Cl<sup>-</sup> ionok nemcsak vízzel együtt (konvekcióval), a tenziógradiensnek megfelelően, hanem bizonyos esetekben diffúzió útján (az ionkoncentráció-gradiensnek megfele-



lően) is mozoghatnak a talajban. Ez azt jelenti, hogy az ionmozgás a vízmozgásnál nagyobb mértékű is lehet (ha a tenziógradiens és a koncentrációgradiens hatása azonos irányban érvényesül, így összegződik), de annál kisebb mértékben, sőt ellentétes irányban is végbemehet (ha a tenziógradiens és a koncentrációgradiens hatása ellentétes irányú, így azok különbsége, eredője érvényesül).

### Összefoglalás

Talajoszlop-modellkísérleteket végeztünk a  $\text{Cl}^-$ -ion diffúziósebessége nedvességfüggésének vizsgálatára, különböző mechanikai összetételű talajok nem eredeti szerkezetű mintáin.

A diffúziósebesség meghatározását  $\text{Cl}^-$  izotóp koncentrációnak az oszlopon belül meghatározott idő alatt bekövetkező megoszlása alapján végeztük.

A méréseket a teljes vízkapacitás és a higroszkóposzágnak megfelelő nedvességtartalom közötti nedvességtartományban, 5 különböző nedvességtartalom-értéknél végeztük. A két-két párhuzamos mérés eltérése 6—12% között változott.

A talajban mért  $\text{Cl}^-$ -ion „diffúziós koefficiens” értékeket a Fick-törvényekből levezetett, és kísérleti körülményeinkre alkalmazható integrált összefüggéssel számítottuk. A talajban mért „diffúziós koefficienseket” a tiszta vízben mért koefficiensekkel elosztva kaptuk az ún. átviteli tényezőket. A koefficiens értékek a vizsgált nedvességtartományban átlagosan a teljes vízkapacitásnál mért  $7 \cdot 10^{-1} \text{ cm}^2/\text{nap}$  és a higroszkóposzágnál mért  $8 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{nap}$  között, az átviteli tényezők pedig 0,69—0,005-ig változtak.

A  $D(\theta)$  összefüggést másodfokú polinom írja le. A görbék lefutásának jellege különböző mechanikai összetételű talajokon némileg különbözött. Ezt a pF-görbék alapján elemezve képet kaphatunk a csak a talaj pórussterét kitöltő oldatban mozgó anionok (haloidok, nitrátok, szulfátok) diffúziósebességét befolyásoló porusgeometriai és fizikai-kémiai tényezők együttes hatásának mértékéről különböző nedvesség-, illetve tenziótartományban.

Kísérleteink alapján megállapítottuk, hogy a  $\text{Cl}^-$  izotóp nem minden esetben a tenziógradiensnek megfelelően mozog a talajban. A koncentrációgradiens hatására történő ionmozgás sebessége a vízmozgásénál nagyobb is lehet, de az ionok a víznél lassabban, sőt a vízmozgás irányával ellentétes irányban is mozoghatnak.

### Irodalom

- [1] BOLT, G. H. & DE HAAN, F. A. M.: Diffusion of alkali chlorides in clay-water systems: A discussion of a report by GORDON R. DUTT and PHILIP F. LOW. I. Comment on the DUTT—LOW report. *Soil Sci.* **97**. 344—346. 1964.
- [2] BRESLER, E.: Solute movement in soils. In: *Ecological studies. Analysis and Synthesis*, Vol. 5. (Ed.: YARON, B. et al.) Springer. Berlin. 1973.
- [3] DUTT, G. R., & LOW, P. F.: Diffusion of alkali chlorides in clay-water systems. *Soil Sci.* **93**. 233—240. 1962.
- [4] ERDEY-GRÚZ T.: *A fizikai kémia alapjai*. Műszaki Könyvkiadó. Budapest. 1969.

