

A Magyar Alföld szikes talajainak hidraulikus vezetőképessége

VÁRALLYAY GYÖRGY

MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete, Budapest

A vízzel telített talaj egységnyi keresztmetszetén, egységnyi mozgatóerő (hidrosztatikus nyomáskülönbség) hatására, időegység alatt átszivárgó folyadék mennyisége a talaj hidraulikus vezetőképessége. Jele: K . Dimenziója: cm/nap vagy cm/óra.

Olyan eset, amikor a folyadékfázis a talaj szilárd fázisának pórusait teljes mértékben kitölti a talajvízszint alatti rétegek kivételével viszonylag ritkán fordul elő: tartós elárasztás, vízborítás esetén, a talajszelvény pangóvizes rétegeiben, stb. Ilyen esetekben közvetlenül van szükség a hidraulikus vezetőképesség K -értékeire. Így pl. a talajvízháztartás pontosabb megismeréséhez, a talajvíz oldalról, illetve alulról történő utánpótlódása, illetve horizontális áramlása lehetőségeinek megállapításához, pangottságának értékeléséhez, betöményedési lehetőségeinek, sófelhalmozó és szikesítő hatásának elbírálásához, továbbá a közvetlen gyakorlat számára is, pl. az árasztásos öntözés vízszükségletének tervezéséhez, az öntözőcsatornák szivárgási veszteségeinek megállapításához, drénrendszerek szükségességének elbírálásához, tervezéséhez, méretezéséhez, stb. Szikes talajok meliorációjánál, különösen az ún. *limosásos* szikjavításnál, ugyancsak szükséges a talaj hidraulikus vezetőképességének, illetve annak várható változásának ismerete.

Ezen túlmenően a hidraulikus vezetőképesség — mint egy pontosan definiált fizikai paraméter — jó lehetőséget nyújt a talaj fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságainak jellemzésére akkor is, ha természetes viszonyok között a szóbanforgó talaj, vagy talajréteg vízzel nem telített. Érzékenyen jelzi a talaj szerkezeti állapotát, a szerkezet vízzel szembeni ellenállóságát, a pórusviszonyokat, a beszivárgás lehetőségeit, stb. Emiatt jól felhasználható egyes talajképződési folyamatok és mesterséges beavatkozások (talajművelés, talajjavítás, öntözés, stb.) talajfizikai hatásának indikálására.

Alapul szolgál a K -érték a vízzel telítetlen talajrétegek kapilláris vízvezető-képességének meghatározásához is, hisz annak lehetséges maximumát képezi. Míg ugyanis vízzel telített talajban valamennyi pórus részt vehet a víz vezetésében, addig vízzel telítetlen talajban csak az adott tenzió mellett vízzel telt pórusok. Így a K -érték a talajvízből történő szikesedés feltételeinek megállapításához, a kritikus talajvízszint meghatározásához is kiindulópontot nyújt.

A téma sokoldalú fontosságának megfelelően annak nemzetközi szakirodalma igen gazdag, s különösen az utóbbi években tanúskodik gyors és széleskörű fejlődésről. A kétfázisú (szilárd-folyadék) rendszerekben végbemenő

folyadékmozgás alapvető összefüggését először DARCY fogalmazta meg 1856-ban [4]. A DARCY-törvény azóta is alapja a vízzel telített porózus anyag-rendszerekben történő vízmozgást leíró hidraulikai számításoknak, fizikai és matematikai modelleknek [18, 33], bár azt többen módosították, finomították, meghatározták érvényességi körét, alkalmazhatóságának feltételeit. Többen, így ZUNKER [45], CHILDS és COLLIS-GEORGE [3], MILLINGTON és QUIRK [28, 29] különböző porózus modellanyagokon állapították meg a folyadékmozgás alapvető törvényszerűségeit és ezeket az összefüggéseket alkalmazták talajokra is, figyelembe véve azok pórusainak méret szerinti megoszlását. MARSHALL [22] és STAKMAN [39] pl. ennek alapján közöl számítást a hidraulikus és kapilláris vezetőképesség meghatározására. Természetesen ezek a számítások talajokra csak bizonyos ideális körülmények között (izotrop szemcsék, változatlan fizikai állapot, stb.) nyújtanak reális képet akkor, ha az áramló folyadék H_2O képlettel valóban jellemezhető tiszta víz és hatására nem következnek be közvetlen, vagy közvetett változások a pórusviszonyokban. Újabban — mint erről GREEN és COREY [13], illetve KUNZE, UEHARA és GRAHAM [19] közleményei beszámolnak — a komputer-technika egyre több tényező hatásának figyelembevételére nyújt lehetőséget. LAGERWERFF, NAKAYAMA és FRERE [20], valamint LUTZ és KEMPER [21] pl. a duzzadás szerepét közelíti meg matematikai modelljeiben.

A kutatások igen nagy hányada irányul a talajok hidraulikus vezetőképességét befolyásoló egyes tényezők hatásának megállapítására, hatásmechanizmusának tisztázására. Minden olyan tényező, amely a pórusok térfogatának, méret szerinti megoszlásának, alakjának, elrendeződésének megváltozását eredményezi befolyásolja a talaj hidraulikus vezetőképességét is. Ezek közül a talaj mechanikai és ásványi összetétele, makro- és mikro-szerkezete, kicserélhető kationjainak összetétele, valamint a folyadékfázis koncentrációja és kémiai összetétele a legfontosabbak. A tényezők integrált összehatásából nehéz egyes tényezők parciális hatásának kiszűrése, azért ez utóbbit főként olyan modellkísérletekben tanulmányozták, amelyekben csak egy-két változó szerepel. Különösen gazdag a kicserélhető kationok összetételének, a talaj Na^+ -telítettségének, valamint a szivárgó elektrolitok koncentrációjának és kémiai összetételének hatására vonatkozó szakirodalom. Egyrészt azért, mert e tényezők hatása kétségtelenül a legjelentősebb, másrészt azért, mert a feltárt összefüggéseknek fontos gyakorlati vetülete van a szikjavítás és öntözés terén. HARRIS [15], KELLEY [16], FIREMAN [10], FIREMAN és BODMAN [2, 11] épp ilyen vonatkozásban végezték az első modellkísérleteket és ezzel párhuzamosan szabadföldi vizsgálatokat. Azóta igen sok ez irányú szabatos modellkísérlet eredményeiről számolnak be a szerzők, így QUIRK és SCHOFIELD [35], REEVE és TAMADDONI [36], MCNEAL és COLEMAN [24], VAN SCHAIK [38], MCNEAL, LAYFIELD, NORWELL és RHODES [25], TSEN-TUO CHEN [40], WALDRON és CONSTANTIN [42, 43], NAGHSHINEH-POUR, KUNZE és CARSON [32], MOUSTAFA, ABDALLA és ZEIN EL-ABEDINE [30, 31]. Megállapításaik röviden abban összegezhetők, hogy a kicserélhető Na^+ -tartalom növekedésével, a folyadékfázis SAR-értékének (nátrium ad-

szorpciós arány: $\frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2}}}$ mgeé/liter) növekedésével, elektrolitkon-

centrációjának csökkenésével a talajok hidraulikus vezetőképessége csök-

ken. A csökkenés alapvető oka a víz vezetésére elsősorban alkalmas makropórusok mennyiségének csökkenése. Ezt okozhatja egyszerűen a talajszerkezet leromlása, a szerkezeti elemek szétesése, a pórusok mozgó agyagrészecskék általi eltömődése, de okozhatja a duzzadás, deflokkuláció, hidratáció-fokozódás, peptizáció, diszpergálódás is. Ez utóbbi jelenségek bizonyos Na^+ -telítettség mellett, az elektrolitkoncentráció bizonyos mértékű csökkenése esetén feltétlenül bekövetkeznek. Hogy mikor és milyen mértékben, az a talaj mechanikai és agyagásvány összetételétől, a talaj szerkezeti állapotától függ. QUIRK és SCHOFIELD [35] megállapítják, hogy ez a „küszöb-koncentráció” függ az elektrolit ionösszetételétől és a talajra jellemző tulajdonság. MCNEAL és COLEMAN [24] szerint különösen a 2 : 1 szilikátrácsú agyagásványokat, elsősorban montmorillonitot tartalmazó talajok hidraulikus vezetőképessége függ érzékenyen a fenti tényezőktől, a kaolinitot és sok amorf anyagot tartalmazó talajoké kevésbé. Erre utalnak MCNEAL, LAYFIELD, NORWELL és RHODES [25], NAGHSHINEH-POUR, KUNZE és CARSON [32], valamint TSEN-TUO CHEN [40] is. EMERSON [8, 9] a talaj szerkezeti állapotának jellemzésére alkalmazza a Na^+ -al előzetesen telített talajok egyre hígabb elektrolitok hatására bekövetkező hidraulikus vezetőképesség csökkenését. Az összefüggések pontos számszerű ismerete lehetőséget nyújt a talaj várható hidraulikus vezetőképességének előrejelzésére, amelyet MCNEAL [23], LAGERWERFF, NAKAYAMA és FRERE [20], valamint GREEN és COREY [13] közölnek korszerű kalkulációs módszereket.

A szikes talajok javításának egyik kulcskérdése megfelelő vízáteresztőképesség fenntartása a javítás időtartama alatt, amely különösen szódás szikesedés esetén jelent igen nehezen megoldható feladatot, hisz e nagy Na^+ -telítettségű talajok hidraulikus vezetőképessége az elektrolitkoncentráció csökkenésével igen leromolhat. Fenti elméleti kutatások ezért fontos gyakorlati következtetések levonását, sőt gyakorlati meliorációs módszerek kidolgozását tették lehetővé.

Az elméleti kutatásokat jól egészítik ki egyes területekre, illetve talajokra közölt K -értékek. Így VAN SCHAIK [38] kanadai szolonyeces glaciális hordalék-talajokra, HAMDI, MITWALLY és GUINDI [14] egyiptomi öntéstalajokra, ROWELL PAYNE és AHMAD [37] sós és szikes talajokra, NAGHSHINEH-POUR, KUNZE és CARSON [32] texasi talajokra, FRAZEE, ODELL és FEHRENBACHER [12] illionis-i szolonyeces talajokra közöl adatokat.

Sajnos hazai szikes talajaink — sőt általában talajaink — hidraulikus vezetőképességére vonatkozóan eddig alig álltak adatok rendelkezésre [21/a]. A mérnöki-hidraulika ugyan rutinszerűen használja a K -értékeket az építészeti, vízépitési és talajmechanikai gyakorlatban [17], azonban ezen adatok főként nem talajokra vonatkoznak, talajtani interpretációjuk pedig szinte teljesen hiányzik. A hazai talajtani gyakorlatban a talajok vízáteresztőképességének jellemzésére általánosan használt laboratóriumi módszerek kis K -értékek meghatározását nem teszik lehetővé. A gyakorlati szempontból alapvetően fontos adatokat szolgáltató helyszíni *csöves* és *keretes* módszerek pedig együttesen mérik a talaj víznyelő- és vízáteresztőképességét és a két jellegzetes paraméter számszerű értékei még a beszivárgási görbe megfelelő interpretálásával sem, vagy csak nehezen állapíthatók meg.

Vizsgálataink célja azért az volt, hogy adatokat szolgáltatassunk a Magyar Alföld jellegzetes szikes talajainak hidraulikus vezetőképességére vonatkozóan és elemezzük a K -értékeknek, illetve azok időbeni változásának összefüggéseit az egyes talajtulajdonságokkal, illetve azok változásával.

Vizsgálati anyag és módszer

Vizsgálataink céljára 6 talajszelvényt választottunk ki úgy, hogy azok megfelelően jellemezzék főbb hazaiszikes talajtípusainkat, ugyanakkor viszonylag kis területen belül, hasonló természetföldrajzi környezetben helyezkedjenek el. Ennek megfelelően 3 talajszelvényt a Dunavölgyben (Csepel-Solti síkság), 3 talajszelvényt pedig a Tiszántúlon (Hortobágy) tártunk fel, ösgvep-pel borított területen:

- M-11 szelvény:* Szolonsák, karbonátos Duna-öntés alapkőzeten (Apaj)
- M-12 szelvény:* Szolonsák-szolonyec, karbonátos Duna-öntés alapkőzeten (Kun-szentmiklós)
- M-13 szelvény:* Szolonsákos, karbonátos kérges réti szolonyec, karbonátos Duna-öntés alapkőzeten (Dömsöd)
- M-14 szelvény:* Kérges réti szolonyec, löszszerű karbonátos agyagon (Püspökladány)
- M-15 szelvény:* Sztyeppesedő mély réti szolonyec, löszszerű karbonátos agyagon (Püspökladány)
- M-16 szelvény:* Mélyben szolonyeces réti talaj, karbonátos löszszerű agyagon (Püspökladány)

A talajszelvények genetikai szintjeinek elhelyezkedését és a mintavétel mélységét az 1. táblázatban tüntettük fel, a talajok kémhatásviszonyainak, CaCO_3 -, összes só- és humusztartalmának adataival együtt. A vizsgált talajok mechanikai összetételét Robinson—Kacsinszkij módszerével határoztuk meg és a 2. táblázatban közöljük. A 3. táblázatban a talajok 1 : 5 arányú vizes kivonatának elemzési eredményeit foglaltuk össze. A 4. táblázat a talajok adszorpciós viszonyaira vonatkozó adatainkat tartalmazza. A kicserélhető Na^+ meghatározása 1 : 10 arányú talajszuszpenzióból történt ^{24}Na -izotóp-hígításos módszerrel. A T-érték meghatározását CaCl_2 -l telített talajokból végeztük ^{45}Ca izotóp jelzéssel. A vizsgált talajok ásványtani és mikroásványtani összetételéről DARAB, REMÉNYINÉ és SZENDREI külön közleményben számol be.

A hidraulikus vezetőképesség laboratóriumi meghatározása nagyobb *K*-értékek esetén az un. *állandó víznyomás* (constant head) módszerrel, kisebb értékek esetén az un. *csökkenő víznyomás* (falling head) módszerrel történhet [10, 17, 26, 27, 41, 44]. Igen kis *K*-értékek gyors és pontos mérésére DOERING és DECKER [6] finom cseppszámláló berendezést, NIGHTIGALE és BIANCHI [34] pedig különleges feszültségmérő műszert szerkesztett.

Vizsgálataink céljára amerikai [26] és holland (WIT [44]) tapasztalatok alapján 2 berendezést szerkesztettünk.

