

COMPARING HYDRAULIC CONDUCTIVITY DETERMINATION METHODS ON SANDY SOIL

e-mail: fodornandor@rissac.hu

Az öt ismételtsben végzett mérések és becslések vezető képesség értékeinek átlagértéke 26 és 175 cm/nap között változott. Kilenc eljárás K_S értéke 68 és 91 cm/nap közé esett, míg egy mérés és egy becslő eljárásé ennél jóval nagyobb, illetve jóval kisebb K_S értékű volt.

Az új, 'kéreg' módszer kimutatta, hogy a makro-pórus áramlás nem jellemző erre a talajra. Feltételezve, hogy a talaj genetikai szintjének méretéhez közelebb álló 5500 cm³-es mintákon kapott hidraulikus vezető képesség értékek a ténylegeshez jobban közelítenek, mint a 100 cm³-es mintákon mértek, megállapíthatjuk, hogy a szabványos, kispatronos mintákon mért értékek, a szerkezet nélküli homoktalajokon, jól reprezentálják a talaj tényleges K_s értékét. A terepi mérési módszerek - a 'tension disc' infiltrométer kivételével - hasonló eredménnyel alkalmazhatónak bizonyultak.

1. Bevezetés

A talaj vízvezető képessége $K(\Phi)$ a talajnedvesség-potenciál (Φ) exponenciális jellegű, függvénye (Gardner, 1958). Meghatározásának elve egyszerű, gyakorlati kivitelezése azonban bonyolult és időigényes (Rose et al., 1965; Watson, 1966; Vachaud, 1967; Bouma et al., 1971; Dirksen, 1975; Clothier et al., 1981; Jones et al., 1984; van Grinsven et al., 1985; Klute et al., 1986; Green et al., 1986; Sisson et al., 1991; Várallyay, 1993). A $K(\Phi)$ összefüggést ezért főként csak kutatási célokból határozzák meg mérés útján.

Általában a vízzel telített talaj vízvezető képességét (telítési vízvezető képesség: K_s) mérik meg és a $K(\Phi)$ függvényt a K_s és a un. relatív vízvezető képesség függvény: $K_r(\Phi)$ szorzataként állítják elő (van Genuchten, 1980; Rajkai, 1984). A relatív vízvezető képesség függvényt legtöbb esetben a víztartóképeség-függvényből: $\Theta(\Phi)$ származtatják a Mualem-van Genuchten módszer segítségével (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980).

A hidrológiai, a növénytermesztési és az ökológiai rendszermodellek egyik fontos bemenő paramétere a vízzel telített talaj vízvezető képessége. Mivel a rendszer működését 'szimuláló' modellt paramétereinek megfelelő beállításával 'igazítják' a modellezendő rendszerhez, a paraméter-érték megadása - különösen a nagy variabilitásúaké - kiemelt jelentőségű. A telítési hidraulikus vezető képesség a talajok egyik legnagyobb variabilitású paramétere (Upchurch, 1988). A K_s paraméter esetében célszerű ezért a modellezendő talajon mért érték használata. A mért K_s értékek azonban jelentősen, 1-2 nagyságrendet is elérően különbözhetnek.

Sok esetben K_s értékét becsléssel határozzák meg. A K_s becslésére kidolgozott eljárások (Campbell, 1985; Wösten et al., 1999; Suleiman et al., 2001; Jabro, 1992) is szolgáltathatnak akár egy nagyságrenddel különböző eredményeket.

A szabványos 100 cm³-es talajmintán mért telítési vízvezető képesség (Várallyay, 1973b) nem feltétlenül reprezentálja a megmintázott talajréteget a kis mintatérfogata miatt. A telítési

1 illetve telítésközei hidraulikus vezető képesség meghatározására több laboratóriumi és terepi
2 módszert dolgoztak ki (Aronovici, 1955; Dixon, 1975; Passioura, 1976; Reynolds and Elrick,
3 1986; Booltink et al., 1991; Eching et al., 1994; Zhang, 1997). A terepi módszerek közül a
4 duplakeretes módszer K_s értékét tartják etalonnak annak ellenére, hogy a módszerrel mért
5 vezető képesség értékek nem függetlenek a keretek méretétől (Gregory et al., 2005).

6 Vizsgálataink során arra kerestünk választ, hogy melyik mérési módszer K_s értékei
7 tekinthetők leginkább valóságosnak? Illetve a szabványos módszer eredményei jól
8 reprezentálják-e a talaj telítési hidraulikus vezető képességét?

