

Talajok légjárhatóságának vizsgálata rádiom-emanációs módszerrel

IMRE JÓZSEF

O M M I Talajtani Osztálya, Szeged

A talajok légjárhatóságának problémáját HAJAS és KERTÉSZ [5], valamint LUNDEGARDH [10] vizsgálták a talaj szerkezetére vonatkoztatva, különböző klimatikus feltételek között. A szerzők a gáz diffúziót a talajba préselt levegővel telített pórústérből határozzák meg. BAYER [2] mutatott rá arra, hogy a talajban a szabad pórustér olyan tényező, amely a gázok diffúzióját meghatározza, mivel ebben a talaj szemcseösszetétele, szerkezeti állapota és nedvességtartalma jut kifejezésre. Ebből viszont az is következik, hogy a szabad pórustér nagysága és az ott áthaladt gáz diffúzió-állandójának (D) értéke között határozott összefüggésnek kell lennie. Ha pedig ez így van, akkor az említett feltételek alatt a talajban végbemenő diffúzió-sebesség közvetlen mértéke lehet a talaj levegőáteresztő-képességének.

Az ilyen irányú kísérletezéseket 1958. évben kezdtük el a Debreceni Kossuth Lajos Tud. Egyetem Fizikai-Kémiai Intézetben elsősorban laboratóriumi körülmények között. Elvégeztük a radon diffúzió-sebességének összehasonlítását lineáris és három dimenziós kísérletekben homokos mechanikai összetételű talajon, valamint vizsgáltuk a hőmérséklet és nedvességtartalom hatását a radon-gáz lineáris diffúziójára bentonitban is [7]. Hasonló elgondolások alapján állítottam be természetes viszonyok között szabadtéri kísérleteket homokon és szikes talajokon [9].

A jelen dolgozatomban az eddig végzett szabadtéri kísérleti eredményekről számolok be, amelyek során egy-egy talajtípuson belül homokos, majd finomabb szemcseösszetételű (vályogos) és agyagkolloidban gazdag, erősebben kötött, tömődött szikes talajok légjárhatóságát közvetlen méréssel vizsgáltam a radon-gáz diffúziója révén.

A rádiom-emanációs módszer elmélete

A természetes viszonyok között szabadtérben beállított kísérleteknél a talajba helyezett radont az anyagforrás helyétől sugarasan diffundáltattam és a radon-gáz diffúzió sebességét részben Geiger—Müller számlálócsöves elektronikus impulzus-számláló berendezéssel, részben más (pl. szcintillációs) érzékelővel közvetlenül mértem gamma (γ)-sugár segítségével, amelyet a Rn-ből radioaktív bomlás következtében keletkező RaA, RaB, RaC radioaktív atomfajták bocsátottak ki magukból. A radonnak c koncentrációját mérve az anyagforrástól r távolságra t időben kiderült, hogy a bomlástermékek, illetve a rövid-életű aktív lerakódások egyensúlyban voltak a gázzal. Mivel a bomlástermékek közül a leghosszabb élettartamú RaB felezési ideje (26,8 min.) az Rn felezési idejéhez (3,84 nap) és a diffúziós kísérletek (40–200 órás) tartamá-

hoz képest elhanyagolható, az egyensúly gyakorlatilag gyorsan beáll. Az egyensúly beálltával a bomlástermékek koncentrációját és ebből ezen termékek γ -sugárzását a radon koncentrációjával arányosnak találtam. A viszonylagos koncentráció értékeket (c) úgy nyertem, hogy a Rn-forrástól különböző távolságban vett talajminták sugárzási intenzitását mértem.

Homokos talajban végrehajtott előzetes szabadtéri kísérletek azt mutatták, hogy a diffúzió-állandó értékek kevéssé változtak a három irányban [9]. Úgy szintén ugyanolyan értékű diffúzió-állandót kaptunk azokban a kísérletekben is, ahol homokos talajt eredeti térfogat súlyának megfelelően tömörítettük egy 5 cm átmérőjű és 250 cm hosszú vascsőben [7].

A finomabb összetételű talajokban kétségtelenül már valamilyen anizotrópia hatással lehet a mérésekre. A nedvességtartalomban, a talaj szemcseösszetételében, valamint a mélység szerinti szikességi fokban és sótartalomban található különbség a legtöbb kísérleti helyet bizonyos mértékig heterogénné tette. Viszont ha a közeg (melyben a diffúzió végbemegy) a diffúzió szempontjából anizotróp, vagyis a három (egymásra merőleges) térkoordináta tengely irányára vonatkozó diffúzió-állandó (D_x ; D_y ; D_z) egymástól lényegesen különböző, akkor a diffúzió differenciálegyenletét az alábbi módon állíthatjuk fel. Vegyük előbb azt az esetet, amikor a diffundáló anyag (jelen esetben egy nemes gáz) stabilis (vagyis nem radioaktív) atomokból áll és ebből a stabilis anyagból egy pontszerűnek tekinthető, kis térfogatú tartóba (üvegfialába) elhelyeztünk valamilyen m^* mennyiséget (mint anyagforrást) a közeg valamely pontján, amelyet azután a koordinátarendszer középpontjával választunk. Ha most az anyagforráson rést ütünk (anélkül, hogy a közeg kontinuum-jellegét megbolygatnók), akkor megindul a diffundáló anyag szétáramlása a tér minden irányában, minek következtében a kísérlet megindításának (az anyagforrás feltörésének) pillanatától számított tetszés szerinti t időpillanatra és a tetszés szerinti (x, y, z) koordinátákkal definiált térelemre nézve fennáll a következő összefüggés [4]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial c^*}{\partial t} = & D_{11} \cdot \frac{\partial^2 c^*}{\partial x^2} + D_{22} \cdot \frac{\partial^2 c^*}{\partial y^2} + D_{33} \cdot \frac{\partial^2 c^*}{\partial z^2} + (D_{23} + D_{32}) \cdot \frac{\partial^2 c^*}{\partial y \partial z} + \\ & + (D_{31} + D_{13}) \cdot \frac{\partial^2 c^*}{\partial z \partial x} + (D_{12} + D_{21}) \cdot \frac{\partial^2 c^*}{\partial x \partial y} \end{aligned} \quad (1)$$

ahol $c^* = c^*(x, y, z; t)$ a diffundáló anyag koncentrációját jelenti, mint a térkoordináták és az idő függvényét, D_{11} , D_{22} ; D_{33} ; D_{23} stb. pedig a különböző térirányokra jellemző diffúziós paramétereket jelképeznek. Az 1. egyenlet megoldása túlságosan bonyolult, ezért a jelen munkámban ismertetni szándékolt kísérletekben már eleve olyan diffúziós közegekre szorítkoztam, melyekben a diffúzió sebessége minden irányban egyforma (vagy legalább is durva közelítésben egyforma); az ilyen *izotróp* közegre vonatkozó diffúziós egyenlet (az ún. gömbszimmetriás diffúziós probléma egyenlete) így szól:

$$\left(\frac{\partial c^*}{\partial t} \right)_r = D \cdot \left(\frac{\partial^2 c^*}{\partial r^2} \right)_t \quad (2)$$

(D = diffúzió-állandó, r pedig az anyagforrástól mért távolság) A 2. egyenlet megoldása egyszerű:

$$\ln (c^*)_t = \ln [(c^*)_{r=0}] - \frac{r^2}{4Dt} \quad (3)$$

vagyis

$$\log_{10} \left[\frac{c^*}{(c^*)_{r=0}} \right]_t = -0,4343 \cdot \frac{r^2}{4Dt} \quad (4)$$