Az állandó víznyomás módszerével működő berendezés vázlatát mutatjuk be az 1. ábrán. A meghatározott átmérőjű, magasságú és űrtartalmú (esetünkben: $20 \text{ cm}^2 \cdot 5 \text{ cm} = 100 \text{ cm}^3$) fém betéthengerben levő bolygatott, vagy bolygatatlan szerkezetű talajminta itt — megfelelő gumitömítéses csőtoldással — egy olyan edénybe merül, amelynek nagy pontossággal ($\pm 0,5 \text{ mm}$) stabilizálható vízszintje 3—4 cm-rel van magasabban a talajminta felszínénél. A talajminta felett egy szivornya ugyancsak állandó, de a külsőnél *M*-értékkel alacsonyabb vízszintet biztosít. A szivornyán időegység alatt eltávozó víz

1. táblázat
A talajok alapvizsgálatai adatai

(1) Szelvény száma	(2) Genetikai szint		(3) Mintavétel mélysége cm	(4) pH a kísérlet		CaCO ₃ %	(5) Térigotagsúly a kísérlet		(6) Összes só % a kísérlet		(7) Humusz %
	jele	cm		kezde- tén	vé- gén		kezdetén	végén	kez- detén	végén	
M-11	1	0-4	0-4	9,1	9,2	9,6	1,36	0,98	0,20	0,01	1,25
	2	4-16	4-16	9,0	9,2	13,3	1,33	1,09	0,45	0,06	0,79
	3	16-29	16-29	8,9	9,1	20,1	1,31	1,07	0,17	0,09	0,60
	4	29-55	29-41	8,8	9,0	35,4	1,28	1,10	0,18	0,00	
			41-55	8,6	8,8	32,0	1,31	1,21	0,24	0,00	
			55-70	8,2	8,3	22,2	1,37	1,30	0,13	0,00	
M-12	5	55-90	70-90	8,3	8,6	20,6	1,37	1,30	0,11	0,00	
	6	90-125	90-110	8,2	8,5	28,2	1,32	1,28	0,17	0,00	
			110-125	8,3	8,3	15,1	1,49	1,40	0,08	0,00	
	A	0-3	0-3	7,9	8,4	13,6	0,98	1,02	0,10	0,02	3,97
	B ₁	3-14	3-14	8,9	9,2	17,8	1,17	1,01	0,28	0,10	1,47
	B ₂	14-26	14-26	9,0	9,2	16,3	1,20	1,02	0,60	0,12	0,80
M-13	B ₃	26-52	26-39	9,2	9,2	18,8	1,35	1,10	0,55	0,09	0,70
			39-52	9,0	9,2	28,1	1,30	1,12	0,40	0,04	0,60
	B _k	52-67	52-67	8,8	9,1	43,9	1,28	1,16	0,28	0,04	0,60
	C ₁	67-87	67-87	8,6	9,0	39,1	1,28	1,18	0,19	0,03	
	C ₂	87-125	87-105	8,3	8,9	21,2	1,18	1,10	0,13	0,02	
			105-125	8,3	8,7	31,1	1,13	1,10	0,12	0,00	
M-14	A	0-3	0-3	7,9	8,3	11,1	1,07	1,10	0,17	0,03	4,52
	B ₁	3-14	3-14	9,0	9,2	16,5	1,27	1,05	0,52	0,16	2,48
	B ₂	14-27	14-27	9,2	9,4	38,3	1,13	0,96	0,80	0,14	1,22
	B ₃	27-37	27-37	9,4	9,4	55,3	1,13	0,98	0,75	0,05	0,84
	B _k	37-51	37-51	9,0	9,1	51,5	1,15	1,01	0,46	0,04	0,60
	C ₁	51-66	51-66	9,1	9,4	35,5	1,21	1,06	0,26	0,03	
M-15	C ₂	66-105	66-86	9,0	9,2	24,5	1,17	1,06	0,21	0,01	
			86-105	9,2	9,3	22,5	1,14	1,07	0,19	0,00	
	C ₃	105-125	105-125	8,6	9,0	30,6	1,15	1,10	0,17	0,00	
	A	0-3	0-3	5,6	6,2	-	0,73	0,98	0,06	0,02	5,87
	B ₁	3-15	3-15	7,9	8,0	-	1,27	1,05	0,27	0,18	2,22
	B ₂	15-55	15-25	8,3	8,2	-	1,27	0,92	0,51	0,18	1,53
M-16			25-38	8,7	8,9	-	1,27	0,89	0,75	0,30	1,52
			38-55	9,0	9,1	2,5	1,30	0,98	0,75	0,23	1,14
	BC	55-79	55-66	8,7	9,3	14,3	1,24	0,97	0,74	0,16	
			66-79	9,1	9,1	17,7	1,23	1,01	0,47	0,17	
	C	79-125	79-100	9,1	9,3	14,0	1,23	0,98	0,38	0,16	
			100-125	9,1	9,4	13,0	1,23	0,98	0,29	0,14	
M-17	A	0-21	0-10	6,0	6,5	-	1,00	1,03	0,04	0,02	5,10
			10-21	6,2	6,5	-	0,97	1,23	0,07	0,02	3,19
	B ₁	21-35	21-35	7,9	8,2	-	1,24	1,16	0,20	0,10	2,86
	B ₂	35-60	35-47	8,8	8,8	-	1,25	0,99	0,35	0,15	2,71
			47-60	8,5	8,8	-	1,27	0,99	0,43	0,14	2,39
	BC	60-83	60-70	9,0	9,0	3,5	1,25	1,01	0,41	0,13	
M-18			70-83	8,9	9,6	11,7	1,23	1,17	0,45	0,09	
	C	83-125	83-103	8,9	9,5	18,5	1,25	1,13	0,37	0,08	
			103-125	8,9	9,3	17,3	1,23	1,11	0,24	0,07	
	A	0-20	0-10	6,7	7,3	-	1,10	1,02	0,03	0,02	2,30
			10-20	6,8	7,5	-	1,13	1,05	0,03	0,02	1,64
	B ₁	20-50	20-35	8,2	8,1	2,5	1,23	1,08	0,10	0,05	1,76
M-19			35-50	8,4	8,5	5,1	1,29	1,20	0,14	0,05	1,31
	B ₂	50-65	50-65	8,7	8,8	13,4	1,26	1,20	0,07	0,04	0,57
	C ₁	65-100	65-80	8,9	9,1	20,0	1,29	1,26	0,09	0,03	
			80-100	8,9	9,3	21,0	1,26	1,24	0,09	0,02	
	C ₂	100-125	100-125	8,9	9,2	20,2	1,29	1,26	0,09	0,01	

2. táblázat

A vizsgált talajok mechanikai összetétele %-ban

(1) Szelvény száma	(2) Mintavétel mélysége cm	(3) Sósavas vesztés %	(4) Mechanikai frakció mm-ben						(5) Fizikai	
			1—0,25	0,25— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	0,005— 0,001	<0,001	homok	agyag
M-11	0—4	10,73	12,00	52,36	13,80	2,62	4,52	3,97	78,16	11,11
	4—16	15,52	9,61	39,58	12,65	3,14	5,57	13,93	61,84	22,64
	16—29	21,80	6,11	36,18	11,10	2,73	7,63	14,45	53,39	24,81
	29—41	35,55	6,26	30,69	8,31	3,00	6,62	9,57	45,26	19,19
	41—55	34,00	6,34	40,08	7,52	1,89	3,01	7,16	53,94	12,06
	55—70	22,71	8,75	58,17	4,15	0,38	2,11	3,73	71,07	6,22
	70—90	21,23	11,01	56,97	5,39	0,31	3,22	1,87	73,37	5,40
	90—100	28,33	12,31	42,93	9,29	2,30	3,38	1,46	64,53	7,14
100—125	15,01	44,99	35,34	2,75	0,00	1,11	0,80	83,08	1,91	
M-12	0—3	16,17	1,74	38,41	16,66	7,14	8,74	11,14	56,81	27,02
	3—14	22,02	0,30	5,27	27,52	15,06	14,09	15,74	33,09	44,89
	14—26	18,23	0,29	16,21	24,99	10,64	7,90	21,74	41,49	40,28
	26—39	21,35	0,18	10,08	22,57	8,65	13,35	23,82	32,83	45,82
	39—52	29,00	0,17	10,87	20,81	7,33	10,73	21,09	21,85	39,15
	52—67	44,78	0,07	8,25	19,18	5,32	6,58	15,82	27,50	27,72
	67—87	39,59	0,06	16,39	25,29	3,93	4,74	10,00	41,74	18,67
	87—105	21,78	0,05	47,03	19,34	1,65	1,96	8,19	66,42	11,80
105—125	31,79	0,05	30,47	27,03	1,43	3,99	5,24	57,55	10,66	
M-13	0—3	13,08	1,62	15,96	35,48	13,75	8,88	11,23	53,06	33,86
	3—14	18,27	0,17	15,36	37,05	1,81	8,98	18,36	52,58	29,15
	14—27	39,17	0,03	11,08	20,11	5,36	7,66	16,59	31,22	29,61
	27—37	56,34	0,02	5,73	14,78	5,62	5,56	11,95	20,53	23,12
	37—55	52,26	0,00	6,91	19,72	4,72	5,54	10,85	26,63	21,11
	55—66	35,82	0,00	7,61	34,82	9,45	2,65	9,65	42,43	21,75
	66—86	24,41	0,00	22,64	36,62	5,42	3,33	7,58	69,26	16,33
	86—105	24,61	0,00	27,49	35,67	3,94	1,84	6,45	63,16	12,23
105—125	30,68	0,00	16,34	38,84	4,17	4,41	5,56	55,18	14,14	
M-14	0—3	1,49	0,83	15,07	48,96	10,08	11,65	11,92	64,86	33,65
	3—15	2,10	1,44	4,08	37,74	9,29	11,54	33,81	43,26	54,64
	15—25	2,34	0,55	3,43	32,30	9,02	11,71	40,65	36,28	61,38
	25—38	2,14	0,15	2,63	31,27	7,85	10,29	45,40	34,05	63,54
	38—55	2,94	0,01	2,14	32,86	9,69	11,12	41,24	35,01	62,05
	55—66	15,02	0,01	4,15	29,31	8,44	10,55	32,52	33,47	51,51
	66—79	18,36	0,06	4,08	28,83	8,42	9,00	31,25	32,97	48,67
	79—100	16,00	0,05	3,53	32,74	10,61	7,65	29,42	36,32	47,68
100—125	15,39	0,12	2,76	34,85	9,56	11,79	25,53	37,73	46,88	
M-15	0—10	2,47	0,61	9,80	43,97	8,88	9,76	24,51	54,38	43,15
	10—21	2,33	0,57	7,26	45,69	9,91	8,90	25,34	53,52	44,15
	21—35	3,87	0,77	2,80	38,95	8,45	7,90	37,26	42,52	53,61
	35—47	4,81	0,24	1,81	32,61	7,99	9,20	43,34	34,66	60,53
	47—60	4,20	0,08	0,03	35,89	7,40	9,61	42,79	36,00	59,80
	60—70	7,11	0,13	4,69	32,16	7,59	10,49	37,83	36,98	55,91
	70—83	15,14	0,10	2,05	32,70	5,73	11,04	33,24	34,85	50,01
	83—103	20,91	0,05	2,26	30,99	7,49	7,61	30,69	33,30	45,79
103—125	19,84	0,05	1,24	34,65	4,49	8,64	31,09	35,94	44,22	
M-16	0—10	1,94	0,17	30,16	32,82	4,04	6,90	23,97	63,15	34,91
	10—20	2,34	0,04	29,25	31,49	5,74	6,98	24,16	60,78	36,88
	20—35	4,59	0,00	24,20	28,42	5,30	7,78	29,21	52,62	42,73
	35—50	7,65	0,00	26,65	27,53	4,25	6,48	27,44	54,18	38,17
	50—65	15,98	0,00	23,64	27,16	4,62	4,11	24,49	50,80	33,22
	65—80	22,90	0,00	20,39	27,06	3,68	6,78	19,10	47,45	29,56
	80—100	22,80	0,00	22,61	25,44	4,24	5,29	19,62	48,05	29,15
	100—125	20,84	0,00	23,98	25,88	4,51	4,20	20,59	49,86	29,30

mennyiségéből (Q), a talaj hidraulikus vezetőképessége (K) a következő összefüggés alapján számítható:

$$K = \frac{Q \cdot L}{\Delta h \cdot r^2 \pi} \quad (1)$$

ahol: K = vízzel telített talaj hidraulikus vezetőképessége (cm/nap)

Q = szivornyán keresztül eltávozó vízmennyiség (cm³/nap)

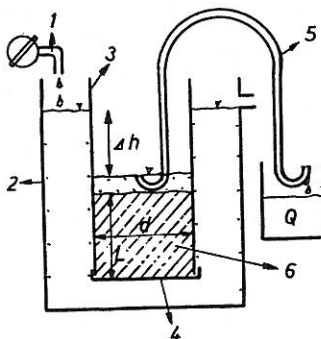
L = a minta hossza (cm)

Δh = külső és belső vízszint különbsége (cm)

$r^2 \pi$ = a minta keresztmetszete (cm²).

A nagyobb hidraulikus vezetőképességű ($K > 15$ cm/nap) talajok vizsgálatára alkalmas berendezés sorozatvizsgálatokra is kitűnően alkalmas, hisz 40–50 mintatartó henger is belehelyezhető egy célszerűen kiképzett kádba, a külső és belső vízszint (illetve azok különbsége) pedig egy elektromos érintkezés és noniuszkála segítségével tized mm pontossággal meghatározható.

Kis K -értékek meghatározására csökkenő víznyomás módszerével működő berendezést szerkesztettünk, amelynek vázlatát a 2. ábrán mutatjuk be. A vizsgálandó talajminta itt is a betéthengerbe kerül, amelynek gumitömítéses csőtoldása is hasonló mint az előbbi módszerénél. A fém toldalékcső felső végébe tömítő gumidugón keresztül hosszú üvegcső illeszthető — cserélhetően. A cső hossza és átmérője a vizsgált talaj hidraulikus vezetőképességének megfelelően változtatható. Mérés kezdetén az előzetesen vízzel telített talajmintát tartalmazó betéthengert összeillesztjük a toldalékcsővel, majd a toldalékcsővet és az üvegcsövet levegőbuborékmentesen feltöltjük vízzel és 1–2 cm-nyire egy állandó vízszintű kádba merítjük, amelyben a vízszintet egy szivornya nagy pontossággal stabilizálja és vezeti el a talajon átszivárgott vizet az edényből. Milliméter pontossággal mérjük a kád vízszintjének, illetve a vízadagolócső vízszintjének különbségét, illetve ennek időegység alatti változása



1. ábra

A talajok hidraulikus vezetőképességének laboratóriumi meghatározása (állandó víznyomás módszere). (1) Vízcsap. (2) Állandó vízszintű edény. (3) Betéthenger és toldalékcső gumitömítéssel. (4) Műanyagcső. (5) Szivornya. (6) Talajminta