11 2. Anyag és Módszer

12 Három módszertani csoport 11 eljárását hasonlítottuk össze örbottyáni meszes homoktalaj
13 telítési vízvezető képesség értékeinek meghatározása során: négy terepi illetve három
14 labormérést, valamint négy becslő eljárást (pedotranszfer függvény, PTF). A vizsgált talaj
15 illetve a módszerek főbb jellemzőit az 1. illetve 2. táblázatban foglaltuk össze.

16 A talaj 10-30 cm közötti rétegének vízvezető képességét kívántuk meghatározni, mivel a
17 nedvesség mélybeszivárgása szempontjából ezen réteg vezető képessége a meghatározó. A
18 beszivárgási méréseket illetve a mintavételezést az 1. ábrán bemutatott módon végeztük.

19
20 1. táblázat: A vizsgált örbottyáni talaj néhány jellemző értéke. TT a térfogattömeg, VKmax a
21 maximális vízkapacitás értéke.

| TT, gcm ⁻³ | Humusz, % | Mész, % | Homok, % | Vályog, % | Agyag, % | VKmax, V% |
|-----------------------|-----------|---------|----------|-----------|----------|-----------|
| 1,67 | 0,91 | 5,1 | 86,3 | 8,3 | 5,4 | 39,0 |

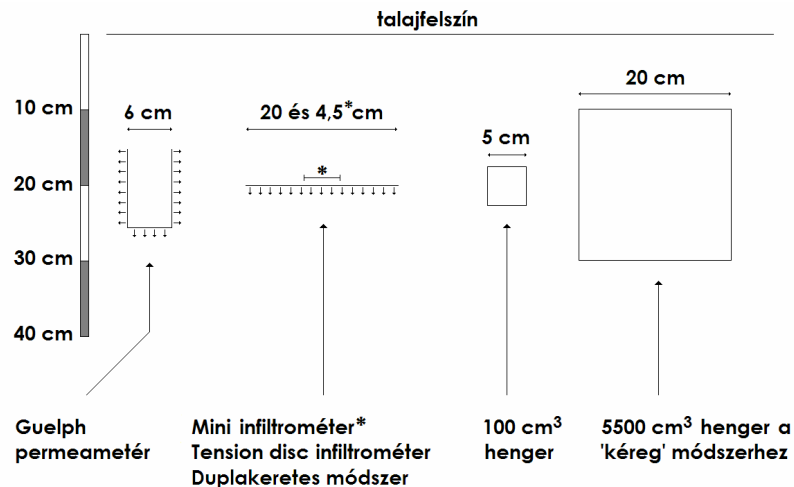
2. táblázat: A vizsgálat módszerek és jellemzőik. A $K_{S, \text{makro}}$ illetve $K_{S, \text{mátrix}}$ a talaj makropórusokkal illetve azok kizárásával meghatározott K_S értéke.

| Módszer | Típus | Mért mennyiség | A mérés jellemzője | Irodalom |
|----------------------------|---------|-------------------------------------|--|-----------------------------------|
| Duplakeretes | Terepi | $K_{S, \text{makro}}$ | Olcsó és könnyen kezelhető. | <i>Aronovici, 1955</i> |
| Guelph permeaméter | | $K_{S, \text{makro}}$ | Költséges, de könnyen kezelhető. | <i>Reynolds and Elrick, 1986</i> |
| Mini infiltrométer | | $K_{S, \text{mátrix}}$ | Olcsó és könnyen kezelhető. A K_S kiszámításához szükség van a víztartó képesség mérés eredményére. | <i>Zhang, 1997</i> |
| Tension disc infiltrométer | | $K_{S, \text{mátrix}}$ | Költséges és nehézkesen kezelhető | <i>Wooding, 1968</i> |
| Kispatronos | Labor | $K_{S, \text{makro}}$ | 100 cm ³ -es minta; állandó vagy csökkenő vízoszlop módszerű | <i>Várallyay, 1973b</i> |
| Nagypatronos | | $K_{S, \text{makro}}$ | 5500 cm ³ -es minta; állandó vízoszlop módszer | <i>Booltink et al., 1991</i> |
| Nagypatronos | | $K_{S, \text{mátrix}}$ és $K(\Phi)$ | 5500 cm ³ -es minta; 0-30 cm _{H2O} szívóerő melletti mért beszívárgás | <i>Booltink et al., 1991</i> |
| PTF #1 | Becslés | $K_{S, \text{mátrix}}$ | Elméleti fizikai és tapasztalati alapon számol. Bemenő adat: térfogattömeg és mechanikai összetétel (MÖ) | <i>Campbell, 1985</i> |
| PTF #2 | | $K_{S, \text{makro}}$ | Európai adatbázison kifejlesztett. Bemenő adat: térfogattömeg, humusztartalom és MÖ | <i>Wösten et al., 1999</i> |
| PTF #3 | | $K_{S, \text{mátrix}}$ | Amerikai adatbázison kifejlesztett. Bemenő adat: térfogattömeg, humusztartalom és MÖ | <i>Suleiman and Ritchie, 2001</i> |
| PTF #4 | | $K_{S, \text{makro}}$ | Amerikai adatbázison kifejlesztett. Bemenő adat: térfogattömeg, humusztartalom és MÖ | <i>Jabro, 1992</i> |

