

مقارنة ثلاث طرائق مختلفة من أجل قياس التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة

إياد سراي الدين*

الملخص

أُستُخدمت في هذا البحث ثلاث طرائق مختلفة من أجل قياس التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة (k_s)، تشمل طريقة الضاغط المائي الثابت، طريقة المحاكاة باستخدام البرنامج Rosetta وطريقة Wind. ثم قُورنت طريقتي Rosetta و Wind مع الطريقة المرجعية وهي طريقة الضاغط المائي الثابت. كما أُستخدم كل من جذر متوسط مربع الخطأ (RMSE) والخطأ المتوسط (ME) كإختبارات إحصائية للمقارنة بين الطرائق وتحديد الطريقة الأفضل. بينت النتائج وجود انحراف في قيم k_s الناتجة عن الطريقتين Rosetta و Wind بالمقارنة مع الطريقة المرجعية. وأظهرت طريقة Wind أقل خطأ RMSE (0.38 سم/دقيقة)، وشكلت قيم k_s المحسوبة فقط 5 % من قيم k_s المقاسة كمتوسط عام لعينات الترب المدروسة. ولُوحظ أقل قيمة للخطأ ME (-0.27 سم/دقيقة) عند استخدام طريقة Wind. من جهة أخرى، بالرغم من الإرتباط القوي ($r=0.88$) بين القيم المقاسة وتلك المحسوبة للتوصيل المشبع عند استخدام طريقة Rosetta وُجد خطأ كبير (RMSE) بلغ 0.67 سم/دقيقة، كما شكلت قيم k_s المحسوبة فقط 41.9 % من قيم k_s المقاسة. وبشكل عام، إن استخدام كلا الطريقتين Rosetta و Wind من أجل قياس k_s يعطي إرتياباً في قيم k_s ، بينما كانت طريقة Wind هي الأفضل من أجل الحصول على قيم منطقية لـ k_s .

الكلمات المفتاحية: التوصيل الهيدروليكي المشبع، الضاغط المائي الثابت، Rosetta

*مدرّس في قسم علوم التربة - كلية الزراعة - جامعة دمشق

Comparison of three methods for determining saturated soil hydraulic conductivity

Iyad Srayeddin *

Abstract

In this study three different methods were used for determining saturated soil hydraulic conductivity (k_s), constant head, Rosetta code and Wind Both Rosetta and Wind methods were compared with the reference method (hydraulic constant head). In addition, statistical tests using Root Mean Square Error (RMSE) and Mean Error (ME) were used to identify the best method. The results showed that the k_s estimated by both Rosetta and Wind methods were biased and underestimated comparing to the k_s measured by the reference method. The Wind method showed the least RMSE value of 0.38 cm.min^{-1} . Moreover, the estimated k_s values was about 5% of the measured k_s values. Furthermore, the lowest ME value of $-0.27 \text{ cm.min}^{-1}$ was also observed when using Wind method. On the other hand, despite the high correlation ($r=0.88$) between the measured and the predicted k_s values, when using Rosetta method, a great RMSE value of 0.67 cm.min^{-1} are also found. Moreover, the estimated k_s values presented about 41.9% of the measured k_s values. More generally, employing both Wind and Rosetta methods for determining k_s , provides an uncertainties in k_s values. However, Wind method appears to be the best for obtaining a reasonable estimate of k_s .

Keywords: Saturated hydraulic conductivity, hydraulic constant head, Rosetta.

* Teacher in the Department of Soil Sciences, Faculty of Agriculture, University of Damascus

المقدمة

يُعدّ التوصيل الهيدروليكي المشبع (k_s) وغير المشبع للتربة (k) إحدى أهم الخواص الهيدروديناميكية التي تسمح بدراسة حركة وجريان الماء في التربة (Stolte, 1994). يُعبّر التوصيل الهيدروليكي للتربة عن مدى سماح التربة بنقل الماء عبرها، وهو يرتبط بشكل كبير بخواصها الفيزيائية المختلفة كالتركيب الميكانيكي والمسامية والمحتوى الرطوبي وطبيعة المكونات الصلبة. يزداد التوصيل الهيدروليكي للتربة بإزدياد محتواها الرطوبي ليصل إلى أعلى قيمة له في ظروف الإشباع ويُدعى عندئذٍ بالتوصيل الهيدروليكي المشبع (k_s). وهي قيمة ثابتة وحيدة تُميّز الترب عن بعضها البعض وتقيد في مقارنة قدرة هذه الترب على نقل الماء في حالة الإشباع (Hillel, 1998).

وتُقسم طرائق قياس k_s إلى طرائق مباشرة وأخرى غير مباشرة. تتميز الطرائق المباشرة بصعوبتها وتعقيدها واحتياجها لمستلزمات مخبرية أو حقلية خاصة بالإضافة لكلفتها العالية وإستهلاكها الكبير للوقت. تتنوع بشكل عام هذه الطرائق المباشرة بين طرائق حقلية وأخرى مخبرية حسب الهدف من الدراسة وظروف التجربة. تُعدّ طريقة الضاغط المائي الثابت constant hydraulic head من أهم الطرائق المخبرية المباشرة المستخدمة لقياس k_s (Klute and Drikson, 1986)، بينما تُعدّ طريقة المرشّح القرصي Infiltrometer Disc سواءً المرشّح القرصي المفرد min disc أو المزدوج multiple disc من أهم الطرائق الحقلية غير المباشرة المستخدمة حديثاً لقياس k_s (Latorre وزملاؤه، 2013). تُعدّ الطرائق المخبرية أكثر استخداماً من الطرائق الحقلية في كثير من الحالات بسبب سهولتها وإمكانية التحكم بعمليات القياس وظروف التجربة، ومن أهمها طريقة الضاغط المائي الثابت أو الهابط وطريقة Bruce-Klute (Chossat, 2005).