- [5] GRAHAM-BRYCE, I. J.: Effect of moisture content and soil type on self-diffusion of Rb-86 in soils. *J. Agric. Res.* **60**. 239—244. 1963.
- [6] GRAHAM-BRYCE, I. J.: Self-diffusion of ions in soil. II. Anions. *J. Soil Sci.* **14**. 2—6. 1963.
- [7] KEMPER, W. D. & VAN SCHAİK, J. C.: Diffusion of salt in clay-water systems. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **30**. 534—540. 1966.
- [8] MEL'NIKOVA, M. K. & GRIGORJEV, B. N.: Diffuzija ionov klora v pocsvah raznogo mechanicszskogo szosztava pri raznoj vlaznoszt'i i plotnoszt'i. In: Radioaktivnue izotopü v pocsvah i rasztenijah. Szbornik trudov po agronomicszskoj fizike. Kolosz. Leningrád. 1969.
- [9] MEL'NIKOVA, M. K., ZAMANMURAD, K. & FRID, A. C.: Radioizotopnoe iszszledovanie konvektivnogo i diffuzionnogo peredvizsenija szolej v szloisztüh pocsvah, pri nalicsii gradienta vlaznoszt'i. *Pocsvovedenie.* (3) 40—50. 1968.
- [10] MEL'NIKOVA, M. K., ZAMANMURAD, K. & FRID, A. C.: Koefficientü diffuzii v szloisztüh pocsvah. *Vesztn. sz/h. Nauki 2. Kolosz. Moszkva.* 1968.
- [11] NYE, P. H.: Diffusion of ions and uncharged solutes in soils and soil clays. *Adv. Agron.* **31**. 225—271. 1979.
- [12] OLSEN, S. R. & KEMPER, W. D.: Movement of nutrients to plant roots. *Adv. Agron.* **20**. 91—151. 1960.
- [13] PAUL, J. L.: Influence of soil moisture on chloride uptake by wheat seedlings at low rates of transpiration. *Agrohimica.* **9**. 368—377. 1965.
- [14] PORTER, L. K. et. al.: Chloride diffusion in soils as influenced by moisture content. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **24**. 460—464. 1960.
- [15] PROHOROV, V. M.: Diffuzija ionov v adszorbirujusczej diszpersznoj szrede. *Koll. Zsurn.* **25**. 60—65. 1963.
- [16] PROHOROV, V. M. & CSAJ-DJAN-IN: Zaviszimoszt' szkoroszt'i diffuzii iona klora v pocsva ot vlaznoszt'i dlja dvuh frakcii razlicznogo razmera. In: Radioaktivnue izotopü v pocsvah i rasztenijah. Szbornik trudov po agronomicszskoj fizike 18. Kolosz. Leningrád. 1969.
- [17] SCHAİK, VAN J. C. & KEMPER, W. D.: Chloride diffusion in clay-water systems. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **30**. 22—24. 1966.
- [18] SCHOFIELD, R. K. & GRAHAM-BRYCE, I. J.: Diffusion of ions in soils. *Nature.* **100**. 1048—1049. 1960.
- [19] STAPLE, W. J. & LEHANE, J. J.: Movement of moisture in unsaturated soils. *Canad. J. Agric. Sci.* **34**. 329—342. 1954.
- [20] VÁRALLYAY GY.: Háromfázisú talajrétegekben végbemenő vízmozgás tanulmányozása. *Agrokémia és Talajtan.* **23**. 261—296. 1974.
- [21] VÁRALLYAY, G.: Flow of solutions in heavy-textured salt affected soils. *Proc. Symp. Water in Heavy soils. Bratislava,* 1976. **2**. 70—79. 1976.
- [22] VÁRALLYAY GY. et al.: A pF-görbék matematikai leírása. *Agrokémia és Talajtan.* **28**. 15—38. 1979.

*Érkezett: 1983. január 24.*

## Radioactive Tracer Studies on Chloride Diffusion in Soils

M. RÉDLY

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

### Summary

Soil column model experiments were carried out to study the rate of chloride diffusion in relation to the moisture content of soils with different texture. For the experiments disturbed soil samples were used.

The rate of Cl<sup>-</sup>-ion diffusion was determined on the basis of the distribution of Cl-36 isotope concentration within the soil column in a given time period (transient state method). Measurements were made over the range of total water capacity and hygroscopicity at five moisture content values. The difference between two parallel measurements varied from 6 to 12%. The "chloride diffusion coefficients" for soils were calculated according to an integrated form of the diffusion equation applicable to the experimental system. The ratio of the chloride "diffusion coefficient" to its diffusion coefficient in the bulk solution yielded the transmission factor.