Minden terepi mérést 5 ismétlésben végeztünk. A labormérésekhez 5 db* 100 cm³-es és 5 db 5500 cm³-es mintát vettünk. Öt darab kispatronos mintán víztartó képességet illetve térfogattömeget, további 5 db bolygatott mintából mechanikai összetételt és humusztartalmat határoztunk meg. A terepi mérésekhez és a mintavételezéshez kb. 12 m²-es parlagterületet használtunk.

* Az első mérést hosszú száraz időszak előzte meg. Ekkor nagy nehézségek árán sikerült 5 db kispatronos mintát venni, de nagyméretű mintát nem.

1 1. ábra: A terepi mérések és a mintavételezés méretarányos geometriai jellemzői



A duplakeretes módszerhez (Aronovici, 1955) 40 és 20 cm átmérőjű külső illetve belső gyűrűt használtunk, néhány cm-re a talajba nyomva. A belső gyűrűben és a két gyűrű közötti térben Mariott palackokkal 4 cm magas vízréteget tartottunk fent. A belső gyűrű vízutánpótlását biztosító palackból időegység alatt kifolyó víz mennyiségét mm-ben jegyeztük fel, amely alapján a telítési vízvezető képességet a Darcy-egyenlet alkalmazásával számítottuk ki.

A Guelph permeaméterrel 6 cm átmérőjű furatban 5 majd 10 cm-es vízoszlopot tartottunk fenn mm skálával ellátott Mariott palackkal. A vízfogyásból a K_{FS}^{\dagger} értékét határoztuk meg Reynolds and Elrick (1986) módszerével. A mérőeszköz nagy előnye, hogy megfelelő furtatban a talajszelvény különböző mélységű rétegeinek vízvezető képessége több méteres mélységig is mérhető.

A minikorong (minidisk) infiltrométer kisméretű mérőeszköz, amellyel a talaj vízvezető képessége a 0,5-7 cm_{H2O} szívóerő tartományban – azaz közel víztelített nedvességállapotban – mérhető. Az eszköz szinterezett fémporból sajtolt korongon keresztül érintkezik a talajjal kiküszöbölve a 'tension disc' infiltrométereknél alkalmazott szitaszövet sérülékenységből, és a közberétegzendő kvarhomok használatából adódó kényelmetlenségeket. Mivel a beszívargási felület kb. 15 cm², a méréshez mintegy 100 cm³ víz elégséges. A módszer gyengesége, hogy a kiértékeléshez szükség van a talaj mért víztartó képesség értékeire illesztett van Genuchten-féle víztartó képesség-függvény (van Genuchten, 1980) α és n

[†] A vízzel telített talaj vízvezető-képessége (K_S), megkülönböztetendő a terepi mérések során, telítésközeli állapotban mérhető vízvezető-képességtől, amelyet K_{FS} -sel vagy K_{NS} -sel szokás jelölni a *Field Saturated* illetve *Near Saturated* kifejezések alapján.

1 paramétereinek értékére (Zhang, 1997). Az őrbottyáni talaj víztartó képesség értékeit
2 Várallyay (1973a) módszerével határoztuk meg.