برزت في الآونة الأخيرة الطرائق غير المباشرة كطرائق بديلة للطرائق المباشرة من أجل قياس k_s . تتميز هذه الطرائق بسهولتها وسرعة تنفيذها، بالإضافة إلى قلة تكلفتها، ولكنها تتصف نوعاً ما بإنخفاض مستوى دقتها certainty وإنحسار تطبيقها ضمن مجال معين

(Šimůnek وزملاؤه، 2005)، ولكن حتى مع وجود الطرائق غير المباشرة تبقى الطرائق المباشرة ضرورية لأنها تُستخدم كطرائق مرجعية reference method من أجل معايرة الطرائق غير المباشرة وتقييم مستوى كفاءتها قبل استخدامها.

وتُعد النمذجة العكسية inverse modelling من أهم الطرائق غير المباشرة لقياس التوصيل الهيدروليكي المشبع وغير المشبع للتربة وأكثرها استخداماً (Mashayekhi وزملاؤه، 2016). تستخدم النمذجة العكسية جملة من النماذج الرياضية التي تقوم بالتنبؤ بالتوصيل الهيدروليكي من خلال عملية ضبط وإحكام Fitting للقيم المحسوبة مع القيم المقاسة تجريبياً والتي تحقق أقل خطأ RMSE ممكن (جذر متوسط مربع الخطأ). تُعد النمذجة العكسية من أهم عناصر برامج المحاكاة المختلفة مثل البرنامج Hydrus-1D الذي يُعد من أكثر برامج المحاكاة استخداماً في مجال علوم فيزياء التربة (Šimůnek وزملاؤه 2005، 2012) وذلك بسبب شموليته وسهولة استخدامه.

أما النوع الآخر من الطرائق غير المباشرة لقياس التوصيل الهيدروليكي للتربة فهو استخدام معادلات تُسمى pedotransfer functions أو (PTFS)، وتعتمد هذه المعادلات على بعض خواص التربة المختلفة مثل التركيب الميكانيكي، الكثافة الظاهرية، محتوى التربة من الكربون العضوي (Obiero وزملاؤه، 2013). ويُعد البرنامج Rosetta (Schaap وزملاؤه، 1998، 2001؛ Parasuramam وزملاؤه، 2006) الأكثر تداولاً في مخابر علوم التربة من أجل التنبؤ بـ k_s . وهو عبارة عن خوارزمية تدخل ضمن تطبيقات البرنامج Hydrus-1D، أو توجد منفصلة كبرنامج مستقل. تعددت الدراسات المرجعية حول استخدام طرائق مختلفة لقياس k_s على نفس عينات التربة، وذلك بهدف المقارنة بينها ودراسة كفاءة كل منها ودقتها بالمقارنة مع طريقة مرجعية معينة. قام Stolte وزملاؤه (1994) بمقارنة عدة طرائق مخبرية مختلفة من أجل قياس التوصيل الهيدروليكي للتربة وهي طريقة الهواء الساخن hot air، وطريقة قدرة التربة على إمتصاص الماء sorptivity، وطريقة المرشّح النقطي Drip infiltrometer، وطريقة

Wind وطريقة التدفق وحيد المرحلة one-step outflow. تبين نتيجة هذه الدراسة وجود إختلافات واضحة ومعنوية في قيم k_s الناتجة عن هذه الطرائق. في دراسة أخرى قام بها Adhanom وزملائه (2012) قارن فيها بين عدة طرائق حقلية ومخبرية لقياس التوصيل الهيدروليكي المشبع وغير المشبع للتربة تشمل طريقة النمذجة العكسية باستخدام البرنامج Hydrus، وطريقة الصرف الداخلي الحقلية، وطريقة Rosetta وطريقة Bruce-Klute، وبينت الدراسة وجود إختلافات معنوية في قيم k_s الناتجة عن استخدام هذه الطرائق. أشار Pandey وزملاؤه (2006) إلى وجود فروقات واضحة في التوصيل المشبع للتربة عند استخدام طرائق غير مباشرة تعتمد بشكل أساسي على علاقات تجريبية ونماذج مختلفة.

مبررات البحث

- تعددت في الآونة الأخيرة الطرائق المستخدمة لقياس التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة في العديد من مخابر التربة حول العالم، وإختلفت هذه الطرائق في شروط تطبيقها ونتائجها حتى عند استخدامها على نفس عينات التربة، لذلك من الضروري التوسع في دراسة هذه الطرائق وخاصة تلك الطرائق المتوفرة في مخابرننا ومقارنتها مع بعضها من أجل الوقوف على كفاءتها ودقة قياسها.

- صعوبة قياس التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة بشكل مباشر، وتكمن هذه الصعوبة أولاً في إعتيان عينة التربة غير المضطربة وخاصةً على أعماق كبيرة، وثانياً في درجة تعقيد طريقة القياس نفسها التي تتطلب مستلزمات مخبرية خاصة. مما استدعى البحث عن طريقة بديلة وهي النمذجة modelling التي تتصف بسهولة وتيسرها وعدم حاجتها للكثير من المستلزمات المخبرية.