3. táblázat

A vizsgált talajok 1 : 5 arányú vizes kivonatának elemzési eredményei

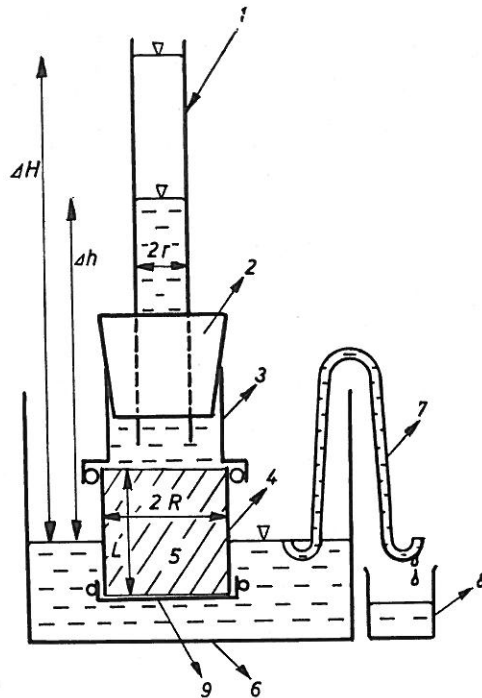
(1) Szel- vény száma	(2) Mintavétel mélysége cm	EC mmhos/ cm	(3)		CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺
			Száraz	Izzítási							
			maradék %		mgé./100 g talaj						
M-11	0-4	2,28	1,18	0,57	4,14	1,72	1,69	4,20	0,30	0,97	10,65
	4-16	1,16	0,45	0,26	2,16	1,50	1,32	0,45	0,20	0,06	5,39
	16-29	0,62	0,26	0,11	1,18	1,15	0,53	0,12	0,04	0,04	2,91
	29-41	0,65	0,28	0,15	0,49	0,99	0,29	1,23	0,16	0,14	2,78
	41-55	0,81	0,29	0,23	0,04	0,56	0,26	2,88	1,12	0,10	2,65
	55-70	0,57	0,21	0,13	0,33	0,42	0,55	1,44	0,40	0,21	2,09
	70-90	0,43	0,19	0,09	0,72	0,66	0,36	0,15	0,04	0,04	1,96
	90-110	0,52	0,22	0,09	1,05	0,63	0,31	0,61	0,36	0,12	2,17
110-125	0,25	0,12	0,05	0,66	0,38	0,24	0,09	0,02	0,02	1,30	
M-12	0-3	0,44	0,17	0,09	0,08	0,96	0,35	0,46	0,34	0,36	1,35
	3-14	0,93	0,36	0,27	0,13	2,87	1,24	0,39	0,05	0,05	4,43
	14-26	1,39	0,60	0,35	1,77	3,71	1,30	0,56	0,25	0,07	7,43
	26-39	1,48	0,56	0,34	1,96	1,27	0,96	2,86	0,36	0,16	7,04
	39-52	1,42	0,50	0,40	0,13	1,13	0,90	4,31	1,12	0,06	5,48
	52-67	1,11	0,38	0,28	0,55	1,21	0,90	2,20	0,08	0,12	4,48
	67-87	0,80	0,27	0,18	0,21	0,76	0,64	1,74	0,20	0,10	3,09
	87-105	0,55	0,18	0,11	0,34	1,31	0,66	0,03	0,05	0,03	2,00
105-125	0,47	0,16	0,08	0,42	0,60	0,56	0,07	0,05	0,03	1,77	
M-13	0-3	0,57	0,22	0,11	—	1,23	0,18	1,16	1,12	0,12	1,57
	3-14	1,48	0,55	0,38	0,63	1,80	0,44	4,07	0,87	0,10	6,09
	14-27	2,28	0,89	0,58	2,53	1,72	0,62	6,03	0,59	0,08	10,17
	27-37	2,22	0,78	0,51	2,93	1,47	0,86	5,07	0,10	0,06	9,65
	37-51	1,36	0,53	0,29	1,61	1,40	0,78	2,89	0,30	0,02	6,57
	51-66	1,05	0,35	0,20	0,97	0,64	1,09	1,43	0,12	0,02	4,13
	66-86	0,80	0,32	0,16	0,85	0,88	0,48	1,12	0,06	0,02	3,39
	86-105	0,74	0,27	0,17	1,06	0,51	0,40	1,23	0,48	0,02	3,09
105-125	0,86	0,27	0,14	0,51	0,61	0,50	1,11	0,26	0,08	2,26	
M-14	0-3	0,31	0,12	0,06	—	0,15	0,13	0,65	0,16	0,08	0,83
	3-15	0,86	0,28	0,21	—	0,88	0,26	2,43	0,29	0,10	3,43
	15-25	1,60	0,53	0,44	0,08	0,43	0,29	6,32	0,40	0,18	7,22
	25-38	2,34	0,90	0,69	0,13	0,56	0,30	9,52	1,82	0,21	9,65
	38-55	2,59	0,89	0,75	0,68	1,32	1,80	8,03	2,07	0,21	10,48
	55-66	2,34	0,91	0,66	0,95	1,36	0,21	8,83	2,85	0,57	8,83
	66-79	1,85	0,75	0,44	1,52	1,21	0,15	5,11	0,87	0,10	7,57
	79-100	1,23	0,47	0,28	1,52	1,34	0,17	2,18	0,08	0,10	5,30
100-125	0,92	0,38	0,20	1,35	1,44	0,25	1,26	0,06	0,06	4,17	
M-15	0-10	0,09	0,07	0,03	—	0,16	0,14	0,04	0,08	0,06	0,30
	10-21	0,17	0,10	0,06	—	0,38	0,24	0,05	0,07	0,05	0,70
	21-35	0,56	0,21	0,13	—	0,57	0,82	0,74	0,09	0,06	2,26
	35-47	1,17	0,39	0,28	0,13	0,33	1,41	2,82	0,09	0,25	4,70
	47-60	1,39	0,44	0,32	0,68	0,51	1,31	3,19	0,16	0,08	5,87
	60-70	1,36	0,47	0,33	0,08	1,72	1,17	2,72	0,08	0,07	5,96
	70-83	1,46	0,48	0,34	0,25	1,90	1,36	2,71	0,15	0,05	6,39
	83-103	1,23	0,44	0,23	0,25	1,86	1,24	1,76	—	—	5,26
103-125	0,78	0,28	0,13	0,08	1,49	0,94	0,93	—	—	3,50	
M-16	0-10	0,19	0,07	0,03	—	0,57	0,07	0,05	0,18	0,13	0,41
	10-20	0,11	0,07	0,03	—	0,48	0,05	0,03	0,30	0,23	0,05
	20-35	0,41	0,15	0,11	—	0,55	0,06	1,28	1,49	0,39	0,10
	35-50	0,56	0,20	0,15	0,08	0,63	0,07	1,79	1,75	0,21	0,70
	50-65	0,26	0,11	0,05	0,08	0,97	0,08	0,09	0,03	0,07	1,09
	65-80	0,30	0,13	0,06	0,72	0,60	0,10	0,06	0,04	0,02	1,48
	80-100	0,33	0,14	0,06	0,34	1,05	0,12	0,05	0,05	0,02	1,48
	100-125	0,35	0,15	0,08	0,51	0,97	0,12	0,04	0,04	0,07	1,57

sát, amely adatok ismeretében a talaj hidraulikus vezetőképessége az alábbi összefüggés alapján számítható:

$$K = \frac{r^2\pi \cdot L}{R^2\pi \cdot \Delta t} \cdot \ln \frac{\Delta H}{\Delta h} \quad (2)$$

- ahol: K = a talaj hidraulikus vezetőképessége (cm/nap)
 $r^2\pi$ = vízadagolócső keresztmetszete (cm²)
 $R^2\pi$ = a minta keresztmetszete (cm²)
 L = a minta hossza (cm)
 Δt = a megfigyelés időtartama (nap)
 ΔH = a külső és belső vízszint különbsége a megfigyelési időszak kezdetén (mm)
 Δh = a külső és belső vízszint különbsége a megfigyelési időszak végén (mm).

Ez a berendezés is kiválóan alkalmas tömegvizsgálatokra és jól kombinálható az állandó víznyomás módszerével működő berendezéssel (betéthenger, toldalékcső, kád azonos).



2. ábra

A talajok hidraulikus vezetőképességének laboratóriumi meghatározása (csökkenő víznyomás módszere). (1) Vízadagolócső. (2) Gumidugó. (3) Toldalékcső gumitömítéssel. (4) Betéthenger. (5) Talajminta. (6) Állandó vízszintű kád. (7) Szivornya. (8) Főzőpohár. (9) Műanyagszövet

4. táblázat

A vizsgált talajok adszorpciós viszonyai

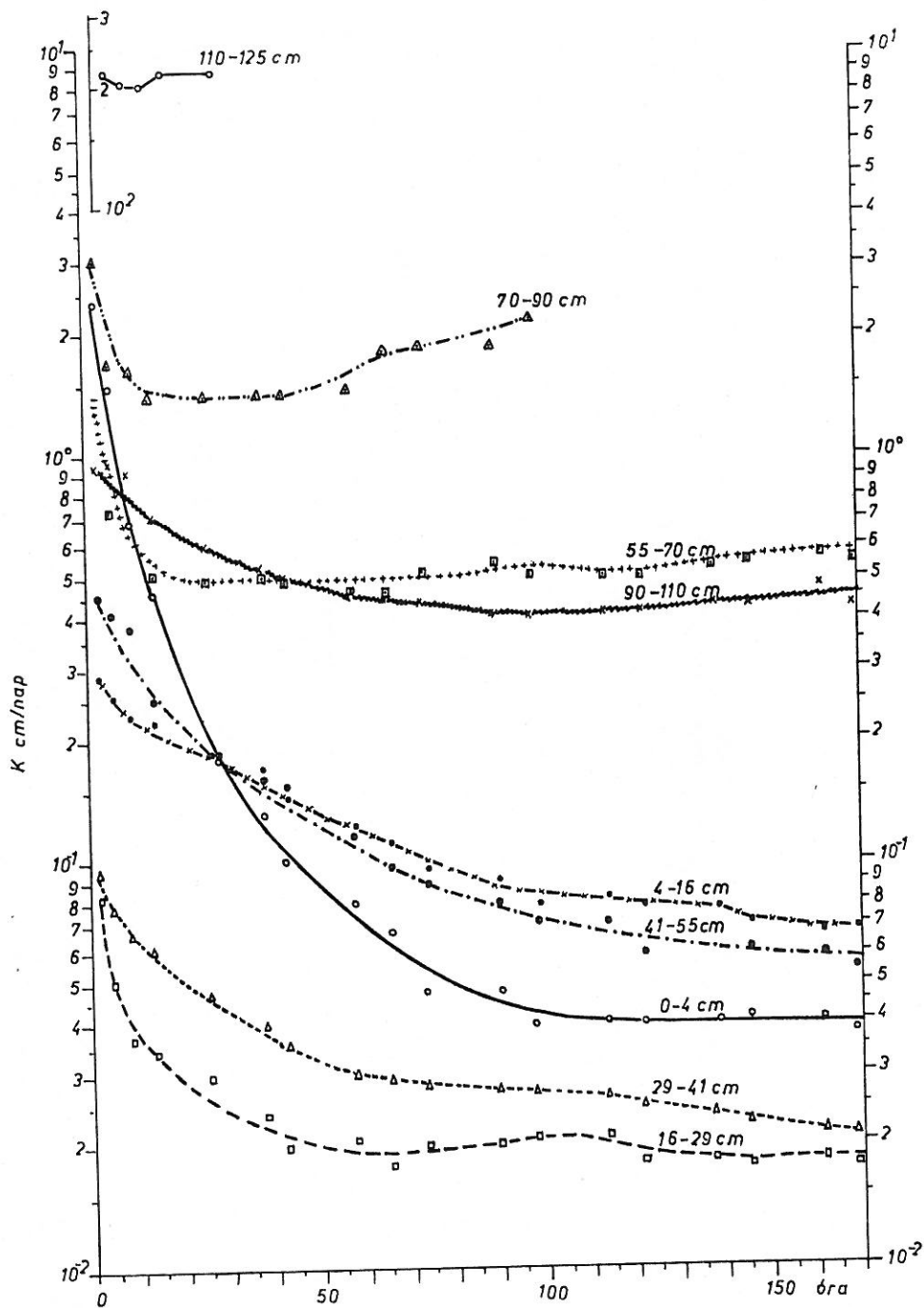
(1) Szelvény száma	(2) Mintavétel mélysége cm	(3) Kicszerélhető Na+	(4) Adszorpciós kapacitás (T)	(5) Kicszerélhető Na+ a T %-ban ESP
		mgé/100 g talaj		
M-11	0-4	5,31	11,58	45,80
	4-16	9,18	16,80	54,61
	16-29	6,24	12,45	50,11
	29-41	3,96	9,42	42,03
	41-55	3,50	7,01	49,92
M-12	0-3	1,17	18,38	6,36
	3-14	8,53	17,31	49,27
	14-26	13,33	17,06	78,15
	26-39	13,50	16,67	80,98
	39-52	11,80	17,19	68,64
M-13	0-3	0,74	17,20	4,33
	3-14	5,07	17,35	29,23
	14-27	10,00	19,67	50,83
	27-37	4,79	12,98	36,90
	37-51	5,84	8,48	68,86
M-14	0-3	1,14	8,99	12,65
	3-15	14,78	22,34	66,15
	15-25	14,10	28,52	49,43
	25-38	20,85	35,53	58,68
	38-55	13,20	24,03	54,93
M-15	0-10	1,01	15,25	6,63
	10-21	2,80	23,59	11,86
	21-35	5,53	35,48	55,58
	35-47	16,58	33,21	49,92
	47-60	10,25	30,64	33,45
M-16	0-10	0,39	19,71	1,98
	10-20	0,25	20,44	1,22
	20-35	0,11	28,63	2,38
	35-50	0,61	22,24	2,75
	50-65	0,49	21,05	2,37
	65-80	1,80	25,30	7,10

Méréseinket laboratóriumi vizsgálatokra előkészített, 2 mm-es szitán átengedett, légszáraz talajmintákon végeztük, desztillált vízzel, általában napi kétszeri leolvasással, a K -értékek stabilizálódásáig.

Jó szerkezetű talajok, művelt talajrétegek esetében jelentős különbségek adódhatnak a bolygatott és bolygatatlan szerkezetű talajminták hidraulikus vezetőképességében, s reális értékeket csak eredeti szerkezetű minták

→
3. ábra

K -értékek időbeni változása a dunavölgyi szoloncsák (M-11 szelvény) szelvényének egyes szintjeiben. Függőleges tengely: K = cm/nap. Vízszintes tengely: megfigyelés ideje óra



5. táblázat

Dunavölgyi szikes talajok hidraulikus vezetőképessége
K = cm/nap

(1) Megfigyelés időpontja óra	(2) Mintavétel mélysége cm								
	0-4	4-16	16-29	29-41	41-55	55-70	70-90	90-110	110-125

a) M-11 Szolonsák

0-2	2,4	0,30	0,085	0,097	0,46	1,4	3,1	0,96	212
2-5	1,5	0,27	0,053	0,078	0,43	0,75	1,8	0,97	204
5-9	0,70	0,24	0,037	0,070	0,40	0,73	1,7	0,93	201
9-14	0,47	0,23	0,035	0,064	0,25	0,53	1,4	0,72	219
14-26	0,19	0,19	0,031	0,049	0,19	0,50	1,5	0,62	217
26-38	0,14	0,16	0,025	0,041	0,17	0,52	1,5	0,54	—
38-43	0,11	0,15	0,020	0,037	0,16	0,50	1,5	0,51	—
43-58	0,082	0,12	0,021	0,030	0,12	0,49	1,5	0,50	—
58-66	0,069	0,11	0,018	0,030	0,10	0,48	1,9	0,46	—
66-74	0,048	0,098	0,020	0,029	0,091	0,53	1,9	0,46	—
74-90	0,049	0,093	0,021	0,028	0,081	0,56	1,9	0,43	—
90-98	0,041	0,081	0,021	0,028	0,074	0,53	2,2	0,42	—
98-114	0,043	0,083	0,022	0,027	0,074	0,52	—	0,43	—
114-122	0,042	0,080	0,019	0,026	0,061	0,52	—	0,43	—
122-138	0,043	0,079	0,019	0,025	0,069	0,55	—	0,45	—
138-146	0,045	0,074	0,018	0,024	0,063	0,57	—	0,44	—
146-162	0,044	0,068	0,019	0,022	0,061	0,60	—	0,45	—
162-170	0,039	0,069	0,018	0,022	0,055	0,58	—	0,44	—

b) M-12 Szolonsák-szolonyec

	0-3	3-14	14-26	26-39	39-52	52-67	67-87	87-105	105-125
0-6	26	0,19	0,34	0,11	0,070	0,57	0,13	0,22	4,9
6-22	26	0,18	0,28	0,10	0,075	0,19	0,13	0,21	3,4
22-30	22	0,17	0,23	0,085	0,075	0,14	0,13	0,19	3,0
30-46	22	0,16	0,16	0,088	0,080	0,11	0,14	0,16	3,1
46-54	—	0,15	0,14	0,087	0,075	0,090	0,12	0,14	3,3
54-70	—	0,14	0,13	0,080	0,073	0,085	0,11	0,12	3,4
70-78	—	0,11	0,10	0,074	0,074	0,079	0,11	0,093	3,5
78-94	—	0,10	0,093	0,069	0,071	0,061	0,11	0,085	3,6
94-102	—	0,098	0,086	0,065	0,059	0,055	0,090	0,073	3,5

c) M-13 Karbonátos kérges réti szolonyec

	0-3	3-14	14-27	27-37	37-51	51-66	66-86	86-105	105-125
0-6	33	0,14	0,35	2,0	0,84	0,51	0,73	1,5	1,3
6-22	35	0,086	0,20	1,1	0,44	0,30	0,57	0,96	0,78
22-30	35	0,058	0,18	0,80	0,36	0,30	0,45	0,85	0,71
30-46	32	0,038	0,19	0,53	0,29	0,27	0,36	0,71	0,63
46-54	33	0,023	0,16	0,41	0,24	0,24	0,33	0,65	0,62
54-70	30	0,024	0,13	0,34	0,23	0,21	0,29	0,62	0,60
70-78	30	0,018	0,090	0,29	0,20	0,20	0,28	0,58	0,58
78-94	26	0,021	0,076	0,26	0,17	0,19	0,25	0,57	0,61
94-102	28	0,018	0,053	0,24	0,16	0,17	0,24	0,57	0,56
102-166	27	0,019	0,040	0,18	0,17	0,12	0,22	0,55	0,61
166-174	22	0,016	0,035	0,17	0,18	0,11	0,19	0,54	0,55
174-190	23	0,017	0,031	0,16	0,15	0,12	0,19	0,54	0,56
190-198	23	0,015	0,031	0,14	0,14	0,12	0,19	0,52	0,58
198-214	23	0,016	0,031	0,14	0,14	0,11	0,19	0,54	0,59
214-222	22	0,015	0,028	0,15	0,13	0,11	0,18	0,53	0,61
222-238	22	0,015	0,030	0,13	0,13	0,11	0,18	0,54	0,62

vizsgálata alapján nyerhetünk. Szikes talajoknál ezzel szemben — mint ezt FIREMAN [10] és mások is megállapítják — célszerűbb laboratóriumi vizsgálatokra előkészített minták vizsgálata. A víz hatására azonnal széteső talajszerkezet ugyanis ilyen esetben nem okoz lényegesebb különbségeket, az előkészített minta ugyanakkor jobban homogenizálható, repedések, gyökér és állatjáratok a mérést nem befolyásolják, a vizsgálati adatok szórása ennek megfelelően lényegesen csökkenthető.