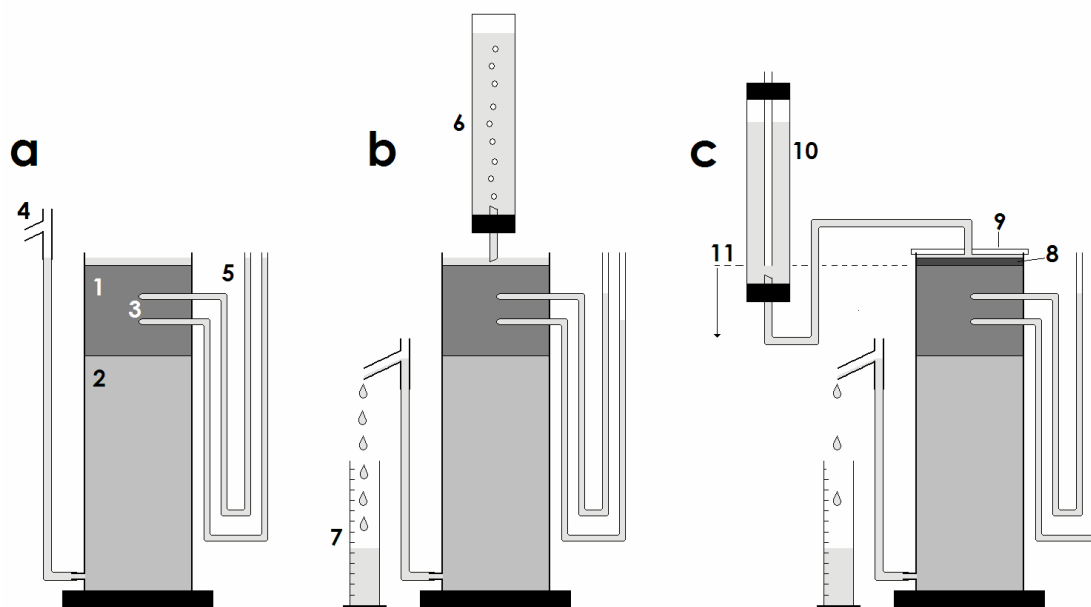
3 A negyedik terepi mérőeszköz a nemzetközi irodalomban is gyakran szereplő 'tension
4 disc' infiltrométer (Wooding, 1968, Rajkai et al., 1993; Farkas és Rajkai, 2002). Ennél 20 cm
5 átmérőjű, szítaszövettel bevont perforált plexikorongon keresztül szívárog a víz, a talajra
6 rétegezett vékony kvarchomokrétegen át, a talajba. Segítségével a 0-30 cm_{H2O} szívóerő
7 tartományban mérhetjük meg a közel telített talaj vízvezető képességét. Használata jóval
8 nehezebb 'kisméretű' társánál. A mérés előtt a beállított tenzió-értékek laboratóriumban
9 történő kalibrálása is javasolt.

10 A kispatronos (100 cm³) mintákon, a szabványos, csökkenő vízoszlop módszerrel
11 (Várallyay, 1973b) határoztuk meg a telítési vízvezető képességet. Az első mintavételt hosszú
12 csapadékmentes időszak után kíséreltük meg, amikor a talaj felső néhány 10 cm-es rétege
13 beton keménységűre száradt ki. A nagypatronos (5500 cm³) mintákat ekkor nem tudtuk
14 begyűjteni a kispatronosokat (100 cm³) azonban igen, igaz csak nagy nehézségek árán. A
15 mintavétel érdekében kb. 12 m²-es területet öntözéssel benedvesítettünk. A terepi méréseket
16 illetve a mintavételezést két nappal az öntözés után végeztük el. A mintavételezést szilikon
17 zsírral bekent belsőfalú patronokkal is elvégeztük a falhatás kimutatása illetve kizárása
18 érdekében.

19 A nagypatronokat a talajba nyomás előtt - az előírást követve - belülről gépzsírral kentük
20 be. A patronokat 2,5 tonnás traktor hidraulikus emelőjének segítségével préseltük a talajba
21 úgy, hogy a 20 cm magas hengerek 18 cm magasságig teltek meg talajjal. A hengerekbe kb.
22 5500 cm³ talaj került. A laboratóriumban a talajpatronokat 50 cm magas kvarchomokkal
23 telített hengerekre helyeztük. A minta és a henger csatlakozási pontját vízzáró ragasztóval
24 tömítettük. A hengert és a patronba vett talajt alulról vízzel telítettük. A telítéshez használt
25 szilikon csővel a víz szintje tetszőlegesen állítható (2a. ábra). A talaj felszínétől 7 és 12 cm
26 mélységben egy-egy tenziométert helyeztünk a mintákba a víztelítettség ellenőrzésére. A
27 vízszintet 1 cm-rel talaj felszíne fölé állítottuk. Miután a tenziométerek szerint a talaj teljesen
28 telítődött vízzel, a talaj vízborítottságát megtartva, átfolyási kísérletet hajtottunk végre,
29 amelyhez a vízutánpótlást Mariott palackkal biztosítottuk. A víz szintjét a talaj felszíne alatt
30 20 cm-re állítottuk és túlfolyó segítségével a talajon átfolyó vizet mérőhengerekben fogtuk fel
31 (2b. ábra). A minta keresztmetszetén egységnyi idő alatt átfolyó víz ismeretében a telítési
32 vízvezető képességet a Darcy egyenlettel számítottuk ki.