The "diffusion coefficient" values ( $D_i$ ) varied from  $7 \cdot 10^{-1}$  cm<sup>2</sup>/day (at total water capacity), to  $8 \cdot 10^{-3}$  cm<sup>2</sup>/day (at hygroscopic moisture content). Transmission factors varied from 0,69 to 0,005.

The relationship of  $D_i$  to moisture content ( $\theta$ ) was shown to have a second rate polynomial character. The shape of the curves varied to a certain extent depending on soil texture. On the basis of the pF curves, the integrated effect of pore system geometry and the different physico-chemical factors on the diffusion rate of nonadsorbed anions (halides, nitrates, sulphates) in soils can be estimated in a given moisture or tension range.

Further experiments have shown, that Cl-36 isotope does not move according to the tension gradient in every case. The rate of ion movement can be higher or lower — according to the concentration gradient — than the rate of moisture movement, and under certain conditions ions even move in the opposite direction of the moisture flow.

*Table 1.* The main chemical properties of the studied soils [20]. (1) The sign and type of the soil, horizon and depth. (2) Total water soluble salt content, %. (3) Organic matter content, %. (4) CEC, me/100 g soil. (5) ESP. Soils: U-1 and U-2: calcareous meadow soils (A and B horizons, respectively); U-3: sandy loess; U-4: calcareous alluvial sand; U-5 and U-6: calcareous meadow chernozem soils (A and B horizons, respectively); U-7: slightly calcareous meadow chernozem from the Transtisza region (Törökszentmiklós) (A horizon).

*Table 2.* The main physical properties of the studied soils [20]. (1) Physical soil properties: a) Saturation percentage (SP); b) Particle density, g/cm<sup>3</sup>; c) Particle size distribution, %; d) Loss in HCl processing; e) Bulk density, g/cm<sup>3</sup>; f) Total porosity; g) Moisture content, volume percentage; h) Saturated hydraulic conductivity, cm/day. (2) Sign of the soil sample.

*Table 3.* Chloride "diffusion coefficients" measured in the studied soils, in relation to the moisture content. (1) Sign of the soil sample. (2) Moisture content, volume percentage. (3) Chloride "diffusion coefficient" ( $D_i$ ) cm<sup>2</sup>/day  $\cdot 10^2$ . (4)  $D_i/D_{H_2O}$  (20 °C).

*Table 4.* Partial regression coefficients of the second rate polynomial fitted to the data of the "diffusion coefficient" — moisture content relationship. (1) Sign of the soil sample;  $a$ ,  $b_1$  and  $b_2$  = partial regression coefficients;  $R^2$  = determination coefficient.

*Table 5.* Study of the redistribution of moisture and Cl-36 activity in time on column models using U-5 soil. The moisture conditions of two columns brought into contact. (1) No. of experiment. (2) Hydrophysical parameters: A) Total water capacity; B) Field capacity; C) Wilting point; D) Hygroscopic moisture content; E) Direction of moisture flow. (3) Moisture content in volume percentage (at the start of the experiment). (4) Isotope labelling.

*Table 6.* Redistribution of moisture and Cl-36 activity in two, 5 cm long soil columns of different moisture contents brought into contact. (The experimental conditions are given in Table 5.) (1) No. of experiment. (2) Time elapsed since the start of the experiment, hours. (3) Cl-36 activity transferred to the initially inactive part of the soil column (as a percent of the total activity given to the whole column). (4) The quantity of the transferred moisture, g. (5) The quantity of the transferred moisture as a percent of the initial moisture content of the half-column with higher moisture. (6) The proportion of the convective flow (5) : (3). (7) The proportion of the diffusion flow 1,0 — (6). A) The quantity of moisture transferred in the opposite direction.

*Fig. 1.* The distribution of Cl-36 activity within the soil column at the start and at the end of the diffusion experiment (U-5 soil), at 13,8% (volume percentage) moisture content, a) at the start of the experiment; b) at the end of the experiment. Horizontal axis: the length of the soil column, cm. Vertical axis: Cl-36 activity, imp/sec.