Térjünk át most arra az esetre, amikor a diffundáló anyag radioaktív, mint ahogy az itt leírt kísérletekben alkalmazott radon-gáz is radioaktív. Tegyük fel, hogy e radioaktív anyagból ugyancsak m^* mennyiséget helyeztünk el a közeg (jelen esetben a talaj) valamely pontjában (amelyet majd a koordináta-rendszer középpontjával választunk) és a fent vázolt módon felnyitjuk az anyagforrás tartóját, vagyis utat engedünk a diffúciónak; a diffúziós időt (t) most is az anyagforrás felnyitásától számítjuk. Mivel a diffundáló anyag radioaktív, a tetszés szerinti t időponthoz és tetszés szerinti (x, y, z) térkoordinátákkal meghatározott térelemhez tartozó koncentráció-érték (c) most még a bomlási együtthatónak (λ) is függvénye lesz, oly értelemben, hogy izotróp diffúziós közeg esetében a 2. egyenlet helyett most a következő differenciálegyenletet kell alkalmaznunk:-

$$\left(\frac{\partial c}{\partial t} \right)_r = D \cdot \left(\frac{\partial^2 c}{\partial r^2} \right)_t - \lambda \cdot c \quad (5)$$

Ha az imént említett térelemek ún. „fizikailag végtelen kicsiny” térfogatok, melyek lineáris dimenziói tehát nagyságrendileg kisebbek, mint az origótól mért távolság (r), másfelől azonban külön-külön elég sok radioaktív atomot tartalmaznak ahhoz, hogy a radioaktív bomlás statisztikus törvényét alkalmazzuk, akkor az *egész* diffúziós térre alkalmazhatjuk a koncentrációk alábbi általános egyenletét:

$$c(r, t) = c^*(r, t) \cdot e^{-\lambda t} \quad (6)$$

Ekkor pedig az 5. egyenlet így alakul:

$$\left\{ \frac{\partial [c^*(r, t) \cdot e^{-\lambda t}]}{\partial t} \right\}_r = e^{-\lambda t} \cdot \left[\frac{\partial c^*(r, t)}{\partial t} \right]_r - \lambda \cdot e^{-\lambda t} \cdot c^*(r, t) = e^{-\lambda t} \cdot D \cdot \left(\frac{\partial^2 c^*}{\partial r^2} \right)_t - \lambda e^{-\lambda t} \cdot c^*(r, t)$$

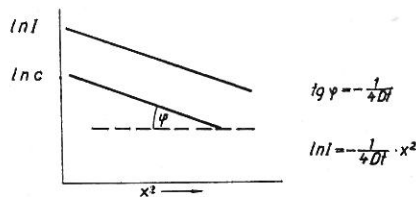
vagyis

$$\left(\frac{\partial c^*(r, t)}{\partial t} \right)_r = D \cdot \left(\frac{\partial^2 c^*}{\partial r^2} \right)_t$$

Ez utóbbi egyenlet azt jelenti, hogy a radioaktív anyag diffúzió-állandóját ugyanúgy számíthatjuk, mintha az illető kémiai elem valamely stabilis (nem radioaktív) diffúziójáról volna szó, tehát

$$\log_{10} \left[\frac{c^*}{(c^*)_{r=0}} \right]_t = \log_{10} \left[\frac{e^{-\lambda t} \cdot c^*}{e^{-\lambda t} \cdot (c^*)_{r=0}} \right]_t = \log_{10} \left[\frac{c}{(c)_{r=0}} \right]_t = -0,4343 \frac{r^2}{4Dt} \quad (7)$$

Ha a c koncentrációk *abszolút* értékét is meg akarnánk határozni, akkor a számítás menete a fent ismertetett egyenletektől bizonyos konstansokban eltérő összefüggésekhez vezetne; ilyenekre azonban az alábbiak szempontjából nincs szükségünk. Viszonylagos mérésekben pedig a koncentrációk (c) helyett az illető (tetszés szerint r koordinátákkal definiált) helyekről vett talajminták (közegminták) azonos mennyiségeiben levő radon-gáz viszonylagos aktivitásait (I) is vehetjük, melyeket a szokásos módszerekkel (pl. sugárrészecske-számlálási módszerrel) azonos mérés-geometriai viszonyok közt határozzunk meg. Az ilyen fajta mérések eredményeinek grafikus ábrázolására kapunk oly típusú ábrákat, mint pl. az 1. sematikus ábra.



1. ábra

A sugárzási intenzitásnak ($\ln I$ -nek) változása az x^2 függvényében

Ha az 1. ábrát megnézzük (ahol az r távolság jelét x -szel váltottam fel) azt látjuk, hogy az $\ln I$ -t x^2 függvényében ábrázolva egyenest kapunk, amelynek iránytangense $-1/4Dt$. A t időt úgy kapjuk meg, hogy a D diffúzió-állandót kiszámoljuk az iránytangensből.

A rádium-emanációs vizsgálatok munkamódszerének kivitelezése

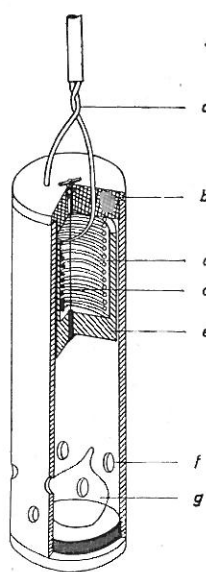
A méréshez szükséges 8–15 millicurie erősségű és 20–30 mm átmérőjű vékonyfalú üveggömböcskében összegyűjtött radon-gáz készítményeket száraz, erősen telített rádium-anyagból nyerjük a Hahn-féle eljárásának megfelelően [6]. Ezt követően a helyszínen a vizsgálandó talajban 8 cm átmérőjű fúróval 150 cm mélységű függőleges lyukat fúrunk. Ezután a radontartalmú üveggömböcskét a 2. ábrán látható készülékbe tesszük és ezzel együtt helyezük a kifúrt függőleges lyuk mélyére. Majd a fúróval előzetesen kivett földcsomókat a fúrt lyukba eredeti sorrendben visszahelyezzük és azt keményen ledöngöljük. Ezáltal megakadályozzuk a radon-gáz elillanását, illetve annak függőleges diffúzióját a lyuk oldala mentén. Ezután a művelet után a készülékből kivezető elektromos vezetékét a felszínen levő robbantószerkezethez kötjük, annak segítségével az üveggömböcskét összetörjük. A radontartalmú üveggömböcske összetörése után a fent leírt módon talajba helyezett készüléket változatlanul ott hagyjuk az egész t diffúziós időszak alatt.

Az egyes talajfélésekhez szükséges diffúziós idő után a mérésekhez fúróval vesszük a talajmintákat a Rn-koncentráció meghatározására az anyagforrástól különböző távolságban három irányban, vízszintes, ferdén felfelé és

ferdén lefelé. A szükséges függőleges és vízszintes irányokat a 3. ábrán látható koordináta-rendszer szerint határozzuk meg: A Rn-forrás c szinten (y : 150 cm mélységkoordináta), a talajminta pedig b szinten (y_1 : mélységkoordináta). A minta körkörösen vett oldaltávolsága a Rn-forrásnál, a függőleges lyuk tengelyétől: y_2 . Eszerint a Rn-forrástól a talajmintáig való távolság, illetve annak összefoglaló matematikai képlete:

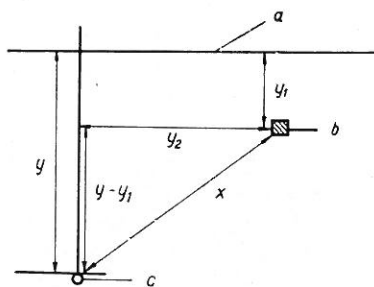
$$x = \sqrt{(y - y_1)^2 + y_2^2} \quad (8)$$