33 A nagypatronos minták labormérésekor az un. 'kéreg' módszert (Booltink et al. 1991) –
34 tudomásunk szerint - először alkalmaztuk Magyarországon.

2. ábra: A 'kéreg' módszer elrendezése *Booltink et al.* (1991) szerint. 1 – talajminta, 2 – kvarchomokkal töltött henger, 3 – tenziométerek, 4 – túlfolyó, 5 – manométerek, 6 – Mariott palack, 7 – mérőhenger, 8 – kvarchomok-csemperagasztó kéreg, 9 – plexi kupak, 10 – bűretta, 11 – 0 cm_{H2O} szívóerő szintje.



A K_s értékek mérése után finom kvarchomok és csemperagasztó 10:1 arányú keverékéhez további 10 tömegszázalék víz adagolásával száraz keveréket hoztunk létre, amelyből 1 cm vastag kérget rétegeztünk a talajminták felszínére. A kéreg megszilárdulása után a patronok tetejére vízzáró szilikonnal plexi kupakot ragasztottunk. A kupak egyik csőcsomkjára Mariott csővel ellátott bűrettát csatlakoztattunk (2c. ábra). A bűrettából kifolyt víz feltöltötte a kéreg felszíne és a plexi kupak közötti hézagteret, a kiszorított levegő pedig a másik csőcsomkon távozott. A levegő távozása után ezt a csőcsomkot dugóval lezártuk. A bűretta illetve a Mariott cső alsó végének patronhoz képesti helyzetét változtatva a talaj felszínén 0 és 40 cm_{H2O} közötti szívóerőt állíthattunk be (2c. ábra). A kéreg segítségével a vízáramból kizártuk a makro-pórusokat. Így a talajmátrix telítési vízvezető képessége mérhetővé vált, valamint egyre nagyobb szívóerők beállításával a $K(\Phi)$ függvény nagyobb tenziótartományba eső része is.

A 2. táblázatban felsorolt becslőeljárásokhoz a talajminták térfogattömegét, mechanikai összetételét és humusztartalmát használtuk.

A K_s mért értékei log-normális eloszlásúak (*Nielsen*, 1983). Az öt ismétlésben mért K_s értékek átlagát, a log-normális eloszlásnak megfelelően, a következő módon számítottuk (*Rényi*, 1973):

$$\overline{K_s} = \exp \left\{ \ln(M) - \frac{1}{2} \ln \left(\frac{S^2 + M^2}{M^2} \right) \right\}$$

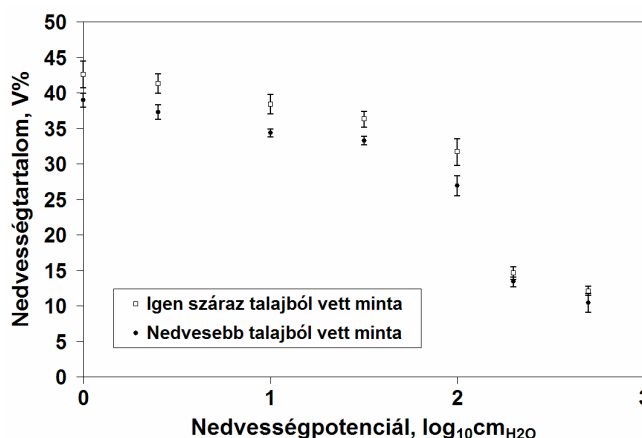
ahol: $\overline{K_s}$ a K_s értékek log-normális átlaga, M a K_s értékek átlaga, S^2 a K_s értékek szórása. Mivel a normalitás nem áll fenn a különböző módszerekkel meghatározott K_s értékek átlagát U-próbával (*Mann and Whitney*, 1947) hasonlítottuk össze, $\alpha = 0,05$ szignifikancia szintet alkalmazva.