الهدف من البحث

يهدف هذا البحث إلى تحقيق الهدفين التاليين:

أولاً: مقارنة بين ثلاث طرائق مختلفة تشمل طريقة الضاغط المائي الثابت، وطريقة المحاكاة باستخدام البرنامج Rosetta وطريقة Wind من أجل قياس التوصيل الهيدروليكي المشبع لمجموعة من الترب غير المضطربة والمختلفة في تركيبها الميكانيكي.
ثانياً: تقييم فاعلية البرنامج Rosetta في التنبؤ بالتوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة.

مواد البحث وطرائقه

1 - عينات التربة المدروسة:

أُستُخدمت في هذه الدراسة 27 عينة تربة غير مضطربة (غير مخربة) ومختلفة التركيب الميكانيكي، تمّ إعتيانها على أعماق مختلفة من عدة حقول زراعية تابعة لكلية الزراعة الثانية بالسويداء (جدول 1). تمّ الإعتيان باستخدام اسطوانات من الحديد غير القابل للصدأ (Inox) طول كل منها 10 سم ويقطر 10.7 سم لتحقيق حجماً يبلغ 899.2 سم³. ولتسهيل عملية إختراق الأسطوانة للتربة شُطبت الحافة الخارجية للأسطوانة من أحد طرفيها (من جهة الإعتيان) على طول 1 سم. ومن أجل تفادي تخزين عينات التربة في حال إعتيانها دفعة واحدة جرت عملية الإعتيان على عدة مراحل تزامنت مع تنفيذ العمل المخبري (أُستُخدمت في هذه الدراسة 6 اسطوانات). استغرقت الدراسة مدة 7 أشهر (من بداية شهر نيسان 2016 وحتى نهاية تشرين الأول 2016). ثم نُقلت الاسطوانة إلى المخبر بعد كل عملية إعتيان ونُظفت من بقايا الأتربة العالقة على محيطها الخارجي لتصبح جاهزة لتنفيذ العمل المخبري.

- تحديد التركيب الميكانيكي للتربة:

تمّ تحديد التركيب الميكانيكي للتربة باستخدام طريقة الهيدروميتر (ASTM No.152H) (Gee and Bauder، 1986). وأُستُخدمت هيكساميتا فوسفات الصوديوم كمادة مفرقة لحبيبات التربة. أمّا قوام التربة فتمّ تحديده باستخدام مثلث وزارة الزراعة الأمريكية (USDA) (William، 1991). الجدول (1).

الجدول (1) عمق الإعتيان وقوام الترب المدروسة والمنخلات المستخدمة في عملية المحاكاة باستخدام Rosetta

المدخلات (Inputs)						قوام التربة	عمق الإعتيان (سم)	رقم العينة
TH ₁₅₀₀ cm ³ /cm ³	TH ₃₃ cm ³ /cm ³	ρ _b g/cm ³	التركيب الميكانيكي (%)					
			رمل (2000-50) μm	الست (50- 2) μm	الطين <2 μm			
0.192	0.235	1.55	40.2	31.7	28.1	Clay loam	40-20	1
0.195	0.245	1.59	30	39.9	30.1	Clay loam	40-20	2
0.186	0.232	1.64	37	36.6	26.4	Clay loam	60-40	3
0.224	0.268	1.53	31	39.6	29.4	Clay loam	40-20	4
0.201	0.248	1.58	34	37.9	28.1	Clay loam	60-40	5
0.222	0.263	1.58	32.5	37.7	29.8	Clay loam	60-40	6
0.207	0.247	1.55	37.1	31.4	31.5	Clay loam	60-40	7
0.222	0.262	1.48	23.8	43.2	33	Clay loam	60-40	8
0.223	0.263	1.33	35.9	33.1	31	Clay loam	60-40	9
0.213	0.261	1.39	38.1	35.6	26.3	Clay loam	60-40	10
0.183	0.226	1.55	30.4	41.6	28	Clay loam	60-40	11
0.192	0.234	1.58	29.2	36.8	34	Clay loam	60-40	12
0.229	0.272	1.50	27	48.4	24.6	loam	40-20	13
0.211	0.247	1.56	26	50.1	23.9	loam	40-20	14
0.206	0.243	1.59	27.5	49.1	23.4	loam	40-20	15
0.192	0.235	1.59	33.4	43.6	23	loam	40-20	16
0.217	0.260	1.49	35.1	39.3	25.6	loam	40-20	17
0.173	0.207	1.43	32.4	44.6	23	loam	40-20	18
0.197	0.233	1.40	46.2	34.3	19.5	loam	40-20	19
0.131	0.203	1.51	40.2	45.2	14.6	loam	40-20	20
0.201	0.243	1.47	31.5	45.5	23	loam	40-20	21
0.190	0.237	1.51	24.6	55.4	20	silty loam	40-20	22
0.186	0.225	1.46	29.3	52.7	18	silty loam	40-20	23
0.265	0.296	1.49	16.1	44.5	39.4	Silty Clay loam	40-20	24
0.127	0.181	1.27	56.7	27.1	16.2	Sandy loam	40-20	25
0.179	0.226	1.63	48.6	25.4	26	Sandy clay loam	40-20	26
0.115	0.156	1.44	55.6	23.7	20.7	Sandy clay loam	40-20	27

تمّ تحديد قيم المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة عند السعة الحقلية (TH₃₃) ونقطة الذبول الدائمة (TH₁₅₀₀) لكل عينة إنطلاقاً من منحني إحتفاظ التربة بالماء الخاص بكل عينة والذي تمّ الحصول عليه باستخدام طريقة Wind.