*Fig. 2.* The values of chloride "diffusion coefficients" ( $D$ , 20 °C) in relation to moisture content (volume percentage). U-1: calcareous meadow soil, A horizon; U-2: calcareous meadow soil, B horizon; U-3: sandy loess; U-4: calcareous alluvial sand; U-5: A horizon of calcareous meadow chernozem; U-6: B horizon of calcareous meadow chernozem; U-7: slightly calcareous meadow chernozem from the Transisza region (A horizon). Horizontal axis:  $\theta\%$  (moisture content, volume percentage). Vertical axis: "diffusion coefficient",  $D$ , 20 °C  $\text{cm}^2/\text{day} \cdot 10^2$ .

*Fig. 3.* The pF curves of the studied soils, and chloride "diffusion coefficients" in relation to the pF values. (The signs of the soils see: on Fig. 2). Horizontal axis:  $\theta\%$  and  $D$ . Vertical axis: pF.

## Untersuchung der Diffusion von $\text{Cl}^-$ -Ionen in Böden mittels radioaktiver Indikation

M. RÉDLY

Forschungsinstitut für Bodenkunde und Agrikulturchemie der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Budapest

### Zusammenfassung

Um festzustellen, in welchem Masse die Diffusionsgeschwindigkeit des  $\text{Cl}^-$ -Ions vom Feuchtigkeitsgrad abhängig ist, wurden Modellversuche mit Bodensäulen von gestörter Struktur, die aus Böden von verschiedener Körnung stammten, durchgeführt.

Die Diffusionsgeschwindigkeit wurde aufgrund einer, innerhalb festgesetzter Zeit, im Inneren der Säule stattfindenden Verteilung der Konzentration des Isotops Cl-36 bestimmt.

Die Messungen wurden im Feuchtigkeitsbereich zwischen der maximalen Wasserkapazität und der Hygroskopizität, bei 5 verschiedenen hohen Werten des Feuchtigkeitsgehaltes vorgenommen. Die Abweichung von je 2 parallelen Bestimmungen variierte zwischen 6—12%.

Der Wert des im Boden gemessenen „Diffusionskoeffizienten“ des  $\text{Cl}^-$ -Ions wurde mit dem aus den Fick'schen Gesetzen abgeleiteten und für unsere Versuchsverhältnisse anwendbaren integrierten Zusammenhang berechnet. Die Quotienten der im Boden bestimmten „Diffusionskoeffizienten“ und derjenigen bestimmt in reinem Wasser, ergaben die s.g. Überföhrungsfaktoren. Die Werte der Koeffizienten variierten im untersuchten Feuchtigkeitsbereich zwischen einem Wert von  $7 \cdot 10^{-1} \text{cm}^2/\text{Tag}$ , gemessen bei der maximalen Wasserkapazität, und einem Wert von  $8 \cdot 10^{-3} \text{cm}^2/\text{Tag}$ , gemessen bei der Hygroskopizität, und die Überföhrungsfaktoren betragen 0,69—0,005 in demselben Bereich.

Den Zusammenhang  $D-(\theta)$  gibt ein Polynom zweiten Grades an. Der Charakter des Ablaufes der Kurven auf Böden verschiedener Körnung war etwas abweichend. Wenn dies aufgrund der pF-Kurven analysiert wird, erhalten wir ein Bild über das Ausmass der

Gesamtwirkung der porengeometrischen und physiko-chemischen Faktoren, die die Diffusionsgeschwindigkeit der sich in der nur den Porenraum der Böden ausfüllenden Lösung bewegenden Anionen (Haloide, Nitrate, Sulfate) beeinflussen, und zwar innerhalb verschiedener Feuchtigkeits-, bzw. Tensionsbereiche.

Es wurde aufgrund der Versuche festgestellt, dass das Isotop  $\text{Cl-36}$  sich nicht in jedem Falle dem Tensionsgradienten entsprechend im Boden bewegt. Die Geschwindigkeit der infolge des Konzentrationsgradienten auftretenden Ionenbewegung kann grösser sein als diejenige der Wasserbewegung, aber die Ionen können sich auch langsamer als das Wasser, oder sogar in der entgegengesetzten Richtung bewegen.