Az y_1 mintamélység általában 0–3 m-ig változhat. Az y_2 oldaltávolság 0,5–3 m-ig változik a homokos szerkezetű talajoknál és 0,25-től 1–1,25 m-ig a viszonylag finomabb szövetű talajok esetében. E műveletnél a talajmintákat gyorsan kell venni egymás után úgy, hogy a 7. egyenletben használt t diffúziós idő a lehető legcsekélyebb mértékben változzon. A radioaktivitást, illetve a



2. ábra

- Készülék a radontartalmú üveggömböcske feltöréséhez, (a) elektromos vezeték, (b) kapcsolókupak, (c) rugó, (d) vékony huzal a rugó összehúzásához, (e) vasnyomaték az üveggömböcske összetöréséhez, (f) nyílás a gáz elillanásához, (g) radontartalmú üveggömböcske



3. ábra

Koordináta rendszer a mintavételhez, (a) a talaj felszíne, (b) talajminta, (c) radon-forrás (összetört Rn-fiola helye)

gamma-sugárzást mindig a kivett talajminta 100 grammjából és fémcsőbe helyezve mérjük sugárrészecske számlálási módszerrel. Az aktivitás-mérésekhez használhatunk Geiger–Müller számlálósöves elektronikus impulzusszámláló berendezést, vagy más (szcintillációs) érzékelőt. Szükséges, hogy egy-egy mintavétel és az ezt követő aktivitás-mérés között eltelt idő lehetőleg 8–10 percnél több ne legyen. Ilyen rövid idő alatt a radioaktív egyensúlyt változtatlanak tekinthetjük még abban az esetben is, ha a radon-gáz már számottevő része elillant volna a talajmintából a mintavétel alatt. A Rn α -sugarait ugyanis a fenti mérési feltételek mellett a sugárrészecske-számláló nem jelzi. A gyorsan elenyésző aktív lerakódásoknak γ -sugarait mérve azok aktivitása is legfeljebb 2–3%-kal csökken a mérés ideje alatt még akkor is, ha a Rn-gáznak több mint a fele elszökne a mintavétel alatt.

Minden vizsgálat alkalmával veszünk talajmintákat közvetlenül a diffúziós hely mellett a természetes, illetve „háttér” aktivitás meghatározására.

1. táblázat

A talaj fizikai adatai és összes sótartalma a kísérleti helyeknél

(1) Kísérleti helyszáma és talajtípus	(2) Mélység cm	(3) Kötöttségi szám [1]	(4) h_{y_1} [1]	(5) Kapilláris vízemeles mm	(6) Mechanikai összetétel %-ban [1]				(7) Összes só % [1]
					2-0,2	0,2- 0,02	0,02- 0,002	<0,002	
					mm				
				2 órás [3]					
1. sz. hely	0-20	29	0,58	210	19,21	77,33	2,44	1,02	0,01
Gyengén humu- szos homok- talaj	20-50	27	0,42	320	21,25	76,31	1,20	1,24	0,01
	50-100	27	0,21	380	21,77	76,26	0,38	1,59	0,01
	100-150	28	0,39	370	24,68	72,76	0,46	2,10	0,01
	150-200	29	0,62	380	28,04	65,70	3,64	2,62	0,01
				2 órás					
2. sz. hely.	0-25	30	1,20	200	23,46	67,67	5,44	3,43	0,02
Réti csernozjom (homoktalaj)	25-55	30	1,10	260	20,62	69,33	5,22	4,83	0,02
	55-115	30	1,05	270	21,03	66,41	7,24	5,32	0,02
	115-165	31	1,26	250	16,25	67,98	5,91	9,86	0,02
	165-215	30	1,15	260	17,86	69,38	5,04	7,72	0,02
				5 órás [1]					
3. sz. hely.	0-28	37	2,00	180	3,06	71,07	15,46	10,41	0,03
Mélyben karbo- nátos réti talaj	28-60	39	2,10	190	8,13	56,25	20,40	15,22	0,05
	60-112	38	2,05	190	6,85	56,15	22,04	14,96	0,05
	112-160	38	2,32	200	2,10	59,00	20,42	18,48	0,07
	160-220	40	2,65	210	2,22	52,77	28,16	16,85	0,06

A helyszíni vizsgálatok idején a talaj hőmérsékletét a diffúziós kísérletek-nél használatos mélységben mérjük. A nedvesség meghatározására pedig leg-alább 0,5 m-es távolságban veszünk 2,5 m mélyen talajmintákat. A talaj tulajdonságainak általános jellemzésére még az alábbi vizsgálatok is szükségesek: a kötöttség, a higroszkópos nedvesség, a kapilláris vízemeles, és a mechanikai összetétel meghatározása, a talaj sótartalmának megállapítása a talajpép elektromos vezetőképességéből és szikes talajoknál a szikességi fok, amelynek képlete:

$$\text{Szf.} = \frac{100 (\text{adszorbeált Na} + \text{szóda} - \text{Na}) \text{ mgeé.}}{(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{K} + \text{Na} + \text{szóda} - \text{Na}) \text{ mgeé.}} \quad [8]$$

Kísérleti eredmények

Az előzőekben ismertetett rádium-emanációs módszerrel négyféle típusú talajon állítottam be kísérleteket és végeztem diffúziós méréseket. Ezek közül itt csak azokat a kísérleti eredményeket közlöm, amelyek az 1. és 2. táblázatban feltüntetett altípusokra és egyben ezen talajféleségek porozitás viszonyaira is jellemzőek.

Az előzetes laboratóriumi kísérletek homoktalajjal azt mutatták, hogy a diffúzió-állandók csökkentek, amikor a nedvességtartalom növekedett [7]. (A 4. ábra adja a diffúzió-állandó és a nedvességtartalom közötti összefüggést.)

Az előbbihez hasonló kísérletek, melyek során a talaj hőmérsékletét változtattuk, azt bizonyították, hogy a diffúzió-állandó értékére a hőmérsékleti változás nem volt nagy hatással [7]. Ugyanezt tapasztaltam természetes viszonyok között a talajban is (3. táblázat).

2. táblázat

A talaj fizikai adatai, összes sótartalma és szikességi foka a kísérleti helyeknél

(1) Kísérleti hely száma és talajtípus	(2) Mélység cm	(3) Kötött- ségi szám [1]	(4) hy, [1]	(5) Kapil- láriis víz- emelés 5 óras [1] mm	(6) Mechanikai összetétel %-ban [1]				(7) Összes só % [1]	(8) Szikes- ségi fok [8]
					2-0,2	0,2- 0,02	0,02- 0,002	<0,002		
					mm					
4. sz. hely. Erősen szolo- nyeces réti talaj	0-20	47	1,93	120	0,82	32,80	39,58	26,80	0,02	13,41
	20-40	64	2,95	10	0,96	22,88	34,56	41,60	0,17	22,15
	40-50	75	3,48	10	1,05	17,87	35,28	45,80	0,19	27,59
	50-70	72	3,00	10	1,48	17,32	42,92	38,28	0,20	28,89
	70-100	66	1,69	10	2,09	29,03	49,00	19,88	0,21	26,93
	100-130	59	1,53	10	1,76	40,92	44,68	12,64	0,20	20,68
	130-185	56	1,38	20	1,46	42,14	47,88	9,52	0,20	17,27
	185-230	57	1,45	20	1,64	43,04	46,52	8,80	0,18	16,45
5. sz. hely. Közepes réti szolonyec	0-15	42	2,25	90	0,88	42,12	43,40	14,00	0,03	13,14
	15-35	64	3,95	20	1,02	19,94	37,72	41,32	0,19	25,53
	35-50	79	3,94	10	1,09	19,71	39,68	39,52	0,30	31,49
	50-80	69	2,46	20	1,15	22,65	49,50	26,70	0,34	31,22
	80-120	55	1,35	20	1,44	30,96	46,64	20,96	0,39	29,37
	120-170	56	1,42	20	0,64	35,00	45,36	19,00	0,39	26,08
	170-200	60	1,72	25	0,83	36,61	43,92	18,64	0,45	24,17
6. sz. hely. Kérges réti szolonyec	0-7	43	1,85	30	0,70	40,30	42,10	16,90	0,07	16,85
	7-20	58	2,59	10	0,76	19,04	38,10	42,10	0,25	25,29
	20-40	67	3,63	10	0,92	16,58	35,63	46,87	0,45	37,26
	40-60	83	3,67	0	0,88	14,89	36,25	47,98	0,48	48,79
	60-100	69	2,36	0	1,09	22,63	53,14	23,14	0,45	45,22
	100-145	64	2,17	10	1,27	28,34	52,36	18,03	0,43	35,72
	145-200	63	2,03	10	0,85	30,48	49,51	19,16	0,40	32,35