A hidraulikus vezetőképesség meghatározását 3–3 párhuzamos mintán végeztük és e párhuzamos mérések átlagait vettük alapul. Több ismétlés alkalmazását, illetve azok statisztikai értékelését nem tartottuk szükségesnek, egyrészt mert a párhuzamos mérések szórása kicsi volt, másrészt mert a több nagyságrendet meghaladó különbségeknek a talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak jellemzésére történő felhasználása során nincs szükség nagyobb pontosságra.

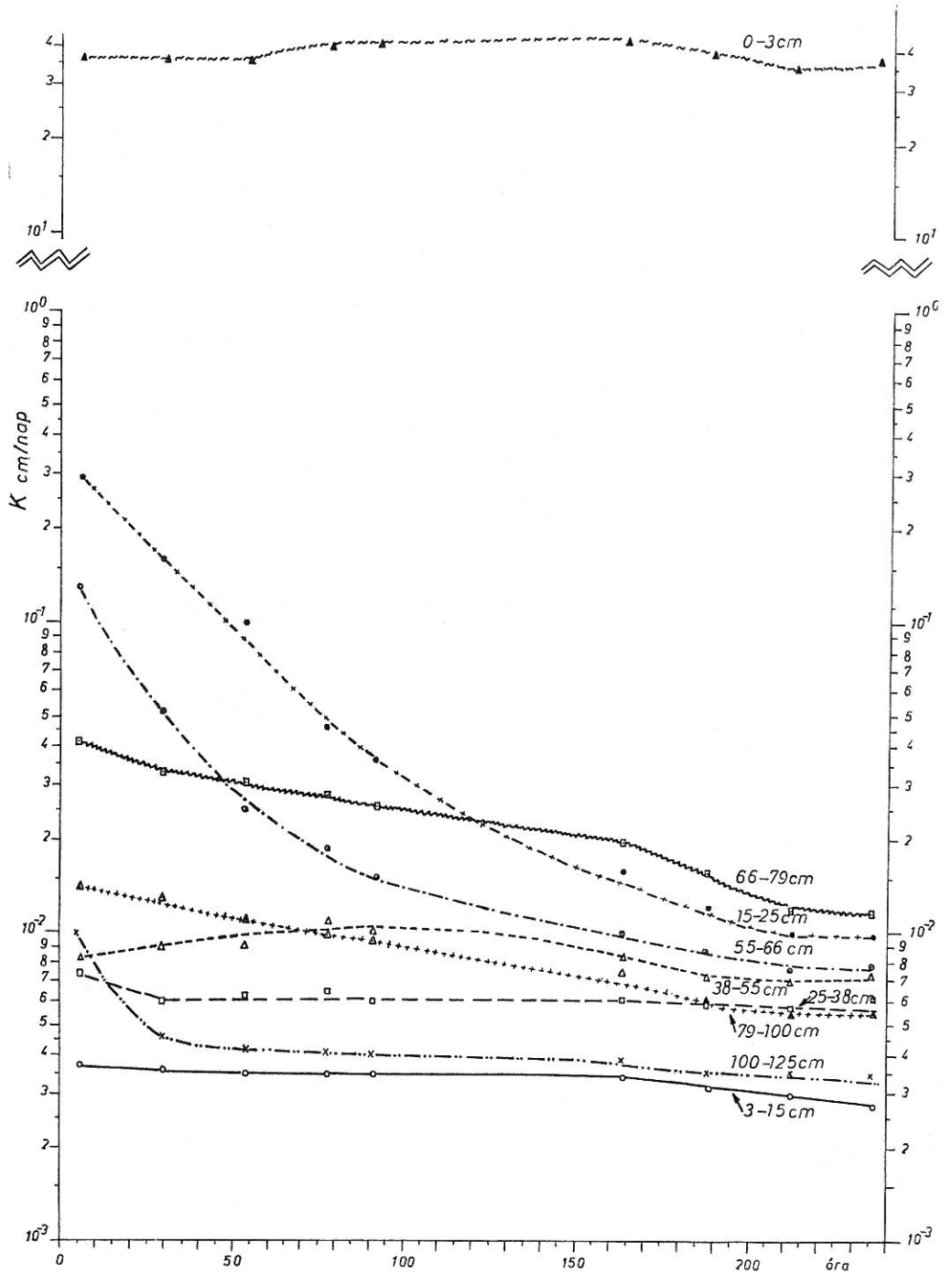
A hidraulikus vezetőképesség mellett a mérések elején és végén minden mintából meghatároztuk a talaj térfogatsúlyát, pH-ját, és összes sótartalmát is.

Vizsgálati eredmények és azok értékelése

A vizsgált talajok hidraulikus vezetőképességét, illetve a K -értékek időbeni változását az 5. (dunavölgyi talajok) és 6. (tiszántúli talajok) táblázatban közöljük. Az M-11 (szoloncsák), M-14 (kérges réti szolonyec) és M-15 (mélyben szolonyeces réti talaj) szelvények egyes szintjeire vonatkozó adatainkat a 3., 4. és 5. ábrán szemléletes diagramok formájában is bemutatjuk. E diagramokon a K -értékeket logaritmikus, az időt aritmetikus léptékben tüntettük fel. A talajok kísérlet kezdetén és végén meghatározott térfogatsúly, pH és összes sótartalom értékeit az 1. táblázat tartalmazza.

Az adatokból mindenekelőtt az tűnik szembe, hogy a vizsgált talajok hidraulikus vezetőképessége igen tág határok között változik. A dunavölgyi szoloncsák durva homok altalajában (fizikai homok és fizikai agyag aránya, $f_h : f_a = 43,8$, $>0,25$ mm-es frakció mennyisége 44%) 200–220 cm/nap, a hortobágyi kérges réti szolonyec B_1 szintjében 0,002–0,004 cm/nap K -értékeket mértünk. A K -értékek ilyen széles határok közti ingadozása jó lehetőségeket nyújt a talaj fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságainak jellemzésére, a talajok hidraulikus vezetőképesség alapján történő differenciálására. Jelentős különbségeket tapasztaltunk a K -értékekben az egyes vizsgált talajtípusok, valamint a szikes talajok szelvényének egyes genetikai szintjei között. A szikes talajok A-szintjének, valamint a mélyben szolonyeces réti talaj humuszos A és B-szintjének 25–35 (10–39) cm/nap, a réti talaj mélyebb rétegeinek 4–6 cm/nap, a dunavölgyi szikesek B-szintjének 0,14–0,19 cm/nap, mélyebb rétegeinek 0,3–1,5 (0,1–2,0) cm/nap, homokos Duna-öntés altalajának 1,3–5,0 cm/nap, a hortobágyi szikes talajok B_1 szintjének 0,002–0,05 cm/nap, nehéz mechanikai összetételű alföldi lösz altalajának 0,01–0,30 cm/nap volt a hidraulikus vezetőképessége.

A talajok hidraulikus vezetőképessége közvetlenül a porozitásviszonyoktól, a pórusok mennyiségétől, alakjától, elrendeződésétől, méret szerinti megoszlásától, főleg azonban a víz vezetésére elsősorban alkalmas durva pórusok



menyiségétől függ. Ezt viszont számos fizikai, kémiai, sőt biológiai tulajdonság befolyásolja, így a talaj mechanikai, ásványtani és mikroásványtani összetétele, makro- és mikroszerkezete, illetve annak stabilitása, mész- és humuszállapota, kémhatása, a kicserélhető kationok összetétele, elsősorban a talaj Na^+ -telítettsége, a vízdoldható sók mennyisége és kémiai összetétele, stb. Bár a mért K -értékek természetesen e tényezők integrált összehatását tükrözik, s így egyes tényezők és a hidraulikus vezetőképesség közti korrelációs összefüggések nem közvetlenül szembetűnőek, néhány általános megállapítás így is levonható:

a) Az A-szintek nagy K -értékei egyrészt azok kis Na^+ -telítettségével (4–12%), másrészt viszonylag könnyebb mechanikai összetételével (fh : fa 1,3–2,1), valamint főként gyökérmaradványokból származó nagyobb szervesanyag-tartalmával (*gyepszint*: 3,2–5,9%) vannak összefüggésben. Ennek megfelelően legnagyobb a mélyben szolonyeces réti talaj kis Na^+ -telítettségű (1,2–1,9%), könnyebb mechanikai összetételű (fh : fa 1,6–1,8) A-szintjének, legkisebb a sztyeppedő mély réti szolonyec már nehezebb mechanikai összetételű (fh : fa 1,2–1,3) és nagyobb Na^+ -telítettségű (7–12%) A-szintjének hidraulikus vezetőképessége ($K = 33$ –39, illetve 10–17 cm/nap). A kérges réti szolonyec A-szintjében a könnyebb mechanikai összetétel (fh : fa 1,92) és a sok gyökérmaradvány (szervesanyag-tartalom 5,9%) miatt még viszonylag nagy Na^+ -telítettség (12,6%) mellett is 37 cm/nap a K -érték. Bár az M-12 szelvény A-szintje könnyebb mechanikai összetételű, mint az M-13 szelvényé (fh : fa 2,1, illetve 1,6), előbbi nagyobb Na^+ -telítettsége miatt (6,3 illetve 4,3%) hidraulikus vezetőképessége kisebb mint az utóbbié ($K = 26$, illetve 33 cm/nap). Egész eltérően viselkedik a növényzettel alig fedett szoloncásák 0–4 cm-es rétege, igaz ez nem is tekinthető A-szintnek. Itt a nagy Na^+ -telítettség (45%) miatt az igen könnyű mechanikai összetétel (fh : fa 7,1) ellenére is csak 2,4 cm/nap volt a K -érték a kísérlet kezdetekor.

b) Adatainkból határozottan kitűnik, hogy a vizsgált talajok hidraulikus vezetőképessége elsősorban azok szikességének, Na^+ -telítettségének mértékétől függ. Az előbbieken kívül ezt bizonyítja, hogy a könnyebb mechanikai összetételű (fh : fa 1–13), de erősen Na^+ -telített (>40%) dunavölgyi szikes talajok hidraulikus vezetőképessége nagyságrendekkel kisebb, mint a nehezebb mechanikai összetételű (fh : fa 1,4–1,6), de kis Na^+ -telítettségű (<2,7%) hortobágyi mélyben szolonyeces réti talajé. Ez utóbbinál különösen élesen tűnik szembe, hogy a mélyebb rétegekben a kicserélhető Na^+ -tartalom növekedésével (65–80 cm: 7,1%) a K -érték nagymértékben csökken. A megfigyelt összefüggés arra utal, hogy a pórusok méret szerinti megoszlását, különösen a vízvezetés szempontjából elsősorban fontos durva pórusok mennyiségét szikes talajok esetében elsősorban a Na^+ -ionok okozta aggregátum-szétesés, hidratáció-növekedés, illetve az ezt követő *belső duzzadás*, peptizáció, diszpergálódás befolyásolja. Mivel pedig e jelenségek bizonyos agyagtartalom, illetve kicserélhető Na^+ -tartalom esetén is már a durva pórusok igen nagymértékű szűkülését, sőt teljes megszűnését eredményezik, az agyagtartalom, illetve kicserélhető Na^+ -tartalom e határon túli növekedése már nem jár együtt jelentősebb K -csökkenéssel [38]. Így az erősen Na^+ -telített

4. ábra

K -értékek időbeni változása a tiszántúli kérges réti szolonyec (M-14 szelvény) szelvényének egyes szintjeiben. Jelmagyarázat: lásd 3. ábra

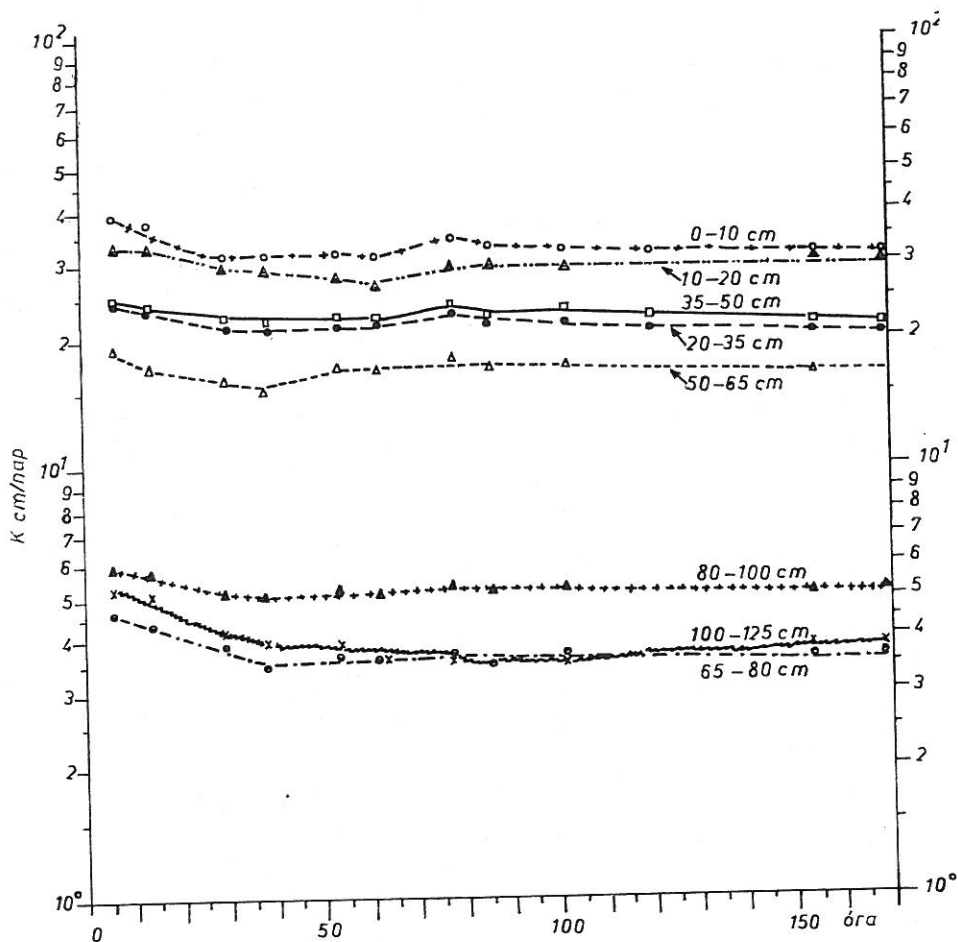
6. táblázat

Tiszántúli szikes talajok hidraulikus vezetőképessége ($K = \text{cm/nap}$)