3- قياس التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة (k_s):

أُستخدمت في هذه الدراسة ثلاث طرائق مختلفة لقياس وتقدير التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة (k_s) وهي: طريقة الضاغط المائي الثابت، وطريقة المحاكاة باستخدام البرنامج Rosetta وطريقة Wind. ومن أجل المقارنة بين هذه الطرائق أُعتبرت طريقة الضاغط المائي الثابت الطريقة المرجعية لأنها تُعدّ طريقة مباشرة في قياس k_s . وأُختيرت هذه الطرائق الثلاثة من بين غيرها من الطرائق لأنها الأكثر استخداماً وتبدي اختلافاً في مبدأ تطبيقها.

3-1. طريقة الضاغط المائي الثابت:

تُعدّ طريقة الضاغط المائي الثابت constant hydraulic head طريقة مباشرة لقياس k_s (Klute and Drikson, 1986)، وحسب هذه الطريقة أُشجعت أولاً اسطوانة التربة من الأسفل بوضعها مدة 48 ساعة في حوض مائي يبلغ إرتفاع عمود الماء فيه حوالي 1 سم، ثم وُضعت بعد ذلك على جهاز قياس التوصيل الهيدروليكي المشبع. تمّ قياس k_s في حالة الجريان المائي المستقر Steady state، وترافق ذلك مع قياس درجة حرارة الماء المستخدم في القياس قبل تطبيق الضاغط المائي من أجل تصحيح قيمة k_s الناتجة. ثم أُستخدمت المعادلة التالية لحساب k_s (Bardhan وزملاؤه، 2007):

$$(1) \quad K_s = \frac{V \times L}{A \times t \times \Delta H}$$

حيث V: حجم الماء الخارج من اسطوانة التربة (سم³)، L: طول الاسطوانة (10سم)، A: مساحة مقطع الاسطوانة (89.92 سم²)، ΔH : فرق الضاغط المائي المطبق (سم)، t: الزمن (دقيقة). وتمّ قياس k_s للتربة بمعدل مكرر واحد فقط لكل عينة وباستخدام ماء صنبور تبلغ ناقليته الكهربائية 0.31±0.1 ديسيمنس/م لكل عينات التربة المدروسة.

(يُعدّ الاكتفاء بمكرر واحد لكل عينة كافٍ في هذا النوع من الأبحاث بسبب صعوبة إعتيان عينات تربة غير مضطربة ومتماثلة من نفس العمق أي عينات تملك خواص متماثلة مثل الكثافة الظاهرية للتربة)، بالإضافة لذلك لا يوجد معاملات مختلفة مطبقة على نفس العينة، وفي حال تمّ قياس k_s على عينات تربة مضطربة فيمكن في هذه الحالة إجراء عدة مكررات بسبب إمكانية التحكم بظروف التجربة وخاصة الكثافة الظاهرية للتربة).

3-2. طريقة المحاكاة باستخدام البرنامج Rosetta:

أُستخدم في هذا البحث البرنامج Rosetta (Schapp وزملاؤه، 2001) الذي يوجد إمّا كتطبيق ضمن برامج المحاكاة Hydrus-1D أو كبرنامج منفصل يملك واجهة تفاعلية مستقلة، وهو عبارة عن خوارزمية algorithm تقوم بحساب k_s باستخدام المعادلات pedotransfer. يتم ضمن هذا التطبيق استخدام جملة من المعطيات تُدعى بالمدخلات (Inputs) وهي:

- النسبة المئوية لكل من الطين والسلت والرمل في عينة التربة، يُشار لها بالرمز (SSC).
 - الكثافة الظاهرية للتربة (ρ_b).
 - المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة (θ_v) عند جهد مادة يبلغ 33 كيلوباسكال، ويُشار له بالرمز (TH₃₃) وهو يُكافئ متوسط المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة عند السعة الحقلية.
 - المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة (θ_v) عند جهد مادة يبلغ 1500 كيلوباسكال والذي يُشار له بالرمز (TH₁₅₀₀) وهو يُكافئ متوسط المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة عند نقطة الذبول الدائمة. يمكن تلخيص هذه المدخلات الأربعة لكل عينات التربة المدروسة في الجدول (1).
- أمّا مخرجات البرنامج (Outputs) هي:

$\theta_s, \theta_r, \alpha, n$ (تم تعريف هذه المتغيرات سابقاً في طريقة Wind)، ويمثل k_s التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة (سم/دقيقة).

3-3. طريقة Wind (1969):

تعتمد طريقة Wind (1969) على دراسة جريان الماء في اسطوانة من التربة محكمة الإغلاق من الأسفل، يتحرك الماء فيها نحو الأعلى تحت تأثير فروقات الممال المائي الناتجة عن تبخر الماء عند سطح عينة التربة. باستخدام هذه الطريقة يمكن الحصول على كل من:

- التوصيل الهيدروليكي غير المشبع للتربة بدلالة جهد المادة (h) أو بدلالة المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة (θ_v).