3. Eredmények és következtetések

A száraz ($\Theta=0,016 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$) és az öntözött ($\Theta=0,071 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$) talajból vett minták víztartó képesség függvénye jelentős eltérést mutatott az alacsony tenziójú tartományban (3. ábra). A száraz talajból vett mintákon, a különböző nedvesség-potenciálokon mért víztartalmak átlaga és szórása is nagyobb volt. Ebből arra lehet következtetni, hogy a mintázó henger száraz talajba ütésekor a talajminta szerkezete megváltozott, repedések keletkeztek benne. Ezt támasztják alá a telítési vízvezető képesség mérések eredményei is (3. táblázat). A száraz talajból vett minták mért K_s értékének átlaga és a szórása is jelentősen eltért a nedvesebb talajból vett mintákétól. Az eredmény azt igazolja, hogy a mintavétel körülményei a mérés eredményét és megbízhatóságát is befolyásolják. Az U-próba szerint a zsírozás nélkül vett minták telítési vízvezető képesség értéke szignifikánsan nagyobb, mint a nagy patronos mintáké. A zsírozott falú minták K_s értéke (3. táblázat) nem különbözött szignifikánsan a 'kéreg' módszerrel mért értéktől. Ezen eredmény alapján a mintázóhenger fala és a talaj között kialakuló makro-pórusok (fal-hatás) megnövelik vízvezető képesség átlagát, amelyet a zsírozás kiküszöbölt. Javasoljuk ezért a mintahenger falának zsírozását a K_s mintavételi módszer részévé tenni.

A 'kéreg' módszer eredeti változatán számos kisebb változtatást hajtottunk végre, amelyek a mérések eredményét nem befolyásolták, viszont a kivitelezhetőséget nagyban egyszerűsítették. Ezek közül a legjelentősebb a boltíves plexi kupak használata, amely megkönnyíti a buborékok távozását. Az eredetileg javasolt, lapos plexi korong (2c. ábra) alkalmazásakor, a kupak és a kéreg közötti hézagter vízrel való feltöltésekor, légbuborékok szorulhatnak a kupak alá, meghamisítva a mérés eredményét.

3. ábra: Különböző nedvességállapotú örbottyáni meszes homok talajból 5 ismétlésben vett minták átlagos nedvességtartalom értékei a nedvességpotenciál függvényében. A függőleges vonalak a szórás nagyságát jelölik.



A különböző módszerekkel meghatározott telítési vízvezető képesség értékeit a 3. táblázatban foglaltuk össze.

A 'kéreg' módszerrel kimutattuk, hogy a makro-pórus áramlás nem jellemző az örbottyáni homoktalajra: A telítési vízvezető képesség közel nyolcvan százalékát a talajmátrix adta (3. táblázat). A 'kéreg' módszerrel kapott két telítési vízvezető képesség, a makro-pórusokkal illetve azok kizárásával mért $K_{S,\text{makro}} = 91,7 \pm 22,5 \text{ cm/nap}$ ($\alpha = 0,05$) illetve $K_{S,\text{mátrix}} = 72,9 \pm 10,6 \text{ cm/nap}$ ($\alpha = 0,05$), értéket viszonyítási alapul véve a homok fizikai féleségű talajon alkalmazott különböző mérési és becslési eljárások eredményét a következőképpen értékelhetjük:

A terepi mérőeszközökkel általában kisebb telítési vízvezető képességeket mértünk, mint a nagypatronos mintákon a laboratóriumban. Ez megerősíti azokat a korábbi eredményeket, melyek szerint a terepi eszközökkel csak a telítésközel állapothoz jellemző vízvezető képesség értéket (K_{FS} vagy K_{NS}) lehet mérni, amely magától értetődően kisebb, mint a vízzel teljesen telített talajé (K_S). A terepi módszerek eredményei, a 'tension disc' infiltrométert kivéve, a U-próba (*Mann and Whitney, 1947*) szerint, nem különböztek szignifikánsan. A 'tension disc' infiltrométer K_S értéke jelentősen nagyobb volt, mint a többi módszeré. Ennek magyarázata abban kereshető, hogy a mérés során nem jött létre az egyensúlyi állapot.