(1) Megfigyelés időpontja óra	(2) Mintavétel mélysége cm								
	0-3	3-15	15-25	25-38	38-55	55-66	66-79	79-100	100-125
a) M-14 Kérges réti szolonyec									
0-6	37	0,0037	0,29	0,0074	0,0083	0,13	0,041	0,014	0,010
6-30	36	0,0036	0,16	0,0060	0,0088	0,051	0,033	0,013	0,0046
30-54	36	0,0035	0,10	0,0063	0,0090	0,025	0,031	0,011	0,0042
54-78	41	0,0035	0,046	0,0065	0,011	0,019	0,028	0,010	0,0041
78-92	41	0,0035	0,036	0,0060	0,010	0,015	0,026	0,0095	0,0041
92-164	43	0,0034	0,016	0,0061	0,0084	0,010	0,020	0,0078	0,0039
164-188	39	0,0032	0,013	0,0063	0,0073	0,0090	0,016	0,0060	0,0036
188-212	35	0,0030	0,010	0,0056	0,0071	0,0078	0,012	0,0058	0,0036
212-236	38	0,0038	0,010	0,0058	0,0076	0,0080	0,012	0,0064	0,0035
236-260	36	0,0028	0,010	0,0058	0,0070	0,0073	0,012	0,0064	0,0036
260-332	28	0,0031	0,011	0,0059	0,0071	0,0070	0,012	0,0059	0,0035
332-356	28	0,0028	0,0069	0,0051	0,0068	0,0055	0,0076	0,0049	0,0027
356-380	26	0,0026	0,0073	0,0051	0,0061	0,0047	0,0086	0,0048	0,0026
b) M-15 Sztyepessedő mély réti szolonyec									
	0-10	10-21	21-35	35-47	47-60	60-70	70-83	83-103	103-125
0-6	17	10,3	0,052	0,48	0,26	0,31	0,15	0,31	0,27
6-14	17	10,4	0,040	0,30	0,16	0,20	0,050	0,15	0,040
14-30	13	8,7	0,033	0,15	0,12	0,068	0,038	0,048	0,026
30-38	13	8,4	0,026	0,096	0,064	0,047	0,035	0,040	0,020
38-54	12	8,1	0,025	0,087	0,051	0,038	0,033	0,036	0,023
54-62	12	7,8	0,026	0,072	0,037	0,029	0,027	0,025	0,020
62-78	11	8,1	0,025	0,063	0,034	0,027	0,028	0,025	0,020
78-86	10	7,9	0,023	0,069	0,032	0,024	0,025	0,024	0,017
86-102	9,3	8,0	0,020	0,052	0,025	0,024	0,021	0,021	0,015
102-174	9,1	7,8	0,019	0,037	0,018	0,021	0,017	0,021	0,017
174-182	9,2	7,9	0,017	0,033	0,015	0,015	0,019	0,021	0,012
182-198	—	—	0,016	0,032	0,014	0,011	0,018	0,021	0,013
198-206	—	—	0,015	0,032	0,013	0,011	0,018	0,018	0,014
206-222	—	—	0,015	0,031	0,013	0,012	0,017	0,018	0,012
222-230	—	—	0,015	0,031	0,011	0,013	0,017	0,015	0,014
230-246	—	—	0,014	0,033	0,013	0,012	0,016	0,013	0,012
246-254	—	—	0,014	0,028	0,013	0,011	0,017	0,015	0,010
254-270	—	—	0,016	0,030	0,011	0,013	0,011	0,013	0,011
270-342	—	—	0,016	0,029	0,012	0,011	0,012	0,013	0,011
342-350	—	—	0,014	0,024	0,008	0,009	0,012	0,012	0,011
350-366	—	—	0,012	0,021	0,008	0,008	0,011	0,011	0,009
366-374	—	—	0,010	0,020	0,010	0,008	0,010	0,011	0,009
374-390	—	—	0,011	0,023	0,008	0,010	0,010	0,012	0,011
c) M-16 Mélyben szolonyeces réti talaj									
	0-10	10-20	20-35	35-50	50-65	65-80	80-100	100-125	
0-6	39	33	24	24	19	4,7	5,9	5,2	
6-14	38	33	24	24	18	4,4	5,8	5,1	
14-30	31	30	21	23	16	4,0	5,2	4,2	
30-38	31	29	21	22	15	3,5	5,1	4,0	
38-54	32	28	22	23	18	3,8	5,4	3,9	
54-62	32	27	22	22	17	3,7	5,2	3,7	
62-78	35	30	24	24	18	3,7	5,2	3,7	
78-86	33	31	22	23	17	3,6	5,4	3,6	
86-102	33	30	22	24	17	3,9	5,4	3,7	
102-174	32	32	21	23	17	3,7	5,2	3,9	
174-182	33	31	21	22	17	3,7	5,3	3,9	

szikes talajokban a hidraulikus vezetőképesség nem mutat közvetlen összefüggést az ESP-értékekkel (kicserélhető Na^+ mennyisége az adszorpciós kapacitás %-ban), illetve a nehéz mechanikai összetételű hortobágyi szikes talajokban az agyagtartalommal sem. Kis Na^+ -telítettség esetén (M-16 szelvény) a K -érték az ESP-vel, kis agyagtartalom esetén (dunavölgyi szelvények általaja) a mechanikai összetétellel mutat összefüggést. Megfigyelhető az is, hogy mivel a vizsgált szikes talajok mind erősen Na^+ -telítettek, a könnyebb mechanikai összetételű dunavölgyi szikes talajok K -értékei általában nagyobbak, mint a nehéz mechanikai összetételű hortobágyi szolonyeceké.

c) Az adatokból az összes sótartalom és a hidraulikus vezetőképesség közti bizonyos pozitív korreláció is kiszűrhető. Megfigyelhető ugyanis, hogy a nagy sótartalmú rétegekben, pl. a szolonszák felszíni rétegében, az M-12 és M-13 szelvény sófelhalmozódási B_2 -szintjeiben, továbbá a hortobágyi



5. ábra

K -értékek időbeni változása a mélyben szolonyeeces réti talaj (M-16 szelvény) szelvényének egyes szintjeiben. Jelmagyarázat lásd 3. ábra

szolonyekek néhány nagy sótartalmú rétegében a K -értékek nagyobbak, mint az a mechanikai összetétel és a kicserélhető Na^+ -tartalom alapján várható lenne. Érdekes viszont, hogy a sók összetételének nem mutatkozott különösebb hatása és a viszonylag nagy gipsztartalmú szintek sem tűnnek ki nagyobb K -értékekkel.

d) Fentiekből következik, hogy a viszonylag nehéz mechanikai összetételű, nagy kicserélhető Na^+ és kis összes sótartalmú B_1 -szintek mind a négy szolonyec típusú szelvényben különösen kis hidraulikus vezetőképességgel tűnnek ki. Így a szikesek A- és B-szintje között meglevő éles különbségek a K -értékek több (2–4) nagyságrendnyi különbségében mutatkoznak meg. Vizsgálataink során Magyarországon először jellemeztük számszerű értékekkel a szolonyec-szintek *vízátnevező* tulajdonságait, eddigi módszereinkkel nem mérhető kis hidraulikus vezetőképességét.

e) Az adatokból is kitűnik a dunavölgyi szikesek Duna-öntés alapközének igen élesen változó alluviális rétegezettisége. Pl. az M-11 szelvény 90–110 cm-es rétegében 0,96 cm/nap, 110–125 cm-es rétegében 200–220 cm/nap a K -érték, az M-12 szelvényben pedig 87–105 cm-ig 0,22 cm/nap, 105–125 cm-ig pedig 4,9 cm/nap. Jól látható az is, hogy a hidromorf bélyegeket magán viselő alföldi lösz hidraulikus vezetőképesség szempontjából szintén heterogén és nagyobb Na^+ -telítettsége esetén szinte teljesen vízzáró (pl. az M-14 szelvény C szintje stb.).

Az 5. és 6. táblázat, valamint a 3., 4. és 5. ábra alapján rögtön szembe tűnik, hogy a K -értékek a meghatározás folyamán nem bizonyultak állandónak, hanem jelentős mértékben változtak, általában erősen csökkentek. Mivel méréseinket desztillált vízzel végeztük ez a megfigyelés teljesen egybevág VAN SCHAİK [38], WALDRON és CONSTANTIN [42, 43], NAGHSHINEH-POUR, KUNZE és CARSON [32], ROWELL, PAYNE és AHMAD [37], FIREMAN [10], FIREMAN és BODMAN [2, 11], MCNEAL [23], MCNEAL és COLEMAN [24], MCNEAL LAYFIELD, NORWELL és RHODES [25], QUIRK és SCHOFIELD [35], BAVER [1], EMERSON [8, 9], REEVE és TAMADDONI [36] irodalmi adataival, akik szabatos modellkísérleteik alapján megállapították, hogy erősen Na^+ -telített talajok hidraulikus vezetőképessége azok sótartalmának, illetve a rajtuk keresztül szivárgó oldat elektrolitkoncentrációjának csökkenésével jelentős mértékben csökken.

Ez a szikes talajok reális K -értékének laboratóriumi meghatározásánál igen nehezen megoldható problémát jelent. A természetes viszonyokat viszonylag úgy lehet legjobban megközelíteni, hogy a meghatározáshoz desztillált víz helyett a természetes talajoldatnak megfelelő kémiai összetételű oldatot használunk, mint ezt az USA módszerkönyve (Methods of soil analysis [26]) és WIT [44] is javasolja. Bár így a K -értékek kémiai változásokból fakadó és a természetes viszonyokat torzító hatása minimálisra csökkenthető, a mérés azonban körülményessé és nehezkessé válik, sorozatvizsgálatok lehetősége megszűnik. Többnyire azonban erre nincs is szükség, hisz olyan esetekben, mikor a természetes viszonyokat tükröző tényleges K -értékekre van szükség (talajvízháztartási vizsgálatok, drenázstervezés stb.) a K -értékek a *fűrőnyuk módszerrel*, vagy piezométerekkel, esetleg a EHUD STIBBE, THIEL és TAYLOR [7] által javasolt és méréseket a talajvízszint feletti rétegekben is lehetővé tevő liziméter-monolitokkal a helyszínen meghatározhatók.

A desztillált vízzel meghatározott K -érték (5., 6. táblázat), méginkább azonban a K -érték időbeli változását mutató görbe (3. 4. és 5. ábra), sokolda-

lúan felhasználható a szikes talajok fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságainak jellemzésére.

A K -értékek időbeni csökkenésének közvetlen fizikai, valamint bonyolultabb, több lépcsőn keresztül érvényesülő kémiai-fizikokémiai-kolloidikai okai vannak.

1. Nem erősen duzzadó és nem szikes talajok esetében a KOZENY—CARMAN [18] és más [13, 22, 28, 29, 39] elméleti összefüggéseknek megfelelően a hidraulikus vezetőképesség a porozitással arányos, vagyis a térfogatsúly növekedésével csökken a K -érték [42]. Ilyen esetben méréskor a víz hatására a nem vízálló morzsák, majd kisebb aggregátumok szétesnek, sőt az elemi szemcsék is elmozdulhatnak és a durva pórusokba jutva azokat eltömik, méretét csökkentik (agyagbemosódás). Ez a mechanikai tömörödés fordult elő a vizsgált szikes talajok A-szintjében, ahol a meghatározás folyamán a térfogatsúly növekedésével a K -értékek kismértékben csökkentek.

2. Duzzadó talajok esetében az összporozitás növekedése (a talaj duzzad, tehát azonos súly mellett térfogata nő, térfogatsúlya csökken, összporozítása nő) ellenére a hidraulikus vezetőképesség csökken. A változás tehát ellentétes a KOZENY—CARMAN típusú összefüggésekkel. Ismeretes, hogy porózus anyagok folyadékáteresztésénél a durva pórusoknak van döntő és meghatározott jelentősége és nem annyira az összporozitás, mint a pórusok méret szerinti megoszlása befolyásolja. Táguló rétegrácsú agyagásványok víz hatására történő duzzadásakor — mint erre LAGERWERFF, NAKAYAMA és FRERE [20], WALDRON és CONSTANTIN [42, 43], McNEAL [23], ROWELL, PAYNE és AHMAD [37], LUTZ és KEMPER [21] vizsgálatai rámutatnak — a tényleges (*külső*) duzzadáson kívül egy *belső* duzzadás is végbemegy, ami azt eredményezi, hogy a pórusok össztérfogata nő ugyan, de a durva pórusok mennyisége csökken, következésképpen csökken a hidraulikus vezetőképesség is. Az eddig említett két jelenség együttes hatása figyelhető meg a vizsgált mélyben szolonyeces réti talaj valamennyi rétegében: a térfogatsúly (1. táblázat) és a K -érték (5. ábra) egyaránt kismértékben csökken.

3. Szikes talajoknál jóval bonyolultabb a helyzet és több hatás összegződik. Egyrészt sokkal erősebben jelentkeznek az irreverzibilis változások: a makro- és mikroszerkezet szétesése, eliszapolódása, a durva pórusok mechanikai eltömődése. Fokozott mértékű a duzzadás is, hisz az elemi talajrészecskék felületén adszorbeálódott Na^+ -ionok hidrátburka jóval vastagabb, mint pl. a Ca^{2+} -ionoké. LUTZ és KEMPER [21] adatai szerint a Na-agyagok diffúz rétege és vízburka egyaránt kb. 100 Å, míg Ca-agyagok esetén ennek alig tizedrésze. QUIRK és SCHOFIELD [35] ugyanakkor megállapítják, hogy mivel a folyadékáteresztés mértéke a pórusok sugarának negyedik hatványával arányos, már kis hidratáció és duzzadás is durva pórusok teljes, vagy részleges eltömődését eredményezi és a K -értékeket igen erősen csökkenti. Erre mutat rá kísérleti adatai alapján WALDRON és CONSTANTIN [42, 43], ROWELL, PAYNE és AHMAD [37], McNEAL [23], LAGERWERFF, NAKAYAMA és FRERE [20] is.

FIREMAN és BODMAN [2, 11], WALDRON és CONSTANTIN [42, 43], McNEAL és COLEMAN [24], QUIRK és SCHOFIELD [35], REEVE és TAMADDONI [36], valamint EMERSON [8] modellkísérletei egyaránt azt bizonyítják, hogy míg a talaj folyadékfázisának elektrolitkoncentrációja nagy, még erős Na^+ -telítettség esetén is érvényesül a sók flokkuláló hatása és a hidraulikus vezetőképesség állandó marad, vagy nem csökken jelentősebb mértékben. Ha azonban az elektrolitkoncentráció bizonyos határ alá csökken, az adszorbeált

Na^+ -ionok nagy hidratációja miatt a talajszemcsék annyira eltávolodnak, hogy a szilárd részecskék között működő kis hatástávolságú erők már képtelenek azokat összetartani, deflokkuláció, peptizálódás, diszpergálódás megy végbe. Ez természetesen jelentős pórusméretátrendeződéssel (durva pórus \rightarrow mikropórus) és a hidraulikus vezetőképesség további erős csökkenésével jár együtt, annál is inkább mivel a deflokkulálódott szemcsék könnyebben elmozdulhatnak és így az agyagbemosódás, mechanikai tömörödés lehetősége is nagyobb. Kisebb jelentőségű, bár sok esetben nem elhanyagolható a mozgó folyadék szilárd részecskék felszínéhez közeli elektromos kettősrétegben történő viszkózitásnövekedése sem, amely LUTZ és KEMPER [21] szerint finomszemcséjű agyagokban szintén hozzájárulhat a K -értékek csökkenéséhez.