- منحني إحتفاظ التربة بالماء $\theta(h)$ ضمن مجال محدد من الجهد المائي للتربة. عملياً، بعد الانتهاء من قياس k_s بطريقة الضاغط المائي الثابت زُرعت ثلاثة ميكرونتشيومترات في عينة التربة على أعماق مختلفة 2.8، 5.2 و 7.6 سم من سطح عينة التربة (وهي أعماق ثابتة لكل عينات التربة المدروسة)، ثم وُضعت إسطوانة التربة فوق ميزان نصف حساس لتجف هوائياً مع مراقبة إنخفاض وزنها بالتزامن مع تغيرات جهد المادة التي يُسجلها الميكرونتشيومتر، ثم تم وصل الميزان والميكرونتشيومترات الثلاثة بجهاز (DATA LOGGER) الذي يقوم بجمع وتخزين القراءات المسجلة آلياً ليتم نقلها بعد ذلك إلى الحاسوب. سُجّلت قراءات الميكرونتشيومترات والميزان بفواصل زمني بلغ 45 دقيقة، واستمرت التجربة مدة تتراوح بين 5-7 أيام حسب طبيعة التربة (قوامها) حتى الوصول إلى قيمة تبلغ 90 كيلوباسكال من جهد المادة، وهي القيمة القصوى التي يسمح نوع الميكرونتشيومتر المستخدم بقياسها. تعتمد طريقة Wind في تحديد منحني إحتفاظ التربة بالماء وتوصيلها الهيدروليكي غير المشبع على النظرية التالية:

يُشكّل كل ميكرونتشيومترين متتاليين في اسطوانة التربة طبقة، والطبقة السفلى تتحصر بين الميكرونتشيومتر الأخير والحد السفلي لعينة التربة، ويُحسب المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة في كل طبقة على النحو التالي (Tamari وزملاؤه، 1993):

أولاً- قياس المحتوى الرطوبي الحجمي التجريبي للتربة (θ_v) باستخدام العلاقة التالية:

$$(2) \quad \theta_v = \frac{M_{wt} - M_{we}}{V_t}$$

حيث M_{wt} : وزن الماء الكلي في التربة (غرام)، M_{we} : وزن الماء التراكمي المفقود (غرام)، V_t هو حجم التربة الكلي (سم³).
ثانياً- حساب متوسط المحتوى الرطوبي الحجمي الكلي لعينة التربة (θ_{vt}) عند الزمن t إنطلاقاً من العلاقة التالية:

$$(3) \quad \theta_{vt} = \frac{1}{L} \times \left(\frac{\theta_{v1}}{D_1} + \frac{\theta_{v2}}{D_2} + \frac{\theta_{v3}}{D_3} \right)$$

حيث θ_{v1} ، θ_{v2} ، θ_{v3} : المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة في الطبقة الأولى والثانية والثالثة على التوالي (سم³/سم³). و D_1 ، D_2 ، D_3 هو متوسط عمق الطبقة الأولى والثانية والثالثة على التوالي (سم)، و L هو ارتفاع اسطوانة التربة (10سم).
ثالثاً- إجراء النمذجة العكسية من خلال ضبط وإحكام (Fitting) القيم التجريبية المقاسة للمحتوى الرطوبي الحجمي للتربة مع القيم المفترضة للمحتوى الرطوبي الحجمي الكلي للتربة (θ_{vt})، ويتم ذلك من خلال استخدام نموذج Van Genuchten (1980) والذي يُعطى بالعلاقة التالية:

$$(4) \quad \theta(h) = \theta_r + \left[(\theta_s - \theta_r) \times \left[1 + (\alpha h)^n \right]^{-m} \right]$$

$$(5) \quad m = 1 - \left(\frac{1}{n} \right)$$

حيث θ_r ، θ_s : المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة عند الإشباع والمحتوى الرطوبي المتبقي (سم³/سم³)، h : جهد المادة، وتمثل α و n قيم تجريبية ثابتة ($n > 1$ ، $\alpha < 1$) تتعلق بخواص التربة المدروسة وهي تحدد شكل المنحنى الناتج. نتيجة عملية الضبط يتم تحديد متغيرات معادلة Van. G (θ_r ، θ_s ، α ، n ، m) التي تسمح بحساب المحتوى

الرتوبي الحجمي للتربة في الطبقات الثلاثة تبعاً لقيم جهد المادة (h) التي يُسجلها الميكروتنشيومتر المزروع في كل طبقة. أمّا من أجل تقدير التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة (k_s)، تعتمد هذه الطريقة على عملية الصرف الداخلي (instantaneous profile) للماء في التربة والتي تعتمد بدورها على معادلتين اثنتين:

أولاً: معادلة الاستمرارية (أو معادلة الحفاظ على الكتلة) التي تُعطى بالعلاقة التالية:

$$(6) \quad q = \frac{\Delta S}{\Delta t}$$

حيث q : التدفق المائي (سم/دقيقة)، ΔS : التغير في المخزون المائي للتربة (سم³) من أجل طبقة محددة من التربة، ويمثل Δt الفرق في الزمن (دقيقة).

ثانياً: معادلة دارسي العامة (Darcy) للترب غير المشبعة التي تفيد في حساب الناقلية المائية غير المشبعة للتربة (k) بدلالة متوسط جهد المادة (\bar{h}) عبر طبقة محددة من التربة باستخدام المعادلة التالية:

$$(7) \quad k(\bar{h}) = -\frac{q}{\frac{\Delta h}{\Delta z} - 1}$$

حيث يمثل $k(\bar{h})$ تغير التوصيل الهيدروليكي للتربة بدلالة متوسط جهد المادة، بينما يمثل Δz الفرق في عمق التربة (سم).