1. sz. hely

Az 1. sz. helyen levő durva szövetű homoktalaj diffúziós adatai azt mutatták (5. ábra), hogy a 7. egyenlet jó közelítést adott, amennyiben a $\ln I x^2$ függvényében ábrázolva egyenes vonalakat adott. Az $x^2 = 0$ (550 impulzus/perc)-re történő extrapolálás révén nyert metszés is jól megegyezett a kísérletileg mért 570 impulzus/perc értékkel. Ezek az adatok azt mutatják, hogy a vízszintes irányban haladó diffúzió sebessége 150 cm mélységben, valamint a ferdén felfelé megegyeztek, de a ferdén lefelé haladó diffúzió sebessége alacsonyabb volt. Amint azt már a módszer elméleti részében is említettem, az $\ln I-t$ x^2 -tel szemben ábrázoló egyenesnek iránytangense $-1/4 Dt$, tehát az 5. ábrán is mennél nagyobb az iránytangens abszolút értéke, annál alacsonyabb a D látszólagos diffúzió-állandó. Ferde irányban lefelé a diffúzió sebessége lassúbb, amely minden bizonnyal a mélyebb rétegek finomabb szemcseösszetételének

3. táb-

Talajnedvesség, talajhőmérséklet és

(1) Hely száma	(2) Talajszövet	(3) Időjárási viszonyok	(4) A talaj nedvességtartalma %				
			0,5	0,5-1	1-1,5	1,5-2	2-2,5
			m				
1	a) Durva (a)	f) Nedves (f)	8,1	7,6	7,2	9,0	9,6
1	a) Durva	g) Száraz (g)	4,4	4,9	5,8	8,1	8,8
2	b) Mérsékelt finom	g) Száraz	4,4	4,1	6,8	9,8	11,2
3	c) Közepesen finom	g) Száraz	6,9	7,2	7,7	9,4	14,2
3	e) Közepesen finom	g) Száraz	7,1	7,3	7,2	9,2	14,0
4	d) Nagyon finom (szikes)	g) Száraz	18,0	16,9	15,9	16,8	18,7
5	e) Fokozottab- ban finom (szikes)	g) Száraz	20,8	17,3	17,1	19,5	20,6
6	f) Fokozot- tabban finom (szikes)	g) Száraz	19,1	18,5	19,2	20,0	20,2

fokozatos előtérbe helyeződése és főleg az ott észlelhető magasabb nedvesség-tartalomnak tudható be (1. és 3. táblázat). A felszíni rétegekben végbemenő diffúziós folyamatokkal kapcsolatban pedig meg kell jegyezni, hogy a kísérletnek mindjárt a kezdő szakaszán komoly esőzés történt, amely vízzel telítette a talaj felszíni rétegeit, tehát a pórusrendszer is záródottabb volt. Így a ferdén felfelé irányban történő diffúzió kisebb mérvű lett, mint ahogyan azt vártam.

A 7. egyenlet alapján számított diffúzió-állandó, felhasználva az 5a. ábrán látható 3 egyenest: 156,4, 156,4 és 104,6 cm²/óra voltak. Azonban hangsúlyozni kell, hogy a D mindegyik értékét azon feltevéssel számítottam, hogy a közeg homogén és minden irányban azonos az iránytangens. A fentiek szerint nyilvánvalóan ez nem így volt. Ennek következtében a D ezen „látszólagos értékei” is mindhárom irányban a diffúzióállandó becslését eredményezik. Természetesen ezek a látszólagos D -értékek akkor lesznek megközelítő értékek, ha a 3 D nem nagyon változik, a középérték megfelelő nagyságrendű lesz és összevetjük azokat más helyeken nyert középértékekkel.

lázat

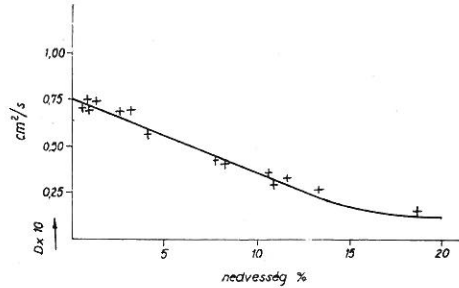
diffúzió mérések a kísérleti helyeken

(5) Talajhőmérséklet C°			(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
0,5	0,5-1,5	1,5-2,5	Átlagos diffúzió idő, t (óra)	A radon kezdeti mennyisége (mC)	Mintavételi mélység (m) y ₁	Oldaltávolság a függőleges lyuk tengelyétől (m) y ₂	Diffúzió- állandó D cm ² /óra
17,0	15,8	14,5	43	25	1,5 0-1,5 1,5-3,0	0,25-3,0 0,25-2,7 0,25-2,7	156,4 156,4 104,6
23,5	21,5	20,6	45	16	1,5 0-1,5 1,5-2,75	0,5-3,0 0,5-2,5 0,5-2,5	157,5 207,9 109,7
14,5	13,0	12,0	50	14	1,5 0-1,5 1,5-2,75	0,5-2,5 0,5-2,5 0,5-2,5	93,1 103,4 75,1
28,0	22,0	21,5	78	15	1,5 0-1,5 1,5-2,75	0,25-1,25 0,25-1,25 0,25-1,25	30,1 36,4 17,5
20,5	20,0	19,5	78	16	1,5 0-1,5 1,5-2,75	0,25-1,25 0,25-1,25 0,25-1,25	30,1 36,2 17,4
29,0	25,5	21,4	120	8	1,5 0-1,5 1,5-2,5	0,25-1,0 0,25-1,0 0,25-1,0	12,0 7,2 8,7
26,0	23,5	19,5	170	15	1,5 0-1,5 1,5-2,25	0,25-1,0 0,25-0,75 0,25-0,75	3,0 2,0 1,8
25,5	23,0	19,8	195	14	1,5 0-1,5 1,5-2,25	0,25-0,75 0,25-0,75 0,25-0,65	1,6 1,3 1,2

Ilyen feltételek mellett végeztem egy második méréssorozatot az 1. sz. helyen száraz időben, amikor a levegő hőmérséklete magasabb volt és főleg a felső rétegekben a nedvességtartalom alacsonyabb, illetve a nedvességmentes pórusrész nagyobb volt, mint az első mérési sorozat esetében. Ezek a mérések az alábbi eredményeket hozták: 157,5, 207,9 és 109,7 cm²/óra a látszólagos *D* értékekre a kérdéses három irányban (5 b. ábra és 3. táblázat). Itt a *D* magasabb értéke a ferdén felfelé irányban — összehasonlítva az első sorozatával — már meg is adta a növekvő diffúzió becslését. Az a tény, hogy a vízszintes — és ferdén lefelé irányban a *D* értékei majdnem azonosak voltak, mint az első sorozatban, azt mutatta, hogy a felszín közelében a változó porózusság nem hat nagy mértékben a mélyebb részekben lezajló diffúziókra. A mérés pontosságát az is növelte, hogy a kísérleti pontoknál az *x*²-nek ln I-vel szembeni ábrázolása egyeneseket adott *x*² = 0 közös ordinátán keresztül.