*Tab. 1.* Wichtigere chemische Eigenschaften der untersuchten Böden [20]. (1) Bezeichnung, Typ, Horizont und Tiefe der Bodenproben, cm. (2) Salzgehalt, %. (3) Gehalt an organischen Stoffen, %. (4) Kationenaustauschkapazität, mval/100 g. (5) Austauschbares Na, %. Böden: U-1 und U-2: A- und B-Horizont eines karbonathaltigen Wiesenbodens; U-3: bodenbildendes Gestein aus sandigem Löss; U-4: karbonathaltiger alluvialer Sandboden; U-5 und U-6: A- und B-Horizont eines karbonathaltigen Wiesenschernosems; U-7: A-Horizont eines schwach karbonathaltigen Wiesenschernosems.

*Tab. 2.* Wichtigere physikalische Eigenschaften der untersuchten Böden [20]. (1) Untersuchte Eigenschaften: a) Sättigungsgrad, %; b) Dichte,  $\text{g/cm}^3$ ; c) Mechanische Zusammensetzung (Körnung), %; d) Verlust nach einer Behandlung mit Salzsäure; e) Lagerdichte,  $\text{g/cm}^3$ ; f) gesamte Porosität; g) Feuchtigkeitsgehalt, Vol. %; h) hydraulische Leitfähigkeit, cm/Tag. (2) Bezeichnung der Böden.

*Tab. 3.* Die in den untersuchten Böden bestimmten „Diffusionskoeffizienten“ der  $\text{Cl}^-$ -Ionen in der Funktion des Feuchtigkeitsgehaltes. (1) Bezeichnung der Bodenproben. (2) Feuchtigkeitsgehalt, Vol. %. (3) „Diffusionskoeffizienten“ der  $\text{Cl}^-$ -Ionen ( $D_i$ ),  $\text{cm}^2/\text{Tag} \cdot 10^2$ . (4)  $D_i/D_{\text{H}_2\text{O}}$  (bei  $20^\circ\text{C}$ ).

*Tab. 4.* Partiale Regressionskoeffizienten des Polynoms zweiten Grades, das den, die Feuchtigkeitsabhängigkeit der Diffusionskoeffizienten der  $\text{Cl}^-$ -Ionen bezeichnenden Kurven angepasst worden ist. (1) Bezeichnung der Bodenproben.  $a$ ,  $b_1$  und  $b_2$ : Partiale Regressionskoeffizienten.  $R^2$ : Determinationskoeffizient.

*Tab. 5.* Untersuchung der temporalen Umlagerung der Feuchtigkeit und der Aktivität des Isotopes  $\text{Cl-36}$  an Modellen der Bodenprobe „U-5“. Feuchtigkeitsverhältnisse der sich gegenseitig berührenden Bodensäulen. (1) Bezeichnung des Versuches. (2) Hydrophysikalische Parameter: A) Maximale Wasserkapazität; B) Feldkapazität; C) Welkepunkt; D) Hygroskopizität. (3) Feuchtigkeitsgehalt in Vol. % am Beginn des Versuches. (4) Mit dem Isotop  $\text{Cl-36}$  markiert. E) Richtung der Feuchtigkeitsbewegung.

*Tab. 6.* Temporale Umlagerung der Feuchtigkeit und des Isotopes  $\text{Cl-36}$  in zwei, einander berührenden, 5 cm-langen Bodensäulen von verschiedenem Feuchtigkeitsgehalt, in dem in Tab. 5. angeführten Versuchssystem. (1) Bezeichnung des Versuches. (2) Zeitdauer seit Beginn des Versuches (Stunde). (3) Die in die ursprünglich inaktive Säule übergegangene Aktivität des  $\text{Cl-36}$  in % der Gesamtaktivität der Bodensäule. (4) Menge des übergegangenen Wassers, g. (5) Menge des übergegangenen Wassers in % der ursprünglichen Feuchtigkeit der feuchteren Raumhälfte. (6) Anteil der konvektiven Strömung. (7) Anteil der Diffusionsströmung. A) Die in die entgegengesetzte Richtung übergegangene Wassermenge.