ثم يتم بعد ذلك إجراء عملية نمذجة عكسية من خلال ضبط وإحكام القيم التجريبية المقاسة للتوصيل الهيدروليكي غير المشبع للتربة من أجل الحصول على k_s لكل عينة، وذلك باستخدام نموذج Van Genuchten (1980) للتوصيل الهيدروليكي الذي يُعطى بالعلاقة التالية:

$$(8) \quad k(\bar{h}) = k_s \frac{\left[1 - (\alpha h)^{n-1} \cdot (1 + (\alpha h)^n)^{-m}\right]^2}{(1 + (\alpha h)^n)^{m/2}}$$

حيث k_s : التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة. تسمح عملية الضبط والإحكام السابقة بالحصول على قيمة k_s التي تحقق أقل خطأ RMSE ممكن بين القيم التجريبية المقاسة للتوصيل الهيدروليكي غير المشبع والقيم التي يعطيها النموذج. تُعد عملية قياس التوصيل الهيدروليكي غير المشبع للتربة بدلالة جهد المادة (h) أو بدلالة المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة (θ_v) عملية مباشرة، بينما عملية تقدير التوصيل المشبع k_s هي عملية غير مباشرة تعتمد على النمذجة العكسية.

4- قياس الكثافة الظاهرية للتربة (ρ_b):

بعد الإنتهاء من قياس k_s باستخدام طريقة Wind جُففت عينة التربة بوضعها في فرن تجفيف على درجة حرارة تبلغ 105 درجة مئوية خلال مدة تتراوح بين 24-48 ساعة حتى ثبات الوزن، ثم حُسب وزن التربة الجافة تماماً، ثم حُسبت الكثافة الظاهرية (ρ_b) باستخدام العلاقة التالية (William، 1991):

$$(9) \quad \rho_b = \frac{M_s}{V_t}$$

حيث M_s : وزن التربة الجافة تماماً (غرام)، V_t حجم التربة الكلي (أي حجم الاسطوانة 899.2 سم³).

5- الدراسة الإحصائية:

من أجل المقارنة بين الطرائق الثلاثة المستخدمة في هذه الدراسة وتقييم فاعلية البرنامج Rosetta وكفاءته في عملية التنبؤ بـ k_s استخدمت الاختبارات الإحصائية التالية: جذر متوسط مربع الخطأ (Root Mean Square Error) RMSE والخطأ المتوسط (Mean Error) ومعامل التحديد R^2 (Coefficient of determination) والتي تُعطى بالعلاقات التالية: (Poulsen وزملاؤه، 2002):

$$(10) \quad \text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (k_{sP} - k_{sM})^2}{N}}$$

$$(11) \quad ME = \frac{\sum_{i=1}^N (k_{sp} - k_{sM})}{N}$$

$$(12) \quad R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (k_{sp} \times \overline{k_{sM}})^2}{\sum_{i=1}^N (k_{sM} \times \overline{k_{sM}})^2}$$

حيث k_{sM} : التوصيل الهيدروليكي المشبع (المرجعي) المقاس تجريبياً بطريقة الضاغط المائي الثابت، k_{sp} : التوصيل الهيدروليكي المشبع المحسوب بطريقة Rosetta أو Wind، $\overline{k_{sM}}$: متوسط التوصيل الهيدروليكي المشبع المقاس، ويمثل N عدد قيم k_s المقاسة في عينة تربة ($N = 27$). يشير الخطأ RMSE إلى قدرة البرنامج على التنبؤ بـ k_s بعيداً عن متوسط القيم المقاسة، وهي تعطي أهمية أكبر لـ k_s لأنها تقوم بحساب مربع الفرق بين القيم المقدرة والمقاسة لـ k_s . بينما يشير ME إلى إنخفاض قيم k_s المقدرة (underestimation) (-ME) أو ارتفاعها (+ME) (overestimation) بالمقارنة مع القيم المقاسة. ويُعبّر R^2 عن قوة العلاقة بين قيم k_s المحسوبة والمقاسة.

النتائج والمناقشة

1. مقارنة بين قيم k_s الناتجة عن استخدام الطرائق الثلاثة:

يبين الجدول (2) قيم التوصيل الهيدروليكي المشبع (k_s) لعينات التربة المدروسة والناتجة عن استخدام الطرائق الثلاثة (الضاغط المائي الثابت، البرنامج Rosetta و Wind). لتسهيل عملية المقارنة بين هذه الطرائق تم حساب النسبة بين k_s الناتج عن استخدام كل من الطريقتين Rosetta و Wind و k_s المرجعي المقاس بطريقة الضاغط المائي (C.h) كنسبة مئوية كما يبين الجدول (2).

الجدول 2 التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة (k_s) لعينات التربة المدروسة والنتائج عن الطرائق الثلاثة.