2. sz. hely

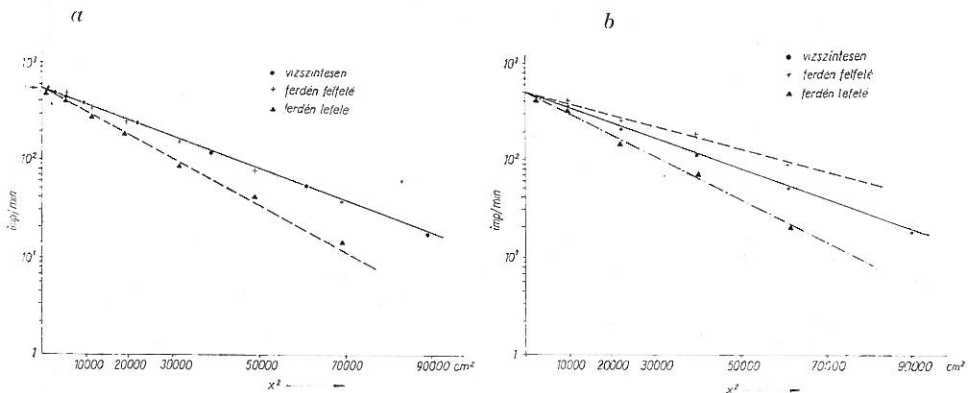
A ln I-t x^2 -el szemben grafikusán ábrázolva ezen hely mérsékelt finomszövetű homoktalajánál a ferdén felfelé haladó diffúziós sebesség nagyobb, de kisebb mértékben tér el a vízszintes irányban haladó diffúziós sebességtől, mint a ferdén lefelé haladó (6. ábra). A megfelelő látszólagos D -k: 93,1, 103,4 és 75,1 $\text{cm}^2/\text{óra}$ voltak a három kérdéses irányban (3. táblázat). A 2. sz. hely



4. ábra

A diffúzió-állandó D a talaj nedvességtartalmának függvényében

alacsonyabb D -értékeinek a magyarázata — összevetve más homoktalajokon kapott mérési eredményekkel — abban rejlik, hogy itt már nagyobb volt a leiszapolható rész, viszonylag agyagkolloidban is gazdagabb, nagyobb a kötöttség, tömődöttség és viszonylag kisebb a kapilláris vízemelkedés sebessége is (1. táblázat).



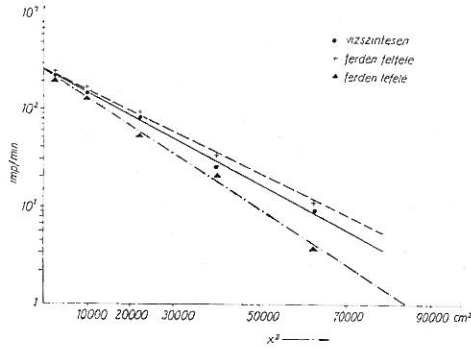
5. ábra

A sugárzási intenzitás mértéke a durva szövetű homoktalajokban x^2 függvényében az I. sz. helyen

3. sz. hely

Ezen a kísérleti helyen a közepesen finomszövetű réti talajban a három irányban mért diffúzió sebesség már lényegesen alacsonyabb volt, mint az első két helyen levő talajban. Az 1. 2. és 3. sz. helyek adatainak összehasonlítása (amint ez az 5., 6. és 7. ábrán látható) azt mutatja, hogy a diffúziót az

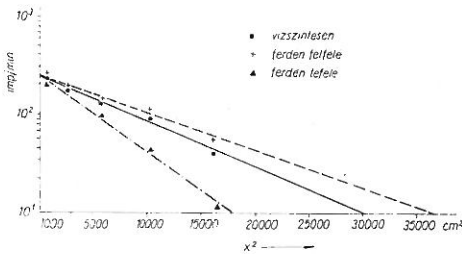
első két helyen 300 cm és 250 cm-es távolságban, míg az utóbbiban csak 125 cm-re mértem. Az eltelt diffúziós t idő jóval hosszabb volt a 3. sz. helyen, mint az elsőnél. (43 és 78 óra, 3. táblázat) E réti talaj esetében a D -értékek már 10–30%-ai az első két helyen mért értékeknek. A 7. ábra iránytangensei alapján, valamint a 3. táblázatban a 3. sz. helyre számolt látszólagos és viszonylag alacsony D -értékek azt is mutatják, hogy a diffúziós sebesség a fer-



6. ábra

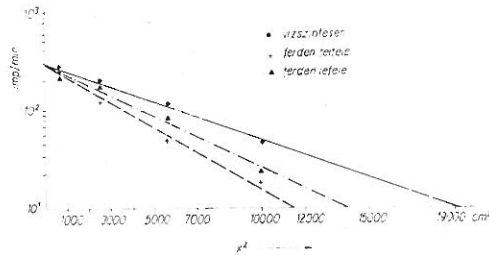
A sugárzási intenzitás mértéke a mérsékelt finom szövetű homoktalajban x^2 függvényében a 2. sz. helyen

dén lefelé irányban lényegesen kisebb, mint ferdén felfelé, illetve vízszintes irányban. Ez a diffúziós jelenség azzal magyarázható, hogy a 3. sz. helyen már lényegesen több a leiszapolható rész és viszonylag nagyobb az agyagtartalom, a kötöttség, kisebb a kapilláris vízemelkedés is, mint az előzőkben tárgyalt homoktalajoké. Az alsóbb rétegekben pedig a nagyobb agyagtartalom kívül a nedvességtartalom is magas (1. táblázat).



7. ábra

A sugárzási intenzitás mértéke a közepesen finom szövetű réti talajban x^2 függvényében a 3. sz. helyen



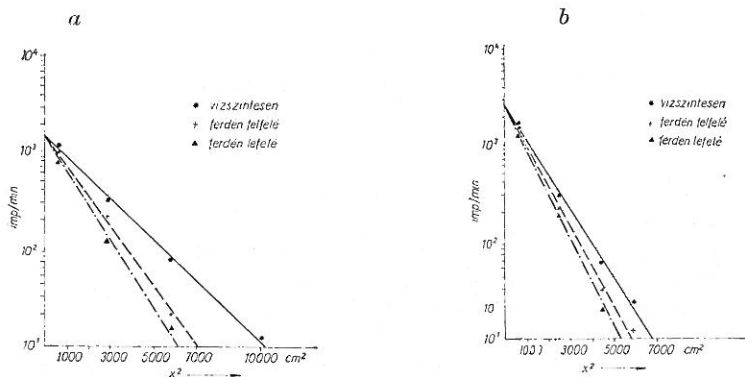
8. ábra

A sugárzási intenzitás mértéke a nagyon finom szövetű, erősen szolonyecos réti talajban x^2 függvényében a 4. sz. helyen

A 3. sz. helyen egy második mérésorozatot is végeztem, amikor a levegő, illetve a talaj hőmérséklete alacsonyabb volt, mint itt az első sorozat esetében, a talaj nedvességtartalma viszont közel azonos volt. Amint látjuk a hőmérsékleti különbségek nem okoztak lényeges változást a diffúzió-állandókban.