Fenti elméleti megállapítások alapján kísérleti adataink jól magyarázhatók. A K -érték meghatározása tulajdonképpen nem más, mint egy desztillált vizes kilúgozás. A kísérlet folyamán ennek megfelelően a talajok összes sótartalma csökkent (1. táblázat). Következésképpen csökkent a talajon átszivárgó oldat koncentrációja is. Az elektrolitkoncentráció csökkenése pedig az erősen Na^+ -telített szikes talajokban minden esetben a hidraulikus vezetőképesség jelentős mértékű csökkenésével járt együtt. A térfogatsúly szintén csökkent (1. táblázat), tehát az előbbieken vázolt duzzadási és pórusméretátrendeződési folyamat itt is szerepet játszott — a nagyobb Na^+ -telítettségnek megfelelő fokozott mértékben. Legnagyobb volt a hidraulikus vezetőképesség csökkenése a dunavölgyi szoloncsák felszíni rétegében, ahol a K -érték a meghatározás 170 órája alatt 2,4 cm/napról 0,039 cm/napra csökkent (3. ábra). A könnyű mechanikai összetételű (fh : fa 7,1) talajon a kísérlet elején még jól érvényesült a nagy sótartalom (1,20%) flokkuláló hatása. Emiatt az erős Na^+ -telítettség (45,8%) ellenére is viszonylag nagy volt a hidraulikus vezetőképesség és sok víz szivároghatott át a talajon. A kísérlet időtartama alatt átszivárgó 62 mm víz a vízzoldható sókat teljesen kimosta a talajból, az elektrolitkoncentráció hirtelen csökkent és a nagy ESP miatt követte ezt a K -érték igen erős és gyors csökkenése.

Hasonló tendenciát figyeltünk meg a többi szikes talaj szelvényének különböző genetikai szintjeiben is. Ahol nagy volt a talaj eredeti sótartalma és annak a kísérlet időtartama alatti csökkenése, erős a szivárgó oldat hígulása, ott a kezdetben a sók flokkuláló hatása miatt viszonylag nagyobb K -érték nagymértékben csökkent. Pl. az M-13 szelvény 14–27 cm-es, 27–37 cm-es, az M-14 szelvény 15–25 cm-es, 55–65 cm-es, az M-15 szelvény 35–103 cm-es rétegeiben. Az egységnyi átszivárgó oldatmennyiségre jutó K -csökkenés természetesen elsősorban szintén ezekben a talajokban a legnagyobb. Ezen belül az is megfigyelhető, hogy a könnyebb mechanikai összetételű és nagyobb hidraulikus vezetőképességű dunavölgyi talajoknál a nagyobb átszivárgott vízmennyiség miatt az egységnyi átszivárgó vízmennyiségre jutó K -csökkenés kisebb, mint a nehéz mechanikai összetételű és igen gyenge hidraulikus vezetőképességű hortobágyi szolonyecsek esetében. Ez alátámasztja VAN SCHAİK [38], NAGHSHINES-POUR, KUNZE és CARSON [32], ROWELL, PAYNE és AHMAD [37], MCNEAL, LAYFIELD, NORWELL és RHODES [25], MCNEAL és COLEMAN [24] megfigyeléseit, amely szerint az átszivárgó oldat hígulásának hatására bekövetkező K -csökkenés elsősorban a nagy kolloid- és duzzadó agyagásvány tartalmú (montmorillonitos) talajoknál jelentős.

Kísérleti adatainkból kitűnik, hogy a K -értékek egy kezdeti gyors, majd fokozatosan mérséklődő csökkenés után 70–170 óra múlva stabilizálódnak,

mégpedig a kezdetinél lényegesen kiegyenlítettébb értékekkel. Ezek a stabilizálódott értékek a dunavölgyi talajoknál 10^{-1} — 10^{-2} cm/nap, a hortobágyi szolonyeceknél 10^{-2} — 10^{-3} cm/nap nagyságrendűek és a mechanikai összetétellel, valamint a kicserélhető Na^+ -tartalommal mutatnak összefüggést.

Néhány minta eltérő viselkedését, a folyamatok és összefüggések egyes részleteit további vizsgálatainkkal kívánjuk tisztázni.

Vizsgálataink alapján egy metodikai és néhány gyakorlati következtetést vonhatunk le:

a) Szikes talajok hidraulikus vezetőképességének reális jellemzése csak helyszíni mérések (fűrőlyuk módszer, piezométerek [26], liziméter-monolitok [7]), vagy olyan laboratóriumi meghatározások alapján lehetséges, amikor víz helyett a természetes talajoldatnak megfelelő töménységű és kémiai összetételű sóoldatot alkalmazunk. A talaj desztillált vízzel meghatározott K -értékei, méginkább azonban a K -értékek időbeni változását bemutató görbék, jól felhasználhatók a talajok, elsősorban a szikes talajok fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságainak jellemzésére. Alkalmaskak az abban mesterséges beavatkozások (öntözés, talajjavítás, talajművelés, kilúgozás stb.) hatására bekövetkező változások regisztrálására, egyes meliorációs beavatkozások modellezésére, sőt azok várható hatásának bizonyos mértékű előrejelzésére is, amelyre vonatkozóan jelenleg folynak vizsgálataink.

b) Adataink szerint a hortobágyi szolonyecek B-szintjén keresztül még állandó vízborítást feltételezve is csak mintegy 10—30 mm-nyi víz képes áthatolni évente. Természetes viszonyok között a szolonyecek erős repedezettsége miatt ez a vízmennyiség lényegesen nagyobb. Nyári időszakban, mikor a repedések nyitottak, rajtuk keresztül a csapadékvíz jelentős hányada elnyelődhet. Nem így van ez az őszi-téli-korlatavaszi időszakban, amikor a repedések beduzzadnak. A B-szintek az egész talajszelvény hidraulikus vezetőképességét lerontják, az egész szelvény vertikális drénviszonyait igen kedvezőtlené teszik. Minél közelebb helyezkedik el a B_1 -szint a talaj felszínéhez, annál inkább korlátozódnak a beszivárgás lehetőségei, egyaránt nő a tócsásodás, felszíni pangóvízképződés veszélye és a talaj aszály-érzékenysége.

c) Mivel a talaj kapilláris vízvezetőképessége a K -értéknél mindig kisebb (a nedvességtartalomtól és a tenziógradienstől függő mértékben), adataink alátámasztják azon megállapításokat, amelyek szerint a peptizált szikes talajrétegeken keresztül igen korlátozott a kapilláris oldatmozgás.

d) Eredményeink alátámasztották HARRIS [15], KELLEY [16], FIREMAN [10], REEVE és TAMADDONI [36] és mások [5] véleményét, amely szerint nehezebb mechanikai összetételű, erősen lúgos kémhatású, szódás-szikes talajok javítása egyedül öntözéssel (kimosással) és drenázssal gyakorlatilag nem biztosítható, még akkor sem, ha a talaj mélyebb rétegei tartalmaznak több-kevesebb gipszet [38]. Ilyen esetben ugyanis a kilúgozás során az elektrolitkoncentráció csökkenésével igen lecsökken a talaj hidraulikus vezetőképessége, ami a további javulást igen hosszú lassú folyamattá teszi és a talaj egyébként is kedvezőtlen vízgazdálkodási tulajdonságait tovább rontja. Ilyen talajok esetében megfelelő vízvezetőképesség fenntartása a javítás során a melioráció nehezen megoldható kulcskérdése. REEVE ilyen körülményekre dolgozta ki sósvízöntözési eljárását, amelynek során a kívánatos nagyobb hidraulikus vezetőképességet megfelelően nagy elektrolitkoncentráció fenntartásával biztosítja. Ez a módszer a Magyar Alföld nehéz mechanikai összetételű szódás-szikes talajainak javításánál, szódás talajvizeinkkel nem jöhet számításba.

Itt megfelelő eredményt csak jól oldódó, minél koncentráltabb kémiai talajjavító szerek, mechanikai lazítás, öntözés és drenázs együttes alkalmazása biztosíthat.

Összefoglalás

Vizsgálataink célja az volt, hogy — mivel ilyen vizsgálati eredményekkel hazai vonatkozásban még nem rendelkezünk — adatokat szolgáltatassunk a Magyar Alföld jellegzetes szikes talajainak hidraulikus vezetőképességére vonatkozóan.

Vizsgálatainkat dunavölgyi szoloncsák, szoloncsák-szolonyec és szoloncsákos karbonátos kérges réti szolonyec, valamint a hortobágyi kérges réti szolonyec, sztyeppesedő mély réti szolonyec és mélyben szolonyeces réti talaj genetikai szintjeiből gyűjtött mintaanyagon végeztük. A talajokat részletes laboratóriumi vizsgálatokkal jellemeztük. A talajok hidraulikus vezetőképességének meghatározására állandó víznyomás, illetve csökkenő víznyomás módszerének elve alapján működő, tömegvizsgálatokra is alkalmas berendezéseket szerkesztettünk. A K -értékeket és azok időbeni változását bolygított szerkezetű mintákon mértük, 3 ismétlésben, általában napi kétszeri leolvasással, a K -értékek stabilizálódásáig.

Vizsgálataink alapján megállapítottuk:

1. A vizsgált talajok hidraulikus vezetőképessége igen tág határok között váltakozott. A dunavölgyi szoloncsák durva homok altalajában 10^2 , a szikesek A-szintjében és a mélyben szolonyeces réti talaj szelvényében 10^0 – 10^1 , a dunavölgyi szikes talajok szelvényében 10^{-1} , a hortobágyi szolonyec szelvényében 10^{-1} – 10^{-2} , a kérges réti szolonyec B-szintjében 10^{-3} cm/nap nagyságrendű K -értékeket mértünk.

2. A K -értékek elsősorban a talaj Na^+ -telítettségével mutattak összefüggést. A nehezebb mechanikai összetételű, de kis Na^+ -telítettségű mélyben szolonyeces réti talajban nagyságrendekkel nagyobb értékeket mértünk, mint a könnyebb mechanikai összetételű, de erős Na^+ -telítettségű dunavölgyi szikesek különböző szintjeiben. Bizonyos agyag-, illetve kicserélhető Na^+ -tartalom felül azok további növekedése már nem befolyásolta a K -értékeket.

3. A hidraulikus vezetőképesség desztillált vízzel történő mérése során a K -értékek csökkentek. A csökkenés oka egyrészt a talaj makro- és mikro-szerkezetének szétbomlása, mechanikai tömörödése, a talaj *belső duzzadása*, másrészt a nagy sótartalom flokkuláló hatásának megszűnése, a Na^+ -ionokkal telített talajrészecskék nagy hidratációjából fakadó diszpergálódás, peptizáció. Ennek megfelelően a K -értékek időbeni csökkenése különösen a nagy sótartalmú talajrétegekben volt figyelemreméltó, a szoloncsák felszíni rétegében pl. két nagyságrendet is elért. Az egységnyi átszivárgó vízmennyiségre jutó K -változás a hortobágyi szolonyecokban volt legnagyobb.

4. A laboratóriumban, desztillált vízzel meghatározott K -értékek, méginkább azonban a K -értékek időbeni változását bemutató görbék jól felhasználhatók a szikes talajok fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságainak jellemzésére, az abban bekövetkező változások regisztrálására, sőt azok bizonyos mértékű előrejelzésére is.

Irodalom

- [1] BAVER, L. D.: Soil physics. Wiley. New York. 1956.
- [2] BODMAN, G. B. & FIREMAN, M.: Changes in soil permeability and exchangeable cation status during flow of different irrigation waters. 4th Int. Congr. Soil Sci. Trans. (Amst.). **1**. 397-400. 1950.
- [3] CHILDS, E. C. & COLLIS-GEORGE, N.: The permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc. London. A. **201**. 392-405. 1950.
- [4] DARCY, H.: Les Fontaines Publique de la Ville de Dijon. V. Dalmont. Paris. 1856.
- [5] Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. US. Dept. Agr. Handbook No. 60. Washington, 1960.
- [6] DOERING, E. J. & DECKER, D. L.: Apparatus for measuring low rates of water flow. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **28**. 716-718. 1964.
- [7] EHUD STIBBE-THIEL, T. J. & TAYLOR, G. S.: Soil hydraulic conductivity measurement by field monoliths. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **34**. 952-954. 1970.
- [8] EMERSON, W. W.: The determination of the stability of soil crumbs. J. Soil Sci. **5**. 233-250. 1954.
- [9] EMERSON, W. W.: A note on the sodium saturation test for determining the cohesion of moist soil crumbs. J. Soil Sci. **6**. 160-161. 1955.
- [10] FIREMAN, M.: Permeability measurements on disturbed soil samples. Soil Sci. **58**. 337-353. 1944.
- [11] FIREMAN, M. & BODMAN, G. B.: Effect of saline irrigation water upon permeability. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **4**. 71-77. 1940.
- [12] FRAZEE, C. J., ODELL, R. T. & FEHRENBACHER, J. B.: Hydraulic conductivity and moisture regimes in solonchic and associated soils in South-Central Illinois. Soil Sci. **105**. 362-368. 1968.
- [13] GREEN, R. E. & COREY, J. C.: Calculation of hydraulic conductivity: a further evaluation of some predictive methods. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **35**. 3-8. 1971.
- [14] HANDI, H., MITWALLY, S. E. & GUINDI, B.: A comparative study of hydraulic conductivity in the alluvial soils of Egypt. Geoderma. **2**. 27-32. 1968/69.
- [15] HARRIS, A. E.: Effect of replaceable sodium on soil permeability. Soil Sci. **32**. 435-446. 1931.
- [16] KELLEY, W. P.: Principles governing the reclamation of alkali soils. Hilgardia. **8**. 149-177. 1934.
- [17] KÉZDI, Á.: Talajmechanikai praktikum. Tankönyvkiadó. Budapest. 1961.
- [18] KOZENY, J.: Hydraulik. Springer. Wien. 1953.
- [19] KUNZE, R. J., UEHARA, G. & GRAHAM, K.: Factors important in the calculation of hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **32**. 760-765. 1968.
- [20] LAGERWERFF, J. V., NAKAJAMA, F. S. & FRERE, M. H.: Hydraulic conductivity related to porosity and swelling of soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **33**. 3-11. 1969.
- [21] LUTZ, J. F. & KEMPER, W. D.: Intrinsic permeability of clay as affected by clay-water interaction. Soil Sci. **88**. 83-90. 1959
- [21/a] MADOS, (KOTZMANN), L.: Emelkedő nátrium-telítettség hatása a talaj fizikai sajátságaira. Mezőgazd. Kut. **8**. 141-147. 1935.
- [22] MARSHALL, T. J.: A relation between permeability and size distribution of pores. J. Soil Sci. **9**. 1-8. 1958.
- [23] MCNEAL, B. L.: Prediction of the effect of mixed-salt solutions on soil hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **32**. 190-193. 1968.
- [24] MCNEAL, B. & COLEMAN, N. T.: Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **30**. 307-312. 1966.
- [25] MCNEAL, B. L. et al.: Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed-salt solutions. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **32**. 187-190. 1968.
- [26] Methods of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties including statistics of measurement and sampling. Amer. Soc. Agron. Ser. Agronomy. **9**. Madison. 1965.
- [27] Metodiceszkie rukovodszto po izucseniju pocsvennoj szstrukturü. Izd. Kolosz. Leningrad. 1969.
- [28] MILLINGTON, R. J. & QUIRK, J. P.: Permeability of porous media. Nature. **183**. 387-388. 1959.
- [29] MILLINGTON, R. J. & QUIRK, J. P.: Transport in porous media. 7th Int. Congr. Soil Sci. Trans. (Madison) **3**. 97-106. 1960.