$K_s \text{ Wind}/k_s$ (C.h)×100	$k_s \text{ Rosetta}/k_s$ (C.h)×100	التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة (k_s) (cm/min)			رقم العينة
		طريقة (Wind)	طريقة (Rosetta)	طريقة (C.h)	
14.2	2.8	0.065	0.013	0.459	1
16.7	8.2	0.015	0.007	0.090	2
91.1	2.5	0.278	0.008	0.305	3
37.7	6.0	0.050	0.008	0.133	4
11.7	7.8	0.012	0.008	0.100	5
79.8	8.2	0.064	0.007	0.080	6
2.7	9.2	0.003	0.011	0.125	7
94.7	2.6	0.360	0.010	0.380	8
33.5	2.1	0.365	0.023	1.090	9
63.3	1.7	0.650	0.017	1.027	10
8.5	2.8	0.031	0.010	0.370	11
21.8	8.4	0.026	0.010	0.120	12
23.8	2.7	0.102	0.012	0.429	13
54.7	1.6	0.368	0.010	0.673	14
4.8	4.5	0.010	0.009	0.210	15
93.7	8.3	0.106	0.009	0.113	16
95.9	6.8	0.160	0.011	0.167	17
81.5	3.6	0.413	0.018	0.507	18
37.3	3.5	0.280	0.026	0.750	19
16.0	4.9	0.064	0.020	0.400	20
32.4	3.7	0.133	0.015	0.410	21
40.0	1.9	0.363	0.017	0.907	22
40.7	9.2	0.103	0.023	0.253	23
6.3	4.4	0.010	0.007	0.160	24
45.1	3.3	1.005	0.074	2.231	25
31.5	10.3	0.040	0.013	0.127	26
51.7	4.6	0.750	0.067	1.450	27
41.9	5.0	المتوسط العام (%)			

من أجل توضيح عملية المقارنة بشكل جيد تم مقارنة كل من الطريقتين Rosetta و Wind مع الطريقة المرجعية بشكل منفصل.

1.1. المقارنة بين طريقة Rosetta والطريقة المرجعية:

يُلاحظ من الجدول (2) اختلافاً واضحاً في قيم k_s بين الطريقتين (Rosetta، الضاغط الثابت)، حيث ينخفض k_s الناتج عن استخدام Rosetta بشكل كبير بالمقارنة مع k_s الطريقة المرجعية، فهو يشكل فقط 5 % من قيمة k_s المرجعي كمتوسط عام لعينات الترب المدروسة كما هو واضح في الجدول (2). ويتوافق هذا الإنخفاض (underestimation) في تقدير k_s بإنحراف كبير bias (ME=-0.47 سم/دقيقة) في قيم k_s بين الطريقتين كما تشير الدراسة الإحصائية الواردة في الجدول (3). أشارت دراسات مرجعية سابقة لوجود هذا الإنخفاض في تقدير k_s مصحوباً بالإنحراف عند استخدام طريقة Rosetta. في دراسة قام بها Mavimbela وزملاؤه (2013) بلغت قيمة الإنحراف (-0.05 سم/دقيقة) عند استخدام مقارنة طريقة Rosetta مع طريقة الضاغط المائي الهابط الحقلية.

الجدول (3) الإختبارات الإحصائية المستخدمة في عملية المقارنة بين الطرائق الثلاثة.

$\log_{10} k_s$			k_s			نوع المقارنة
R^2	ME (بدون وحدة)	RMSE (بدون وحدة)	R^2	ME (سم/دقيقة)	RMSE (سم/دقيقة)	
0.63	-1.37	1.39	0.77	-0.47	0.67	C.head - Rosetta
0.62	-0.53	0.67	0.85	-0.27	0.38	C.head - Wind

قد تزيد القيم العالية للتوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة من هذا الإنحراف، لذلك لتجنب هذا التأثير تمّ التعبير عن التوصيل باللوغاريتم العشري ($\log_{10} k_s$) (الجدول 3)، ولُوحظ كذلك أنّ مقدار الإنحراف الناتج عند استخدام القيمة اللوغاريتمية للتوصيل المشبع في هذه الدراسة (ME=-1.37) يزيد (بقيمتها المطلقة) بكثير عن ذلك الإنحراف الذي وجدته Schaap وزملاؤه (2001) والذي بلغ (-0.002) في دراسة شملت 1306 عينة تربة تختلف بشكل واسع في تركيبها الميكانيكي، وأرجع Schaap هذا الإنحراف في قيم k_s إلى إختلاف العلاقات التي أُستخدمت للتنبؤ بالتوصيل المشبع باستخدام Rosetta عن تلك المستخدمة في قياسه مخبرياً، أو إلى طبيعة العلاقة غير الخطية للمحتوى الرطوبي الحجمي للتربة بدلالة جهد المادة $\theta(h)$ أو التوصيل الهيدروليكي للتربة بدلالة جهد المادة

$k(h)$ التي تسبب توزعاً غير طبيعياً للأخطاء الناتجة عن عملية القياس. من ناحية أخرى، بينت الدراسة الإحصائية كذلك ارتفاع قيمة الخطأ RMSE بين الطريقتين حيث بلغ 0.67 سم/دقيقة وهو أكبر من الخطأ الذي وجدته Mavimbela وزملاؤه (2013) (0.06 سم/دقيقة)، وأكبر كذلك من الخطأ الذي وجدته أيضاً Adhanom وزملاؤه (2012) (0.45 سم/دقيقة)، بينما يقع ضمن مجال الخطأ الذي حدده Parasuramam وزملاؤه (2006) والذي يتراوح بين 0.29 و 0.96 سم/دقيقة في دراسة شملت 128 عينة. تشير الدراسة الإحصائية إلى ارتفاع قيمة الخطأ RMSE المحسوب على أساس $\log_{10} k_s$ ليلبلغ 1.39 (الجدول 3) وهو أكبر من الخطأ الذي ذكره Schaap وزملاؤه (2001) ($RMSE = 0.58$) في دراسة شملت 1306 عينة.