*Abb. 1.* Verteilung der Aktivität des  $\text{Cl-36}$  innerhalb der Säule zu Beginn und am Ende des Diffusionsversuches (Bodenprobe „U-5“, bei einem Feuchtigkeitsgehalt von 13,8 Vol. %). a) Zu Beginn des Versuches. b) Am Ende des Versuches. Abszisse: Länge der Bodensäule, cm. Ordinate: Aktivität des  $\text{Cl-36}$  Isotopes, imp/s.

*Abb. 2.* Werte der Diffusionskoeffizienten der  $\text{Cl}^-$ -Ionen ( $D_i$  bei  $20^\circ\text{C}$ ) in Abhängigkeit des Feuchtigkeitsgehaltes ( $\theta\%$ ). U-3: Sandiger Löss; U-4: karbonathaltiger alluvialer Sandboden; U-1: A-Horizont eines karbonathaltigen Wiesenbodens; U-2: B-Horizont eines

karbonathaltigen Wiesenbodens; U-5: A-Horizont eines karbonathaltigen Wiesenschernosems; U-6: B-Horizont eines karbonathaltigen Wiesenschernosems; U-7: A-Horizont eines schwach karbonathaltigen Wiesenschernosems. Abscisse: Feuchtigkeitsgehalt, Vol. %. Ordinate: „Diffusionskoeffizient“ ( $D$ , 20 °C),  $\text{cm}^2/\text{Tag} \cdot 10^2$ .

Abb. 3. pF-Kurven der untersuchten Böden und „Diffusionskoeffizienten“ der  $\text{Cl}^-$ -Ionen in Abhängigkeit der pF-Werte. Bezeichnung der Böden: s. Abb. 2. Abscisse:  $\Theta$ , bzw.  $D_1$ .

### Изучение диффузии $\text{Cl}^-$ -ионов в почвах с помощью метода радиоактивной индикации

М. РЕДЛИ

Научно-исследовательский институт почвоведения и агрохимии Венгерской Академии Наук,  
Будапешт

#### Резюме

В модельных опытах с почвенными колонками, в почвах с нарушенным сложением, различного механического состава изучили скорость диффузии  $\text{Cl}^-$  — ионов в зависимости от влажности почвы.

Скорость диффузии определили на основе распределения концентрации изотопа  $\text{Cl-36}$  по почвенной колонке за определенный период времени.

Измерения проводили в диапазоне влажности от полной влагоемкости до гигроскопической влажности, при пяти ее значениях. Расхождения между двумя параллельными измерениями составляли 6—12%.

Коэффициенты диффузии ионов хлора в почве рассчитали по интегральной зависимости, выведенной из законов Фика и применяемой в условиях данного опыта. Разделив коэффициенты диффузии измеренные в почве на коэффициенты диффузии измеренные в чистой воде получили т. н. факторы переноса. Величины коэффициентов в указанном диапазоне влажности при полной влагоемкости в среднем составляли  $7 \cdot 10^{-1} \text{ см}^2/\text{день}$ , при гигроскопической влажности —  $8 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{день}$ , а факторы переноса изменялись от 0,69 до 0,005.

Зависимость  $D(\Theta)$  описывается полиномом второго порядка. Характер сбега кривых различается для почв различного механического состава. Оценивая это на основе кривых pF, можно получить представление о размерах общего влияния геометрии пор и физико-химических факторов на скорость диффузии при движении ионов в почвенном растворе, заполняющем только поровое пространство (галоиды, нитраты, сульфаты), при различных влажностях или в различных областях натяжения почвенной влаги.

На основе результатов опытов можно сказать, что изотоп  $\text{Cl-36}$  не во всех случаях движется в соответствии с тензиогradientом. Скорость передвижения ионов под влиянием градиента концентрации может быть значительнее, чем скорость движения воды, но ионы могут двигаться медленнее воды, более того, в противоположном воде направлении.

Табл. 1. Важнейшие химические свойства изученных почв (20). (1) Обозначение почвы, тип, горизонт и глубина в см. (2) Содержание солей, %. (3) Содержание органического вещества, %. (4) Ёмкость катионного обмена, мг. экв/100 г. (5) Ионы обменного натрия, %. Почвы: U-1, U-2: карбонатная луговая почва горизонты А и В. U-3: опесчаненный лёсс, почвообразующая порода. U-4: Карбонатный аллювиальный песок. U-5 и U-6: карбонатный луговой чернозем, горизонты А и В. U-7: слабокарбонатный луговой чернозем, горизонт А.