4. sz. hely

Ezen a helyen a nagyon finom szövetű, erősen szolonyeces réti talaj esetében a D diffúzió-állandó értékek az első két helyének általában 5–10, a 3. sz. helyének pedig 30–50%-ai. Minthogy ebben a szikes talajban a diffúziós sebesség erősen lecsökkent, a diffúzió már csak 100 cm oldaltávolságban volt mérhető annak dacára, hogy a diffúzió idő 120 óra volt, tehát az első helyének háromszorosa. (3. táblázat). A 8. ábra iránytangensei alapján, valamint a 3. táblázatban a 4. sz. helyre számolt látszólagos D értékek azt mutatják, hogy a diffúziós sebesség vízszintes irányban volt a legnagyobb. A ferdén lefelé irányban közepes és a ferdén felfelé irányban a legkisebb. Ez a diffúziós folyamat annak tudható be, hogy a felsőbb rétegekben már nagy a szikességi fok, továbbá jelentős mennyiségben szerepel a leiszapolható rész és az agyagtartalom, erősen kötött, tömődött, összevetve az 1 m alatti rétegekével. Ennél a talajnál már a sötartalomból származó „háttér” növekedés is gátolja a gázmozgás sebességét (2. táblázat).



9. ábra

A sugárzási intenzitás mértéke a fokozottabban finom szövetű közepes réti szolonyec (a) és kerges réti szolonyec (b) talajban x^2 függvényében az 5. és 6. sz. helyen

5. sz. hely

E helyen levő fokozottabban finom szövetű közepes réti szolonyec talajon kapott D -értékek már csak negyedannyiak voltak, mint a 4. sz. helyen találtak. (3. táblázat, 9a. ábra) Az erősen lecsökkent diffúziós sebesség miatt a diffúziót 100 cm és 75 cm távolságban mértem, jöllehet a diffúzió idő 170 óra volt, vagyis az első helyének négyszerese. Ennél a szikes talajnál jelentkező alacsonyabb diffúzió-állandó értékek annak következtében álltak elő, hogy a talaj erősen szikes, az emelkedettebb sötartalomból származó „háttér” növekedés is nagyobb mint a 4. sz. helyen, nagyfokú a rétegződés, továbbá nagy mennyiségű a leiszapolható rész és az agyagtartalom, ennek következtében erősen kötött, tömődött, a talajszerkezet erősen leromlott és a pórusrendszer is nagymértékben záródott (2. táblázat).

6. sz. hely

A 6. sz. kísérleti hely fokozottabban finom szövetű kérges réti szolonyec talajon mért D -értékek még az 5. sz. helyéhez viszonyítva is kisebbek. Ennél a szikes talajnál a D -értékek az első két helyének 0,8–1,0 a szikes talajok régiójában pedig a 4. sz. helyének 15–20%-ai. Ennél a talajnál a diffúzió mérések már csak 75 cm oldaltávolságig terjedhettek az igen erősen lecsökkenő diffúziós sebesség miatt, holott az eltelt diffúzió idő (195 óra) majdnem ötszöröse volt az első helyének (43 óra. 3. táblázat). A 9b. ábra iránytangenseik alapján és a 3. táblázatban a 6. sz. helyre számolt látszólagos D -értékek arról tanúskodnak, hogy az diffúziós sebesség itt is, mint az 5. sz. helyen viszonylag a vízszintes irányban nagyobb és a ferdén lefelé irányban a legkisebb. Hogy ennél a szikes talajnál ilyen rendkívül alacsonyok a D -értékek, ez a jelenség azzal magyarázható, hogy a szikességi fok és a magas sótartalomtól származó „háttér” növekedés is igen nagy a felszíntől az egész szelvény mélységéig. Itt is nagyfokú a rétegződés és a leromlott talajszerkezet. Az agyagkolloidban gazdag rétegek erősen tömődtek, a pórusrendszer igen erősen záródott, levegőtlen (2. táblázat).

E helyen is köszönetet mondok a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Fizikai-Kémiai Intézet Vezetőségének, hogy kutató munkámhoz korszerű, precíz műszereket biztosított és a kísérletekhez szükséges emanációt rendelkezésemre bocsátotta; különösen pedig Dr. Imre Lajos egyetemi tanárnak, a fizikai kémiai intézet professzorának, a vizsgálatok során nyújtott sokoldalú segítségéért.

Összefoglalás

Különböző szerkezetű és kolloid-tulajdonságú talajok légjárhatóságának vizsgálatára rádium-emanációs módszert dolgoztam ki. Az eljárás gyorsabb, egyszerűbb és kevésbé munkaigényes a meglévő eljárásoknál és a talaj porozitás viszonyaira is több irányban adhat becslésszerű adatot, továbbá kivitelezhető a helyszínen a talaj természetes, bolygatatlan állapotában. A vizsgált talajok diffúzió-állandóinak értékei hosszú skálát jeleznek, amelynek felső határa (kiindulva a durva szövetű homoktalajokból) több mint $200 \text{ cm}^2/\text{óra}$ -tól (egészen a fokozottabban finom szövetű, erősen szikes talajokig bezárólag), kevesebb mint $2 \text{ cm}^2/\text{óra}$ ig változnak. A légjárhatóságot a talaj nedvességének, agyag- és sótartalmának, szikeseknél pedig még a szikességi fok növekedése is erősen csökkenti. Az anizotrópia hatást a sokrétű rétegződés is bizonyos mértékben befolyásolja. Attól függően, hogy ezek a tényezők milyen mértékben jelentkeznek a talajban, aszerint változnak nagyságrendileg a diffúzió-állandó értékek is. Természetesen, ha az említett tényező mind jelentkezik és azok erősen változnak a mélységgel, mint pl. a szikes talajoknál, akkor a diffúzió-állandó már nem konstans és így a módszer elméleti feltételei sem teljesülnek a kívánalmakhoz mérten. Azonban gyakorlati értelemben még az utóbbi esetben is a hasznos becslések az irányadók, amikor a látszólagos D -értékeket — amelyeket különböző mélységben nyerünk — összevetjük más helyek talajaiban kapott középértékekkel és azok talajsajátságaival.

Irodalom

- [1] BALLENEGGER, R. & DI GLÉRIA, J.: Talaj- és trágyavizsgáló módszerek. Mezőgazd. Budapest, 1962.
- [2] BAVER, L.: Soil Physics. 2 ed. Wiley. New York. 1948.
- [3] BOTVAY, K.: Adatok az alföldi homoktalajaink kapilláris vízemelőképeségének értékeléséhez. Agrokémia és Talajtan. **4**. 119. 1955.
- [4] CRANK, J.: The Mathematics of Diffusion. Clarendon Press, Oxford. 1956.
- [5] HAJAS, J. & KERTÉSZ, L.: A talaj szerkezetének vizsgálata talajlégjárhatóság-mérővel. Agrártudomány, **3**. 98. 1951.
- [6] IMRE, L., FÁBRY, Gy. & DÉZSI, I.: Radioaktív abszolút mérések atommag-kémiai jelentősége I. MTA Kém. Tud. Oszt. Közl. Budapest **19**. 1–24. 1963.
- [7] IMRE, L., KÓNYA, J. & IMRE, J.: Über die Diffusion von Radongas (Radon-222) in porösen festen Körpern. Acta Univ. Debreceniensis. **9**. 17. 1963.
- [8] IMRE, J.: Újabb eljárás a szódás-szikes talajok kieserélhető kationjainak meghatározására. Szegedi Mezőgazd. Kísér. Int. Évkönyve. **1**. 59. 1953.
- [9] IMRE, J.: Experiments on the air permeability of forest soils by radium-emanation method. Canad. J. Earth Sci. **3**. 419–429. 1966.
- [10] LUNDEGARDH, H.: Klima und Boden in ihrer Wirkung auf das Pflanzenleben. Fischer. Jena. 1925.

Érkezett: 1968. április 5.

Testing the Air Permeability of Soils by Radium Emanation Method

J. IMRE

National Institute for Agricultural Quality Testing, Department of Soil Science, Szeged (Hungary)

Summary

Author developed a radium emanation method for testing the air permeability of soils of various structures and colloidal properties. The principle of the method is to determine the numerical value of the gas diffusion constant (D) as a physical quantity characteristic of the capillary structure and other colloidal properties of the soil by means of radioactive radiation.