1 3. táblázat: A vizsgálatba vont módszerekkel meghatározott $K_{S, \text{makro}}$ illetve $K_{S, \text{mátrix}}$ értékek.

| Módszer | Típus | Mért mennyiség | Átlag, cm/nap | Szórás, cm/nap | Szignifikáns eltérés a 'kéreg' módszer eredményétől |
|----------------------------|---------|--|---------------|----------------|---|
| Duplakeretes | Terepi | $K_{S, \text{makro}}$ | 71,5 | 9,1 | Nem |
| Guelph permeaméter | | $K_{S, \text{makro}}$ | 83,9 | 31,3 | Nem |
| Mini infiltrométer | | $K_{S, \text{mátrix}}$ | 67,9 | 5,1 | Nem |
| Tension disc infiltrométer | | $K_{S, \text{mátrix}}$ | 122,0 | 27,8 | Igen |
| Kispatronos | Labor | $K_{S, \text{makro}}$ (száraz talajból) | 174,8 | 117,8 | Igen |
| Kispatronos | | $K_{S, \text{makro}}$ (nedves talajból) | 145,0 | 19,6 | Igen |
| Kispatronos | | $K_{S, \text{makro}}$ (nedves talajból, kiszírozott patronnal) | 74,1 | 28,8 | Nem |
| Nagypatronos | | $K_{S, \text{makro}}$ | 91,4 | 20,3 | - |
| Nagypatronos | | $K_{S, \text{mátrix}}$ | 72,8 | 9,5 | - |
| PTF #1 | Becslés | $K_{S, \text{mátrix}}$ | 73,5 | 2,0 | Nem |
| PTF #2 | | $K_{S, \text{makro}}$ | 74,6 | 4,3 | Nem |
| PTF #3 | | $K_{S, \text{mátrix}}$ | 26,4 | 0,7 | Igen |
| PTF #4 | | $K_{S, \text{makro}}$ | 75,5 | 9,5 | Nem |

2
3 A becslő eljárások közül a Campbell-féle módszer (3. táblázat, PTF #1) K_S értéke szoros
4 egyezést mutatott a 'kéreg' módszerrel nyert eredménnyel. A talaj mátrix K_S értéke becslésére
5 kidolgozott módszer (3. táblázat, PTF #3) jelentősen alulbecsülte a 'kéreg' módszer
6 eredményét. Az európai HYPRES illetve az észak-amerikai UNSODA adatbázison
7 kidolgozott módszer (3. táblázat, PTF #2 és PTF #4) alulbecsülte ugyan a 'kéreg' módszerrel
8 meghatározott $K_{S, \text{makro}}$ értéket de az U-próba szerint az eltérés nem volt szignifikáns.

9 Feltételezve, hogy a talaj genetikai szintjének méretéhez közelebb álló 5500 cm³-es
10 mintákon kapott hidraulikus vezető képesség értékek a ténylegeshez jobban közelítenek, mint
11 a 100 cm³-es mintákon mértek, megállapíthatjuk, hogy a szabványos, kispatronos mintákon
12 mért értékek, a szerkezet nélküli homoktalajokon, jól reprezentálják a talaj tényleges K_S
13 értékét de csak abban az esetben ha a mérési eredményt jelentősen befolyásoló fal-hatást
14 kiküszöböljük. A vizsgált terepi K_S mérési módszerek szintén jól közelítik a homoktalaj
15 tényleges telítésközeli vízvezető képességét.

Köszönetnyilvánítás

Munkánkat az OTKA K 67672 pályázata támogatta, amelyért köszönetünket fejezzük ki az OTKA Irodának.

Irodalom

Aronovici, V.S. (1955) Model study of ring infiltrometer performance under low initial soil moisture. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 19: 1-6.

Booltink H.W.G., J. Bouma, and D. Giménez (1991) Suction crust infiltrometer for measuring hydraulic conductivity of unsaturated soil near saturation. *Soil Sci. Am J.* 55:566-568.

Bouma, J., D.I. Hillel, F.D. Hole, and C.R. Amerman (1971) Field measurements of hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35:362-364.

Campbell, G.S., (1985) *Soil Physics with BASIC. Transport models for soil-plant systems* 53-54. Elsevier

Clothier, B.E., and I. White (1981) Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:241-245.

Dirksen, C. (1975) Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39:22-27.

Farkas Cs. és K., Rajkai (2002) Moisture Regime with Respect to Spatial Variability of Soil Hydraulic Properties. *Agrokémia és Talajtan* 51: 7-16.

Gardner, W.R. 1958. Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85:228-232.

Green, R.E., L.R. Ahuja, and S.K. Chong (1986) *Methods of soil analysis (2nd edition) Part 1.* 771-796. ASA-SSSA, Medison Wisconsin USA

Gregory, J. H., Dukes, M. D., Miller, G. L., Jones, P. H. (2005) Analysis of double-ring infiltration techniques and development of a simple automatic water delivery system. Online. *Applied Turfgrass Science* doi:10.1094/ATS-2005-0531-01-MG.

Jabro, J.D. (1992) Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data. *Trans. ASAE* 35 2 (1992), pp. 557–560.