*Табл. 2.* Основные физические свойства изученных почв (20). (1) Изученные свойства: а) Процент насыщенности. б) Плотность,  $\text{г/см}^3$ . в) Механический состав, %. д) Потеря от обработки  $\text{HCl}$ . е) Объемная масса,  $\text{г/см}^3$ . ж) Общая порозность. г) Влажность в объемных процентах. з) Гидравлическая проводимость,  $\text{см/день}$ . (2) Обозначение почв.

*Табл. 3.* Коэффициенты диффузии  $\text{Cl}$  измеренные в изученных почвах в зависимости от влажности. (1) Обозначение почвы. (2) Влажность в объемных процентах. (3) Коэффициенты диффузии  $\text{Cl}^-$  ( $D_t$ ),  $\text{см}^2/\text{день} \cdot 10^2$ . (4)  $D_t/D_{\text{H}_2\text{O}}$  (при температуре  $20^\circ\text{C}$ ).

*Табл. 4.* Частные коэффициенты регрессии полинома второго порядка, подобранный для кривых, описывающих зависимость коэффициентов диффузии от влажности. (1) Обозначение почвенных образцов. а,  $b_1$  и  $b_2$ : частные коэффициенты регрессии.  $R^2$ : коэффициент детерминации.

*Табл. 5.* Изучение перераспределения во времени влажности и активности  $\text{Cl-36}$  в моделях с почвой обозначенной U-5. Условия влажности двух соприкасающихся друг с другом почвенных колонок. (1) Номер опыта. (2) Гидрофизические параметры: А) Полная влагоемкость. В) Полевая влагоемкость. С) Точка завядания. Гигроскопическая влажность. (3) Влажность в объемных процентах (в начале опыта). (4) Изотопное мечение. Е) Направление движения влаги.

*Табл. 6.* Перераспределение во времени влажности и изотопа  $\text{Cl-36}$  в двух соприкасающихся друг с другом почвенных колонках с различной влажностью почвы, длиной 5 см, в опытной системе указанной в таблице 5. (1) Номер опыта. (2) Время истекшее с начала заложения опыта (в часах). (3) Активность  $\text{Cl-36}$  перешедшая в практически неактивный столб почвы в процентах от общей активности колонки. (4) Количество перешедшей воды, г. (5) Количество перешедшей воды в процентах от начальной влажности более увлажненной половины. (6) Частное конвективного потока. (7) Частное диффузионного потока. А) Количество влаги, двигавшейся в противоположном направлении.

*Рис. 1.* Распределение активности  $\text{Cl-36}$  в почвенной колонке в начале и конце опыта по изучению диффузии. Почва обозначенная U-5, при влажности 13,8 объемных процентов. а) В начале опыта. б) В конце опыта. По горизонтальной оси: длина почвенной колонки, см. По вертикальной оси: активность  $\text{Cl-36}$ , имп/сек.

*Рис. 2.* Величины коэффициентов диффузии ионов хлора ( $D_t$ ,  $20^\circ\text{C}$ ) в зависимости от содержания влаги ( $\theta\%$ ). U-3: опесчаненный лёсс. U-4: карбонатный аллювиальный песок. U-1: карбонатная луговая почва, горизонт А. U-2: карбонатная луговая почва, горизонт В. U-5: карбонатный луговой чернозем, горизонт А. U-6: карбонатный луговой чернозем, горизонт В. U-7: слабокарбонатный луговой чернозем, горизонт А. По горизонтальной оси: влажность в объемных процентах. По вертикальной оси: коэффициенты диффузии,  $D_t$ ,  $20^\circ\text{C}/\text{день} \cdot 10^2$ .

*Рис. 3.* Кривые  $rF$  изученных почв и коэффициенты диффузии ионов хлора в зависимости от  $rF$ . Обозначение почв смотри на рисунке 2. По горизонтальной оси.  $\theta$  или  $D_t$ .