The method is quicker, simpler and demands less work than the usual procedures, it yields estimated data concerning the porosity conditions of the soil in several directions and can be carried out on the site with the soil in its natural undisturbed state. The values of the diffusion constants of the soils tested represent a long scale ranging from the upper limit of more than 200 (starting with the sand soils of coarse texture) or in the surface layer of dry sand soils of 250 to 270 cm²/h to strongly salt affected soils of fine texture of less than 2 cm²/h.

The temperature differences existing in the deeper layers of the soils have practically no significant influence on the diffusion constant. On the other hand a great importance has to be attached to the moisture content of the soil in measuring the rate of gas diffusion. While at low moisture content values the curve of the diffusion constant declines slowly, with increasing moisture content the number of pores permitting diffusion gradually decreases and at the same time the values of the diffusion constant also recede considerably.

The air permeability is considerably decreased not only by the moisture content of the soil but also by the increase of the clay and salt content of the soil and in the case of salt affected soils by the increase of the degree of alkalinity. The anisotropy effect is also influenced to a certain extent by the presence of many layers. The order of magnitude of the values of the diffusion constant changes depending on the extent to which these factors manifest themselves in the soil. When all of the above mentioned factors are present and they considerably change with the depth, as e.g. in salt affected soils, the diffusion constant is no longer constant and the theoretical conditions of the method are not

fulfilled as required. In practical sense, however, the useful estimations are authoritative even in this latter case, when the apparent D -values obtained in various depths are compared with averages and properties of the soils of other places.

Figure 1. Variation of radiation intensity ($\ln I$) as a function of x^2 .

Figure 2. Device for breaking up the small glass capsule containing radon, (a) electrical lead, (b) switch cap, (c) spring, (d) thin wire for contracting the spring, (e) iron weight for breaking the glass capsule, (f) gas outlet, (g) small glass capsule containing radon

Figure 3. Coordinate system for sampling, (a) surface of soil, (b) soil sample, (c) radon source (place of the broken Rn-phial).

Figure 4. Diffusion coefficient D as a function of the moisture content of the soil.

Figure 5. Degree of radiation intensity in a sand soil of coarse texture as a function of x^2 in place No. 1.

Figure 6. Degree of radiation intensity in a sand soil of moderately fine texture as a function of x^2 in place No. 2.

Figure 7. Degree of radiation intensity in a meadow soil of average fine texture as a function of x^2 in place No. 3.

Figure 8. Degree of radiation intensity in a meadow solonetz of very fine texture as a function of x^2 in place No. 4.

Figure 9. Degree of radiation intensity in middle and shallow meadow solonetz soils of an even finer texture as a function of x^2 in places Nos. 5 and 6.

Tables 1 and 2. Physical data, total water-soluble salt content and degree of alkalinity of soils in the experimental places. (1) No. of experimental place and soil type. Place No. 1. Slightly humous sand soil. Place No. 2. Meadow chernozem (sand soil). Place No. 3. Meadow soil calcareous in deeper layers. Place No. 4. Meadow solonetz. Place No. 5. Middle meadow solonetz. Place No. 6. Shallow meadow solonetz. (2) Depth, cm. (3) Number of stiffness according to Arany. (4) Hygroscopic moisture according to Sik. (5) Capillary elevation, mm, 2 and 5 hours. (6) Mechanical composition, mm. (7) Total salt content, % (8) (in Table 2) Degree of alkalinity.

Table 3. Measurements of soil humidity, soil temperature and diffusion in the experimental places. (1) Number of place. (2) Soil texture. *a)* Coarse, *b)* Moderately fine, *c)* Average fine, *d)* Very fine, *e)* Highly fine. (3) Weather conditions. *f)* humid, *g)* dry, (4) Moisture content of soil, %. (5) Soil temperature, °C, (6) Average diffusion time, t (hours). (7) Initial quantity of radon (mC). (8) Sampling depth, y_1 (m). (9) Side distance from the axis of the vertical hole, y_2 (m). (10) Diffusion constant, D cm²/h.

Ein Messverfahren für die Luftdurchlässigkeit der Böden mit Hilfe der Radonausstrahlung

J. IMRE

Landesinstitut für landwirtschaftliche Qualitätsprüfung, Abteilung für Bodenkunde, Szeged (Ungarn)

Zusammenfassung

Zur Bestimmung der Luftdurchlässigkeit von Böden verschiedener Struktur und kolloidalen Eigenschaften wurde eine radioaktive Methode erarbeitet. Das Prinzip der Methode besteht darin, dass der Wert der Gasdiffusionskonstante (D), als einer für die Kapillarität und sonstigen kolloidalen Eigenschaften der Böden kennzeichnende Grösse, mit Hilfe radioaktiver Ausstrahlung bestimmt wird.

Dieses Verfahren ist schneller, einfacher und weniger arbeitsaufwendig als die bisher angewendeten Methoden und ermöglicht die Porositätsverhältnisse des Bodens durch Bestimmung an Ort und Stelle, im natürlichen, unberührten Zustand des Bodens zu beurteilen. Die Werte der Gasdiffusionskonstante der untersuchten Böden bilden eine breite Skala, derer höchsten Werte bei 250–270 cm²/St liegen (oberste Schicht der trockenen Sandböden), und sich über die Werte von 200 cm²/St (Sandböden mit grober Struktur) bis 2 cm²/St (stark veralkalisierte Böden mit feiner Struktur) ändern.

Die in den tieferen Bodenschichten auftretenden Temperaturdifferenzen beeinflussen die Diffusionskonstante praktisch nicht. Dagegen muss beim Messen der Gasdiffusionsgeschwindigkeit der Bodenfeuchtigkeit eine recht grosse Bedeutung zugeteilt

werden. Bei den niedrigen Feuchtigkeitswerten senkt sich die Kurve der Diffusionskonstante nur langsam, aber mit dem Anstieg der Feuchtigkeit geht die Zahl der diffusionsfähigen Poren stufenweise zurück und zur gleichen Zeit werden die Werte der Diffusionskonstante auch vermindert.

Die Luftdurchlässigkeit wird — ausser der Bodenfeuchtigkeit — auch durch den Ton- und Salzgehalt, bei Alkali-(Szik-)böden auch noch durch den Anstieg des Veralkalisierungsgrades stark beeinträchtigt. Die Anisotropiewirkung wird einiger Massen auch durch die vielfältige Schichtung beeinflusst. In dem Masse, mit welchem sich diese Faktoren beim untersuchten Boden bemerkbar machen, ändert sich auch die Grössenordnung der Werte der Diffusionskonstante. In dem Falle, wenn alle oben genannten Erscheinungen in einem Boden zur gleichen Zeit auftreten und sich mit der Tiefe stark ändern, wie z. B. bei den Alkali-(Szik-)böden, dann ist die Diffusionskonstante keine Konstante mehr und gleichzeitig werden die theoretischen Bedingungen der Methode nicht dem Wunsch gemäss erfüllt. Praktisch sind aber auch im letzteren Fall die Schätzwerte massgebend, d. h. man vergleicht die in verschiedenen Tiefen gewonnenen D-Werte mit den Mittelwerten von anderen Orten stammenden Böden und deren Bodeneigenschaften.

Abb. 1. Intensität der Ausstrahlung ($\ln I$) als Funktion des x^2 .

Abb. 2. Gerät zum Aufbrechen der radonhaltigen Glaskugel; (a) elektrische Leitung; (b) Schalterklappe; (c) Feder; (d) dünner Draht zum Zusammenziehen der Feder; (e) Eisenkopf zum Aufbrechen der Glaskugel; (f) Öffnung zum Verflüchtigen des Gases; (g) radonhaltige Glaskugel.