- [30] MOUSTAFA, A. T. A., ABDALLA, M. M. & ZEIN EL-ABEDINE, A.: Különböző összetételű és töménységű sóoldatok hatása egyiptomi talajok vízvezetőképességére. *Agrokémia és Talajtan.* **20.** 510–525. 1971.
- [31] MOUSTAFA, A. T. A., ZEIN EL-ABEDINE, A. & ABDALLA, M. M.: Kicsérélhető kationok hatása egyiptomi talajok vízvezetőképességére. *Agrokémia és Talajtan.* **21.** 89–98. 1972.
- [32] NAGHSHINEH-POUR, B., KUNZE, G. W. & CARSON, C. D.: The effect of electrolyte composition on hydraulic conductivity of certain Texas soils. *Soil Sci.* **110.** 124–127. 1970.
- [33] NERPIN, SZ. V. & CSUDNOVSZKIJ, A. F.: *Fizika pocsvü.* Izd. Nauka. Moszkva. 1967.
- [34] NIGHTINGALE, H. I. & BIANCHI, W. C.: Rapid measurement of hydraulic conductivity changes in slowly permeable soils. *Soil Sci.* **110.** 221–228. 1970.
- [35] QUIRK, J. P. & SCHOFIELD, R. K.: The effect of electrolyte concentration on soil permeability. *J. Soil Sci.* **6.** 163–178. 1955.
- [36] REEVE, R. C. & TAMADDONI, GH.: Effect of electrolyte concentration on laboratory permeability and field intake rate of a sodic soil. *Soil. Sci.* **99.** 261–266. 1965.
- [37] ROWELL, D. L., PAYNE, D. & AHMAD, N.: The effect of concentration and movement of solutions on swelling, dispersion and movement of clay in saline and alkali soils. *J. Soil Sci.* **20.** 176–188. 1969.
- [38] SCHAIK, J. V. VAN: Influence of adsorbed sodium and gypsum content on permeability of glacial till soils. *J. Soil Sci.* **18.** 42–46. 1967.
- [39] STAKMAN, P.: The relation between particle size, pore size and hydraulic conductivity of sand separates. *Water in the unsaturated zone.* Vol. I. 373–384. AISH Publ. No. 82. Paris. 1968.
- [40] TSEN-TUO CHEN: Effects of salts and organic materials on the hydraulic conductivity of soils. *Water in the unsaturated zone.* Vol. I. 317–323. AISH Publ. No. 82. Paris. 1968.
- [41] VÁRALLYAY, GY.: A talajok víz- és sóháztartásának kérdései Hollandiában. *Agrokémia és Talajtan.* **18.** 327–338. 1969.
- [42] WALDRON, L. J. & CONSTANTIN, G. K.: Bulk volume and hydraulic conductivity changes during sodium saturation tests. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **32.** 175–179. 1968.
- [43] WALDRON, L. J. & CONSTANTIN, G. K.: Soil hydraulic conductivity and bulk volume changes during cyclic calcium-sodium exchange. *Soil Sci.* **110.** 81–85. 1970.
- [44] WIT, K. E.: Apparatus for measuring hydraulic conductivity of undisturbed soil samples. *Inst. Land Water Management Res. Techn. Bull.* **52.** Wageningen. 1967.
- [45] ZUNKER, F.: Die Durchlässigkeit des Bodens. *Trans. 6th Comm. Int. Soc. Soil Sci. (Groningen).* B. 18–43. 1933.

Érkezett: 1972. február 7.

Hydraulic Conductivity of Salt Affected Soils in the Hungarian Plain

G. VÁRALLYAY

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

Summary

Hydraulic conductivity of different Hungarian salt affected soils was determined and relationships between the K-values, their changes by time and soil properties were studied.

Soil samples were taken from the various genetic horizons and layers of 6 representative soil profiles:

- M-11. Solonchak on calcareous Danube alluvium (Danube Valley—Apaj)
- M-12. Solonchak-solonetz on calcareous Danube alluvium (Danube Valley — Kun-szentmiklós)
- M-13. Solonchakous, calcareous shallow meadow solonetz on calcareous Danube alluvium (Danube Valley-Dömsöd)
- M-14. Shallow meadow solonetz on calcareous loesslike clay (Tisza Valley, Hortobágy — Püspökladány)
- M-15. Deep meadow solonetz turning into steppe formation, on calcareous loesslike clay (Tisza Valley, Hortobágy — Püspökladány)
- M-16. Meadow soil solonetzic in the deeper horizons, on calcareous loesslike clay (Tisza Valley, Hortobágy-Püspökladány).

The soils were characterized by detailed laboratory analyses. The pH-values, CaCO₃ and humus contents, bulk density, particle size distribution, CEC and ESP values were determined and the 1 : 5 water extract of the soils were analysed (Tables 1—4). Illite was the dominant clay mineral in the colloid (< 0,001 mm) fraction of the soils studied, whereas in the Hortobágy soils' montmorillonite content was also significant.

The hydraulic conductivity was determined in the laboratory, by constant head ($K > 15$ cm/day) and falling head ($K < 15$ cm/day) method and the K-values were calculated by the equations (1) and (2), respectively (symbols see in Fig. 1. and 2, respectively). Two apparatuses were constructed for the hydraulic conductivity determinations suitable for serial analyses (Fig. 1 and 2). The K-values and their changes by time were usually measured twice daily until the stabilization, on fragmented soil samples (packed uniformly into a brass cylinder of 5 cm height and 100 cm³ volume), with distilled water (Table 5 and 6). The changes in the bulk density, pH and total salt content during the experiment were also determined (Table 1). The measurements were made in three replicates and each figure represents the average of these replicates.

It was found that:

1. There were significant differences in the hydraulic conductivity of different soil types and various horizons. The K-values were found to be in the ranges as follows: in the very coarse-textured subsoil of the Danube Valley solonchak 10² cm/day, in the A-horizons of the various soils 10¹ cm/day, in the deeper horizons of the Hortobágy meadow soil and in the alluvial strata of the Danube Valley salt affected soils 10⁰ cm/day, in the heavy-textured Hortobágy solonetz soil profiles and in their loesslike clay parent material 10⁻¹—10⁻² cm/day and in the B₁-horizon of the Hortobágy shallow meadow solonetz 10⁻³ cm/day.

2. The high hydraulic conductivity of A-horizons was related to the low ESP values, coarser texture and higher organic matter content (due, mainly, to root-residues). It is a well-known fact that pore-size distribution, rather than total pore volume, governs hydraulic conductivity. The macropore volume, consequently the hydraulic conductivity in salt affected soils were influenced mainly by aggregate failure and increasing hydration — due to Na⁺ ions — which resulted in swelling, deformation and dispersion of the soil aggregates and particle movement. Accordingly, the K-values of the soils studied depended particularly on exchangeable sodium percentage (ESP): the K-values were several times higher in the finer textured meadow soil with low ESP than in the coarser

textured but strongly sodium-saturated Danube Valley salt affected soils. Over a certain „threshold” clay content or sodium-saturation, a further increase in clay content or ESP did not affect the hydraulic conductivity. At low Na^+ -saturation the K-values depended mainly on the ESP (Profile 16), whereas in coarse-textured soils K-values correlated mainly with the clay content. In the salt affected soils studied the ESP was very high (Table 4), so the K-values were generally higher in the coarse-textured Danube Valley soils than in the fine-textured Hortobágy soils. The hydraulic conductivity was relatively higher in the layers of higher water soluble salt content — irrespective of salt composition.

3. The hydraulic conductivity of soils significantly decreased during the determination, which was really a distilled-water leaching. Three main types of changes were observed:

a) In the A-horizons during the experiment K decreased with an increase in bulk density (decrease in bulk volume and total pore volume), in accordance with the *Kozeny—Carman* and similar equations. The causes of this phenomenon were the structure destruction, the aggregate failure, the clogging of macropores by particle movement, in other terms, a largely irreversible mechanical compaction.

b) In the meadow soil, solonetzic in deeper horizons, the K decreased with a decrease in bulk density which is quite contrary to any expectation one may have from the above-mentioned equations. In this case an intensive swelling occurred. Beside a bulk volume increase (bulk density decrease) there existed an „internal swelling”, as well. Although such swelling increases the total pore volume, the pore-size distribution changes, the micropore volume increases but the size of the macropores and consequently the hydraulic conductivity decreases.

c) In salt affected soils the structure destruction, the macro- and microaggregate failure, the mechanical clogging of large pores were even more intensive. Because of the highly intensive hydration of adsorbed Na^+ ions, the swelling also existed to a greater extent (bulk density decreased). During the experiment the Na^+ -saturation (pH) of soils slightly increased (Table 1), the salt content of soils, consequently the electrolyte-concentration of the filtrating soil solution sharply decreased. The flocculation effect of salt did not succeed but the increasing hydration of the adsorbed Na^+ ions, the peptization and dispersion of the soil particles were intensive. On the basis of the above mentioned it can be stated that the hydraulic conductivity of salt affected soils sharply decreased by time and that decrease was particularly significant in the horizons of originally high salt content. For instance in the surface horizon of solonchak, in the salt accumulation B_2 -horizons of solonetz, etc.

In the first period of the observation there was a sharp decrease in the hydraulic conductivity, it was followed by a moderate decrease and after 70—170 hours the K-values stabilized — with values differing from each other in a significantly narrower range than in the beginning.

4. K-values, and the permeability curves (expressing the K-value changes by time) (Fig. 3., 4. and 5.) gave good possibility to characterize the physical and water properties of salt affected soils, to indicate and numerically express the changes in these properties induced by human activity (cultivation, amelioration, irrigation, drainage, etc.) and for a rough estimative prediction of these changes.

5. On the basis of the experimental data some practical conclusions were drawn concerning the water regime, irrigation, amelioration and drainage of salt affected soils.

Table 1. Some characteristic data of soils. (1) Profile number. (2) Sign and depth of genetic horizon. (3) Sampling depth, cm. (4) pH in the beginning and at the end of the experiment, respectively. (5) Bulk density in the beginning and at the end of the experiment. (6) Total salt content in the beginning and at the end of the experiment, %. (7) Humus, %.

Table 2. Particle-size distribution of soils. (1) Profile number. (2) Sampling depth, cm. (3) Loss in HCl processing. (4) Particle size, mm. (5) Physical sand and physical clay, respectively.

Table 3. Data of the 1 : 5 water extract analysis. (1) Profile number. (2) Sampling depth, cm. (3) Ignition and dry residue, respectively, %.

Table 4. Main characteristics of the soil absorption complex. (1) Profile number. (2) Sampling depth, cm. (3) Exchangeable Na^+ , me/100 g soil. (4) CEC, me/100 g soil. (5) ESP.

Table 5. Hydraulic conductivity in the Danube Valley soils ($K = \text{cm/day}$). (1) Time of observation, hours. (2) Sampling depth, cm. a) M-11. Solonchak. b) M-12. Solonchak-solonetz. c) M-13. Solonchakous, calcareous shallow meadow solonetz.

Table 6. Hydraulic conductivity in the Tisza Valley soils ($K = \text{cm/day}$). (1) Time of observation, hours. (2) Sampling depth, cm a) M-14. Shallow meadow solonetz. b) M-15. Deep meadow solonetz turning into steppe formation. c) M-16. Meadow soils, solonetzic in deeper horizons.

Fig. 1. Apparatus for the laboratory determination of hydraulic conductivity (constant head method). (1) Tap. (2) Constant level measuring tank with overflow. (3) Brass cylinder and fitting tube with rubber O-ring seal. (4) Nylon cloth. (5) Siphon. (6) Soil sample.

Fig. 2. Apparatus for the laboratory determination of hydraulic conductivity (falling head method). (1) Stanpipe. (2) Rubber stopper. (3) Fitting tube with rubber O-ring seal. (4) Brass cylinder. (5) Soil sample. (6) Constant level measuring tank. (7) Siphon. (8) Glass beaker. (9) Nylon cloth.

Fig. 3. K-values plotted against time in the various horizons of solonchak soil (Profile M-11). Vertical axis: K-cm/day, on logarithmic scale. Horizontal axis: Time of observation, hours, on arithmetic scale.

Fig. 4. K-values plotted against time in the various horizons of shallow meadow solonetz (Profile M-14). Vertical and horizontal axis see Fig. 3.

Fig. 5. K-values plotted against time in the various horizons of meadow soil, solonetzic in deeper layers (Profile M-16). Vertical and horizontal axes see Fig. 3.

Conductivité hydraulique des sols affectés de sels de la Plaine Hongroise

G. VÁRALLYAY

Institut de Recherches de Pédologie et de Chimie Agricole de l'Académie des Sciences de Hongrie, Budapest

Résumé

La conductivité hydraulique de différents sols affectés de sels de Hongrie a été déterminée et les rapports entre les valeurs K, leurs changements en fonction du temps et des propriétés du sol ont été étudiés.

Les échantillons étaient prélevés des différents horizons et couches de 6 profils de sol représentatifs:

- M-11. Solonchak sur alluvion calcaire du Danube (Vallée du Danube — Apaj)
- M-12. Solonchak-solonetz sur alluvion calcaire du Danube (Vallée du Danube — Kunszentmiklós)
- M-13. Solonetz de prairie calcaire solonchakoïde, peu profond, sur alluvion calcaire du Danube (Vallée du Danube — Dömsöd)
- M-14. Solonetz de prairie peu profond, sur argile loessoïde calcaire (Vallée de Tisza — Hortobágy—Püspökladány)
- M-15. Solonetz de prairie profond, en voie d'évoluer en sol de steppe, sur argile calcaire loessoïde (Vallée de Tisza, Hortobágy—Püspökladány)
- M-16. Sol de prairie, solonetzoides dans les horizons profonds, sur argile calcaire loessoïde (Vallée de Tisza — Hortobágy—Püspökladány).

Les sols étaient caractérisés par des analyses de détail au laboratoire. Les valeurs pH, les teneurs en CaCO_3 et humus, les densités apparentes, les distributions des particules selon leur dimension, les valeurs CEC et ESP étaient déterminées et les extraits en eau à 1 : 5 des sols étaient analysés (Tableaux 1-4). Dans la fraction colloïdale ($< 0,001 \text{ mm}$) des sols étudiés, l'illite était le minéral d'argile dominant, pendant que dans les sols de Hortobágy la teneur en montmorillonite était aussi significative.

La conductivité hydraulique était déterminée au laboratoire au cas des pressions d'eau constantes ($K > 15 \text{ cm/jour}$) et des pressions diminuantes ($K < 15 \text{ cm/jour}$) et les valeurs K étaient calculées à l'aide des équations (1) et (2), resp. (voir aussi Figs. 1 et 2). Deux dispositifs aptes aux analyses en séries étaient construits pour déterminer les conductivités hydrauliques (Figs. 1 et 2). Les valeurs K et leurs changements en fonction du temps étaient en général mesurés deux fois par jour jusqu'à la stabilisation, sur des échantillons de sol fragmentés (rempli uniformément dans un cylindre de cuivre

de l'hauteur de 5 cm et de volume de 100 cm³) avec de l'eau distillée (Tableaux 5 et 6). Les changements des densités apparentes, des pH et des teneurs totales en sels pendant l'expérience étaient aussi déterminés (Tableau 1). Les mesurages étaient faits avec trois répétitions et toutes les données représentent les moyennes de ces répétitions.

On a établi que

1. Il existait de différences significatives entre les conductivités hydrauliques des types de sol et horizons examinés. Les valeurs K se rangeaient dans l'ordre de succession suivante: dans le sous-sol de texture grossière du solonchak de la Vallée du Danube: 10² cm/jour; dans horizon A des différents sols: 10⁴ cm/jour; dans les horizons plus profonds des sols de prairie de Hortobágy et dans les couches alluviales des sols affectés de sels de la Vallée du Danube: 10⁰ cm/jour; dans les profils de solonetz à granulométrie fine de Hortobágy et dans leur matériel de départ d'argile loessoïde: 10⁻¹—10⁻² cm/jour et enfin dans l'horizon B₁ du solonetz de prairie peu profond de Hortobágy: 10⁻³ cm/jour.

2. Les conductivités hydrauliques fortes de l'horizon A étaient en rapport avec les valeurs ESP basses, la texture plus grossière, les teneurs plus hautes en matière organique (attribuées en premier lieu aux résidus de racines). Il est un fait notoire que la conductivité hydraulique est plutôt influencée par la distribution des particules selon leurs dimensions que par le volume total des pores. Le volume des macropores, conséquemment la conductivité hydraulique des sols affectés de sels, est influencé en premier lieu par la désagrégation, l'augmentation de l'hydratation (causée par des ions de Na⁺) et aussi par le gonflement, la déformation et la dispersion suivantes des agrégats et le mouvement des particules. Conséquemment, les valeurs K des sols étudiés dépendaient en premier lieu du pourcentage de sodium échangeable (ESP): ces valeurs étaient de beaucoup plus hautes dans les sols de prairie à texture fine et ayant un ESP bas que dans les sols affectés de sels de la Vallée du Danube montrant une texture plus grossière mais qui sont fortement saturés de sodium. Au-dessus d'une certaine teneur „seuil” en argile ou saturation de sodium, l'accroissance suivante de la teneur en argile ou celle d'ESP n'avait plus influencé la conductivité hydraulique. Quand la saturation de Na⁺ était faible, les valeurs K dépendaient en premier lieu de l'ESP (Profil No. 16), pendant que dans les sols à texture grossière les valeurs K étaient en corrélation avec la teneur en argile. Dans les sols affectés de sels, l'ESP était très haut (Tableau 4), c'est pourquoi les valeurs K étaient en général plus hautes dans les sols à texture grossière de la Vallée du Danube que dans les sols de Hortobágy ayant une texture fine. La conductivité hydraulique était relativement plus forte dans les couches contenant plus de sels solubles dans l'eau — en toute indépendance de la composition des sels.