Jones, A.J., and R.J. Wagenet (1984) In-situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. *Water Resour. Res.* 20:1620-1626.

Klute, A. (1986) *Methods of soil analysis (2nd edition) Part 1.* 635-660. pp. ASA-SSSA, Medison Wisconsin USA

- 1 Mann, H. B., & Whitney, D. R. (1947). "On a test of whether one of two random variables is
2 stochastically larger than the other". *Annals of Mathematical Statistics*, 18, 50-60.
- 3
- 4 Mualem, Y. (1976) A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated
5 porous media. *Water Resour. Res.* 12:513-522.
- 6
- 7 Nielsen, D.R., Biggar, J.W., Erh, K.T. (1983) Spatial variability of field-measured soil-water
8 properties. *Hilgardia* 42:215-59 .
- 9
- 10 Rajkai K. (1984) A talaj kapilláris vezetőképességének számítása a pF-görbe alapján,
11 *Agrokémia és Talajtan* 33:50-62.
- 12
- 13 Rajkai K., J. Zsembeli, L. Blaskó and G. Várallyay (1993) Use of Tension Infiltrometer and
14 Water Retention Characteristics in the Assessment of Soil Structure. *Int. Agrophysics*. 7. 141-
15 154.
- 16
- 17 Rényi Alfréd (1973) Valószínűségszámítás. (2. kiadás) Tankönyvkiadó, Budapest.
- 18
- 19 Reynolds, W.D., and D.E. Elrick (1986) A method for simultaneous in-situ measurements in
20 the vadose zone of field saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the conductivity
21 pressure head relationship. *Ground Water Monit. Rev.* 6:84-89.
- 22
- 23 Rose, C.W., W.R. Stern, and J.E. Drummond (1965) Determination of hydraulic conductivity
24 as a function of depth and water content for soil in situ. *Water Resour. Res.* 3:1-9.
- 25
- 26 Sisson, J.B. and M. Th. Van Genuchten (1991) An improved analysis of gravity drainage
27 experiments for estimating the unsaturated hydraulic functions. *Water Resour. Res.* 27:569-
28 575.
- 29
- 30 Suleiman, A.A., & Ritchie, J.T. (2001) Estimating saturated hydraulic conductivity from soil
31 porosity. *Trans. ASAE*. 44: 235-239.
- 32
- 33 Upchurch, D.R., L.P. Wilding, and J.L. Hartfield. (1988) Methods to evaluate spatial
34 variability. p.201-229. *In* L.R. Hossner (ed.) *Reclamation of disturbed lands*. CRC press, Boca
35 Raton, FL
- 36
- 37 Vachaud, G. (1967) Determination of the hydraulic conductivity of unsaturated soils from an
38 analysis of transient flow data. *Water Resour. Res.* 3:697-705.
- 39
- 40 van Genuchten, M.Th. (1980) A closed form equation for predicting the hydraulic
41 conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
- 42
- 43 van Grinsven, J.J.M., C. Dirksen, and W. Bouten (1985) Evaluation of the hot-air method for
44 measuring soil water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:1093-1099.
- 45
- 46 Várallyay Gy. (1973a) A talaj nedvességpotenciálja és új berendezés annak meghatározására
47 az alacsony (atmoszféra alatti) tenziótartományban. *Agrokémia és Talajtan* 22: 1-22.
- 48
- 49 Várallyay Gy. (1973b) Berendezés bolygatatlan szerkezetű talajoszlopok hidraulikus
50 vezetőképességének meghatározására. *Agrokémia és Talajtan* 22: 23-36

1
2 Várallyay Gy. (1993) Háromfázisú talaj kapilláris vezetőképességének (k) meghatározása. In
3 Buzás I. (Szerk.) Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 1. A talaj fizikai,
4 vízgazdálkodási és ásványtani vizsgálata. INDA 4231 Kiadó, Budapest, ISBN 963 85126 0 1

5
6 Watson, K.K. (1966) An instantaneous profile method for determining the hydraulic
7 conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.* 2:709-715.

8
9 Wooding, R.A. Steady infiltration from a shallow circular pond. (1968) *Water Resour. Res.* 4:
10 1259-1273.

11
12 Wösten J.H.M., Lilly, A., Nemes, A., & Le Bas, C. (1999) Development and use of dataset of
13 hydraulic properties of European soils. *Geoderma*. 90.169-185.

14
15 Zhang, R. (1997) Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk
16 infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 1024-1030.