Abb. 3. Koordinatensystem zur Probenahme. (a) Bodenoberfläche; (b) Bodenprobe; (c) Radonquelle (aufgebrochene Radonkugel).

Abb. 4. Die Diffusionskonstante D als Funktion der Bodenfeuchtigkeit.

Abb. 5. Ausstrahlungsintensität in einem Sandboden mit grober Struktur als Funktion des x^2 , an Standort Nr. 1. gemessen.

Abb. 6. Ausstrahlungsintensität in einem Sandboden mit einer mässig feinen Struktur als Funktion des x^2 , an Standort Nr. 2. gemessen.

Abb. 7. Ausstrahlungsintensität in einem Wiesenboden mit mittelmässig feiner Struktur als Funktion des x^2 , an Standort Nr. 3. gemessen.

Abb. 8. Ausstrahlungsintensität in einem stark solonisiertem Wiesenboden mit recht feiner Struktur als Funktion des x^2 , an Standort Nr. 4. gemessen.

Abb. 9. Ausstrahlungsintensität in einem mittelmässigen und einem verkrusteten Wiesenolonetzboden mit äusserst feiner Struktur als Funktion des x^2 , an den Standorten Nr. 5. und 6. gemessen.

Tab. 1. und 2. Physikalische Daten, gesamter wasserlöslicher Salzgehalt und Veralkalisierungsgrad der untersuchten Böden. (1) Nummer des Standortes und Bodentyp: Standort Nr. 1. schwach humoser Sandboden; Standort Nr. 2. Wiesenschernosjom (Sandboden); Standort Nr. 3. in tiefen Schichten karbonathaltiger Wiesenboden; Standort Nr. 4. stark solonizierter Wiesenboden; Standort Nr. 5. mittelmässiger Wiesenolonetzboden; Standort Nr. 6. verkrusteter Wiesenolonetzboden; (2) Tiefe in cm; (3) Bindigkeitszahl nach Arany; (4) hygroskopische Feuchtigkeit nach Sik; (5) kapillare Wasserhebung, in mm, nach 2 und 5 Stunden; (6) mechanische Zusammensetzung, mm; (7) gesamter Salzgehalt, in %; (8) Veralkalisierungsgrad (Tab. 2.).

Tab. 3. Bodenfeuchtigkeit, Bodentemperatur und Diffusionsmessungen an den einzelnen Versuchsstellen. (1) Nummer des Standortes; (2) Bodenstruktur: a) grob, b) mässig fein; c) mittelmässig fein, d) sehr fein, e) äusserst fein; (3) Witterungsverhältnisse: f) feucht, g) trocken; (4) Feuchtigkeitsgehalt des Bodens, %; (5) Bodentemperatur, °C; (6) durchschnittliche Diffusionszeit t , in Stunde; (7) Radonmenge am Anfang (mC); (8) Tiefe der Probenahme y_1 , in Meter; (9) Seitenentfernung von der Achse des vertikalen Loches y_2 , in Meter (10) Diffusionskonstante D , in cm^2/St .

Изучение воздухопроницаемости почвы методом радий-эманации

И. ИМРЕ

Отдел почвоведения Государственного Института по контролю за качеством почв и сельскохозяйственных продуктов, г. Сегед (Венгрия)

Резюме

Автор для изучения воздухопроницаемости почв, различных по сложению и по коллоидным свойствам, разработал метод радий-эманации. Сущность этого метода: определение при помощи радиоактивного излучения величины постоянной диффузии газа (D), как количественного выражения капиллярной структуры почвы и коллоидальных свойств.

Этот метод гораздо быстрее, проще и требует меньшей затраты сил, кроме того, более многосторонне характеризует порозность почвы и может осуществляться на месте в исходной почве без нарушения ее природного состояния. Величины постоянной диффузии представлены широкой шкалой, верхний предел которой (исходя из песчаных почв грубого механического состава) более чем 200 или в поверхностных более сухих слоях песчаных почв от 250—270 см²/час, постепенно снижаясь в почвах более тонкого механического состава и сильно засоленных почвах до 2 см²/час и меньше.

Разницы в температурах, наблюдаемые в более глубоких горизонтах почвы, практически не оказывают большого влияния на величину постоянной диффузии. В противоположность этому при измерении скорости диффузии большое значение необходимо придавать влажности почвы. При низком содержании влаги кривая постоянной диффузии медленно снижается, по мере увеличения влажности, количество пор для прохождения газа снижается и вместе с этим в большой степени снижается и величина постоянной диффузии.

Воздухопроницаемость, кроме влажности почвы, зависит от содержания глинистых частиц и солей, при засолении с увеличением степени засоленности — сильно снижается. Многослойность в определенной степени влияет на анизотропию. В зависимости от степени проявления этих факторов в почве соразмерно изменяется и величина постоянной диффузии. Естественно, при наличии этих факторов, сильно изменяющихся с глубиной, так например у засоленных почв, постоянная диффузии не является константой и упомянутые условия применения метода не отвечают требованиям измерений. В практическом смысле, даже в последнем случае, полезными являются данные, когда кажущиеся величины D, полученные на различных глубинах, сравниваем с средними величинами, полученными на почвах других территорий и их свойствами.

Табл. 1 и 2. Данные о физических свойствах почв, содержания в них воднорастворимых солей и степени засоленности. (1) Номер места опыта и тип почвы: № 1. Слабогумусированная песчаная почва. № 2. Луговой чернозем (песчаная почва). № 3. Глубококарбонатная луговая почва. № 4. Сильно солонцеватая луговая почва. № 5. Средний луговой солонец. № 6. Корковый луговой солонец. (2) Глубина в см. (3) Связность по Арань. (4) Гигроскопичность по Шикю. (5) Капиллярное поднятие в мм за 2 и 5 часов. (6) Механический состав. (7) Общее содержание солей в %. (8) (во второй таблице) степень засоленности.

Табл. 3. Влажность почвы, температура и измерение диффузии в изученных разрезах почвы. (1) Номер места опыта. (2) Состав почвы: а) грубый, б) умеренно-тонкий, с) средне-тонкий, d) очень тонкий, е) чрезвычайно тонкий. (3) Погодные условия: f) влажные, g) сухие. (4) Влажность почвы в %. (5) Температура почвы в С°. (6) Среднее время диффузии t (в часах). (7) Исходное количество радона (милликури) (8) Глубина взятия образцов Y₁ (м). (9) Боковое расстояние от вертикальной оси отверстия, Y₂ (м). (10) Постоянная диффузии (D см²/час).

Рис. 1. Изменение интенсивности излучения (In I) в зависимости от x².

Рис. 2. Прибор для вскрытия стеклянного шарика, содержащего радон. а) электропроводка. б) колпачки включения. с) пружина. d) тонкая проволока для стягивания пружины. е) железная привеска для разбивания стеклянного шарика. f) отверстие для улетучивания газа. g) стеклянный баллончик содержащий радон.

Рис. 3. Система координат для взятия образцов. а) почвенная поверхность. б) почвенный образец. с) источник радона. (место разбитой Rn — ампулы).

Рис. 4. Диффузия в зависимости от содержания влаги в почве.

Рис. 5. Величина интенсивности излучения в песчаной почве грубого сложения в зависимости от x² на месте опыта № 1.

Рис. 6. Величина интенсивности излучения в песчаной почве умеренно-тонкого сложения в зависимости от x^2 на месте опыта № 2.

Рис. 7. Величина интенсивности излучения в песчаной почве средне-тонкого сложения в зависимости от x^2 на месте опыта № 3.

Рис. 8. Величина интенсивности излучения в сильно солонцеватой луговой почве очень тонкого сложения в зависимости от x^2 на месте опыта № 4.

Рис. 9. Величина интенсивности излучения в чрезвычайно тонкого сложения среднем и корковом луговом солонце в зависимости от x^2 на месте опытов № 5 и 6.