3. La conductivité hydrauliques des sols est diminuée notablement pendant les déterminations où on a employé de l'eau distillée. On a observé des changements de trois types principaux:

a) Pendant l'expérience, K s'est diminuée dans l'horizon A avec une augmentation de la densité apparente (diminution du volume total des pores), en accordance avec l'équation de *Kozeny—Carman*. Les causes de ce phénomène sont à chercher dans la destruction de la structure, la désintégration des agrégats, le colmatage des macropores par le mouvement des particules, c'est-à-dire une compaction mécanique fortement irréversible.

b) Dans le sol de prairie, solonetzsoïde en profondeur, la K s'est diminuée avec l'abaissement de la densité apparente et ce phénomène est contradictoire à l'attente basée sur les équations ci-mentionnées. En ce cas un gonflement intensif s'est passé. Outre une augmentation du volume (diminution de la densité apparente), on pouvait observer un „gonflement interne”. Quoique un gonflement de telle sorte augmente le volume total des pores, la distribution des pores selon leurs dimensions change, le volume des micropores augmente, mais la quantité des macropores et conséquemment la conductivité hydraulique diminuent.

c) Dans les sols affectés de sels la destruction de la structure, la désintégration des macro- et micropores, le colmatage mécanique des pores grossiers étaient plus intenses. A cause de l'hydratation très intensive des ions de Na⁺ adsorbés, le degré du gonflement était plus fort (diminution de la densité apparente). Pendant l'expérience la saturation de Na⁺ des sols (pH) s'est faiblement augmentée (Tab. 1), cependant la teneur en sels des sols et conséquemment la concentration en électrolytes de la solution du sol filtrant sont fortement diminuées. L'effet flocculant des sels ne se faisait pas valoir, mais l'hydratation croissante des ions de Na⁺, la peptisation et dispersion des particules de sol étaient

intensives. A base des observations ci-dessus on peut établir que la conductivité hydraulique des sols affectés de sels diminue fortement avec le temps et cet abaissement était surtout significatif dans les horizons de teneurs en sels originellement hautes. Ainsi, dans l'horizon de surface du solonchak, dans les horizons B₂ d'accumulation de sels des solonetz, etc.

A la première période de l'observation on pouvait établir une diminution très forte de la conductivité hydraulique suivie par un abaissement modéré et enfin après 70 à 170 heures, les valeurs K se sont stabilisées mais les différences entre elles étaient de beaucoup plus moins qu'au commencement.

4. Les valeurs K et les courbes de perméabilité (exprimant les changements de la valeur K avec le temps) (Figs. 3, 4 et 5) donnaient la possibilité de caractériser les propriétés physiques et du régime hydrique des sols affectés de sels, ainsi que d'indiquer et d'exprimer en chiffres les changements de ces propriétés causés par l'activité humaine (culture, amélioration, irrigation, drainage, etc) et de donner une prédiction approximative de ces changements.

5. A base des données expérimentales, quelques conclusions pratiques pouvaient être tirées concernant le régime hydrique, l'amélioration et le drainage des sols affectés de sels.

Tableau 1. Quelques données caractéristiques des sols. (1) No. du profil. (2) Désignation et profondeur de l'horizon génétique. (3) Profondeur du prélèvement des échantillons, cm. (4) pH au commencement et à la fin de l'expérience. (5) Densité apparente au commencement et à la fin de l'expérience. (6) Teneur totale en sels au commencement et à la fin de l'expérience. (7) Humus, %.

Tableau 2. Distribution des particules du sol selon leur dimension. (1) No. du profil. (2) Profondeur du prélèvement des échantillons, cm. (3) Perte à la transformation par HCl. (4) Dimension des grains, mm. (5) Sable et argile physique, resp.

Tableau 3. Données de l'analyse de l'extrait en eau à 1 : 5. (1) No. du profil. (2) Profondeur du prélèvement des échantillons, cm. (3) Résidu au feu et sec, %.

Tableau 4. Caractéristiques principales du complexe absorbant du sol. (1) No. du profil. (2) Profondeur du prélèvement des échantillons, cm. (3) Na⁺ échangeable, me/100 g de sol. (4) CEC, me/100 g de sol. (5) ESP.

Tableau 5. Conductivité hydraulique des sols de la Vallée du Danube (K = cm/jour). (1) Durée de l'observation, heures. (2) Profondeur du prélèvement des échantillons, cm. a) M-11. Solonchak. b) M-12. Solonetz-solonchak. c) M-13. Solonetz de prairie calcaire, solonchakoïde, peu profond.

Tableau 6. Conductivité hydraulique des sols de la Vallée du Tisza (K = cm/jour). (1) Durée de l'observation, heures. (2) Profondeur du prélèvement des échantillons, cm. a) M-14. Solonetz de prairie, peu profond. b) M-15. Solonetz de prairie profond, en voie d'évoluer en sols de steppe. c) M-16. Sols de prairie, solonietzoïde en profondeur.

Fig. 1. Dispositif pour déterminer la conductivité hydraulique au laboratoire (méthode à pression d'eau constante). 1. Robinet d'eau. 2. Récipient de mesure au niveau d'eau constant, avec décharge. 3. Cylindre d'insertion en cuivre et tuyau additionnel avec un joint en caoutchouc. 4. Tissu artificiel. 5. Siphon. 6. Échantillon de sol.

Fig. 2. Dispositif pour déterminer la conductivité hydraulique au laboratoire (méthode à pression diminuante). 1. Tuyau d'alimentation. 2. Bouchon en caoutchouc. 3. Tuyau additionnel avec un joint en caoutchouc. 4. Cylindre en cuivre. 5. Échantillon de sol. 6. Récipient de mesure au niveau d'eau constant. 7. Siphon. 8. Becher en verre. 9. Tissu artificiel.

Fig. 3. Changements des valeurs K en fonction du temps dans les différents horizons du sol solonchak (Profil M-11). Axe vertical: K-cm/jour, à l'échelle logarithmique. Axe horizontal: Durée de l'observation, heures, à l'échelle arithmétique.

Fig. 4. Changements des valeurs K en fonction du temps dans les différents horizons du solonetz de prairie, peu profond (Profil M-14). Axes vertical et horizontal: voir Fig. 3.

Fig. 5. Changements des valeurs K en fonction du temps dans les différents horizons du sol de prairie, solonietzoïde en profondeur (Profil M-16). Axes vertical et horizontal: voir Fig. 3.

Гидравлическая проводимость засоленных почв Венгерской Низменности

ДЬ. ВАРАЛЛЯИ

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

Резюме

Исследования проводили на почвенных образцах, взятых из генетических горизонтов 3—3 разрезов засоленных почв, заложенных на двух характерных засоленных территориях Венгерской Низменности — в долине Дуная (Кишкуншаг) и в долине Тиссы (Хортобадь).

Изучаемые почвы были следующими:

- M—11: Солончак на карбонатном аллювии Дуная.
- M—12: Солончак-солонец, на карбонатном аллювии Дуная.
- M—13: Солончаковый, карбонатный корковый луговой солонец, на карбонатном аллювии Дуная.
- M—14: Корковый луговой солонец, на карбонатной лёссовидной глине.
- M—15: Остепняющийся луговой солонец, на карбонатной лёссовидной глине.
- M—16: Глубоко солонцеватая луговая почва, на карбонатной лёссовидной глине.

Взятые образцы подвергли подробным лабораторным анализам.

В глинистой фракции всех почвенных типов преобладал иллит, в почвах долины Тиссы обнаружено значительное количество монтмориллонита.

Для изучения гидравлической проводимости почвы в лабораторных условиях сконструировали, пригодное и для серийных анализов, оборудование действующее на основе принципов метода постоянного напора воды ($K > 15$ см/день) и падающего напора воды ($K < 15$ см/день). Соответственно этому, величины K рассчитывали на основании уравнений (1) и (2) (Обозначения смотри на рисунке 1 и 2). Величины K и их изменение во времени измеряли в образцах почвы с ненарушенной структурой, с дистиллированной водой, производя отсчеты два раза в день, до стабилизации значений K . За время опыта определяли изменения объемного веса почвы, pH среды, и общего содержания солей. Определения проводили в трех повторностях и публикуемые данные являются средним измерений.

1. Наблюдались значительные различия в величинах K между отдельными типами почвы и отдельными генетическими горизонтами почвы. Величина K в грубо-песчаной подпочве солончака из долины Дуная была 10^2 , в горизонте А изученных почв 10^1 , в более глубоких слоях глубоко солонцеватой луговой почвы и в почвообразующих породах аллювиальных почв долины Дуная 10^0 , в разрезах более легких по механическому составу засоленных почв долины Дуная 10^{-1} , в хортобадьских солонцах тяжелых по механическому составу и лёссовидных почвообразующих породах $10^{-1} - 10^{-2}$, в горизонте В коркового лугового солонца 10^{-3} см/день.

2. Большие величины K в горизонтах А связаны с низкими величинами содержания обменного натрия, с более легким механическим составом и с более высоким содержанием органического вещества в результате большого количества корневых остатков. В засоленных почвах на гидравлическую проводимость, в первую очередь, на определяющее количество грубых пор оказывает влияние распад агрегатов под действием ионов натрия, увеличение гидратации или следующее за этим набухание, пептизация, диспергирование и передвижение глинистых частичек. Соответственно этому величины K показывают, в первую очередь, связь с насыщенностью почвы ионами обменного натрия: в глубокосолонцеватой луговой почве более тяжелого механического состава, но с незначительной насыщенностью ионами обменного натрия получили величины K на несколько порядков выше, чем в различных горизонтах засоленных почв долины Дуная более легкого механического состава, но сильно насыщенных ионами обменного натрия. Увеличение количества глины и ионов обменного натрия сверх определенной величины уже не оказывало влияния на значение K . В случае незначительной насыщенности ионами обменного натрия величина K зависит от содержания обменного натрия, в случае незначительного содержания глины — от механического состава. Среди почв в одинаково высокой степени насыщенных ионами обменного натрия легкие почвы долины Дуная

дали более высокие показатели K , по сравнению с почвами долины Тиссы более тяжелыми по механическому составу.

Гидравлическая проводимость в слоях с более высоким содержанием солей была относительно высокой не зависимо от состава солей.

3. В ходе измерений гидравлической проводимости с дистиллированной водой величины K в значительной степени снижались.

Наблюдавшиеся изменения были в основном трех типов:

а) В ходе определения в горизонте А изученных почв возрастал объемный вес, снижалась общая порозность и в незначительной степени уменьшалось значение K . Причиной изменений соответственно уравнению Kozony—Carmen является распад макро- и микроагрегатов, механическое уплотнение почвы, механическая закупорка пор.

б) В глубоко солонцеватой луговой почве, наряду с вышеуказанными изменениями, происходит значительное набухание почвы: объем увеличивается, объемный вес снижается, общая порозность увеличивается. В результате т. н. «внутреннего» набухания размер пор изменяется, количество грубых пор снижается, соответственно этому снижается и значение K .

в) В засоленных почвах еще в большей степени проявляется распад макро- и микро-структурных отдельных частей, механическая закупорка грубых пор. В результате высокой гидратации адсорбированных ионов натрия степень набухания увеличилась (объемный вес снижался). В ходе измерения (выщелачивание дистиллированной водой) в слабой степени возрастала насыщенность ионами обменного натрия, в значительной мере снизилось общее содержание солей, следовательно концентрация электролита просачивающейся жидкой фазы. Флоккулятивное влияние солей уже не проявлялось, скорее сильная гидратация ионов натрия и происходящая отсюда пептизация, диспергирование. Соответственно вышеуказанному со временем сильно снижалось значение K засоленных почв, это явление особенно сильно проявлялось в горизонтах с высоким содержанием солей (например, верхние горизонты солончаков, горизонты накопления солей B_2 в солонцах и т. д.). В начале значения K быстро снижались, затем это снижение замедлялось и после 70—170 часов стабилизировались с величинами, которые по сравнению с начальными были более выравненными.

4. Величины K и особенно кривые проницаемости выражающие их изменение во времени могут быть хорошо использованы для характеристики физических и водных свойств засоленных почв, для фиксирования изменений, наступающих в результате применения различных мероприятий (обработка почвы, мелiorация, орошение, и т. д.) более того, для некоторого прогнозирования результатов, ожидаемых от проведения этих мероприятий.

5. На основании наших исследований были сделаны и некоторые практические выводы в отношении водно-хозяйственных свойств почвы, условий и возможностей их мелiorации.

Табл. 1. Данные основных анализов почвы. (1) Номер почвенного разреза. (2) Обозначение генетического горизонта и глубина в см. (3) Глубина взятия образцов в см. (4) рН в начале и конце опыта. (5) Объемный вес в начале и конце опыта. (6) Общее содержание солей в % в начале и конце опыта. (7) Гумус.

Табл. 2. Механический состав изученных почв в %. (1) Номер разреза. (2) Глубина взятия образцов в см. (3) Потеря от обработки соляной кислотой в %. (4) Механические фракции в мм. (5) Физический песок и физическая глина.

Табл. 3. Данные анализа водной вытяжки (1 : 5) в мг. экв./100 г почвы. (1) Номер разреза. (2) Глубина взятия образцов в см. (3) Сухой и прокленный остаток в %.

Табл. 4. Адсорбционные свойства изученных почв. (1) Номер разреза. (2) Глубина взятия образцов в см. (3) Содержание ионов обменного натрия в мг. экв./100 г почвы. (4) Емкость поглощения мг. экв./100 г почвы. (5) Содержание ионов обменного натрия в % от емкости поглощения.

Табл. 5. Гидравлическая проводимость засоленных почв долины Дуная, $K = \text{см}^2/\text{день}$. (1) Время наблюдения, часы. (2) Глубина взятия образцов в см. а) М—11: Солончак. в) М—12. Солончак-солонец. с) М—13. Карбонатный корковый луговой солонец.

Табл. 6. Гидравлическая проводимость засоленных почв Затисья, $K = \text{см}^2/\text{день}$. (1) и (2) смотри в таблице 5. а) М—14. Корковый луговой солонец. в) М—15. Остепняющийся глубокий луговой солонец. с) М—16. Глубокосолонцеватая луговая почва.

Рис. 1. Определение гидравлической проводимости почвы в лабораторных условиях (метод постоянного напора). (1) Кран. (2) Сосуд с постоянным уровнем. (3) Цилиндр вкладыш и надставная трубка с резиновой прокладкой. (4) Синтетическая сетчатка. (5) Сифон. (6) Образец почвы.

Рис. 2. Определение гидравлической проводимости почвы в лабораторных усло-

виях (метод падающего напора). (1) Трубка дозирующая воду. (2) Резиновая пробка. (3) Надставная трубка с резиновой прокладкой. (4) Цилиндр вкладыш. (5) Образец почвы. (6) Ванночка с постоянным уровнем. (7) Сифон. (8) стакан. (9) Синтетическая сетчатка.

Рис. 3. Изменение величин K со временем в отдельных горизонтах солончаков долины Дуная (разрез М—11). По вертикальной оси — $K = \text{см/день}$. По горизонтальной оси — время наблюдения в часах.

Рис. 4. Изменение величин K со временем в отдельных горизонтах коркового лугового солонца в Затисье (разрез М—14). Объяснение смотри на рисунке 3.

Рис. 5. Изменение величин K со временем в отдельных горизонтах глубоко солонцеватой луговой почвы (разрез М—16). Обозначение смотри на рисунке 3.