وقد يرجع سبب ارتفاع الخطأ RMSE عند استخدام البرنامج Rosetta إلى استخدامه خارج مجال معايرة المعادلات المستخدمة في التنبؤ بالتوصيل المشبع للتربة من جهة، أو لأن البرنامج Rosetta يعتمد على طريقة Bootstrap (طريقة تحليل إحصائي) لذلك يسمح بوجود ارتياب uncertainty في تقدير التوصيل الهيدروليكي من جهة أخرى كما ذكر Schaap وزملاؤه، (2001). يمكن أن يعزى سبب اختلاف قيمتي الخطأ RMSE والانحراف ME في هذه الدراسة عن تلك الواردة في بعض الدراسات المرجعية إلى الأسباب التالية: (1) إختلاف عدد العينات المدروسة، حيث يزداد مقدار الخطأ في قيم k_s المحسوبة باستخدام برامج المحاكاة مع إنخفاض عدد العينات المدروسة (Schaap وزملاؤه، 2001)، (2) إختلاف الطريقة المرجعية المستخدمة للمقارنة، (3) إختلاف قوام التربة المدروسة، حيث بين Parasuramam وزملاؤه (2006) أن فاعلية Rosetta تكون أفضل في التربة الرملية بالمقارنة مع غيرها من التربة لأن البرنامج يعتمد في مدخلاته على قوام التربة أكثر من إعتاده على بنائها، (4) قد يترافق قياس k_s بطريقة الضاغط الثابت مع أخطاء تجريبية أو عوامل تتعلق بظروف عينة التربة من شأنها أن تزيد من القيم الحقيقية لـ k_s ، مثل وجود جريان أولي مفضل preferential flow للماء في عينة التربة يعمل على زيادة توصيلها المشبع (Flury and Flühler، 1994). تؤثر طبيعة

التماس بين التربة والسطوح الداخلية لأسطوانة الإعتيان في زيادة جريان وتدفق الماء عبر التربة (Chossat، 2005) مما يزيد من k_s .

2.1. المقارنة بين طريقة Wind والطريقة المرجعية:

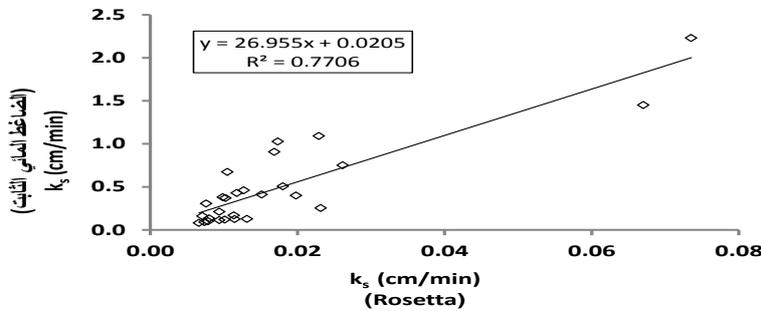
عند مقارنة طريقة Wind مع الطريقة المرجعية C.head تبين أيضاً أن التوصيل المشبع الناتج عن استخدام طريقة Wind أقل من التوصيل المرجعي فهو يشكل 41.9% من قيمة هذا التوصيل كمتوسط عام لعينات الترب المدروسة (أي أقل من نصف قيمة k_s المرجعية)، وهذا يتفق نوعاً ما مع النتيجة التي توصل إليها Tamari وزملاؤه (1993)، حيث ذكر أن التوصيل المشبع k_s الناتج عن طريقة Wind يشكل أقل من 60% من قيمة التوصيل الناتج عن طريقة الصرف الداخلي.

من جهةٍ أخرى، وبالرغم من الإرتباط القوي ($r = 0.92$) بين قيم k_s الناتجة عن الطريقتين، لُوحظ وجود إنحراف في قيم k_s بلغ -0.27 سم/دقيقة (الجدول 3)، ولكنه يبقى أقل من ذلك الإنحراف الموجود بين قيم k_s الناتجة عن استخدام Rosetta والطريقة المرجعية. أشارت الدراسة الإحصائية كذلك إلى وجود خطأ RMSE بلغ 0.38 سم/دقيقة وهو يساوي تقريباً نصف الخطأ الناتج عند مقارنة طريقة Rosetta بالطريقة المرجعية (0.68 سم/دقيقة). قد يعود هذا الإنخفاض في قيم k_s المحسوب بطريقة Wind إلى ضعف تقدير k_s باستخدام النمذجة العكسية التي تعتمد عليها طريقة Wind. أشار Leij و Schaap (2000) إلى ضعف عملية التنبؤ بالتوصيل الهيدروليكي للتربة بدلالة جهد المادة $k(h)$ باستخدام النمذجة العكسية عند تحديد منحنى إحتفاظ التربة بالماء، وينعكس هذا بالتالي على شكل إنخفاض في قيم TH_{1500} و TH_{33} المستخدمة كمدخلات للبرنامج Rosetta، مما يعطي قيماً ل k_s أقل من الحقيقية، وأشار كذلك إلى أن عملية ضبط وإحكام قيم k_s مع القيم التجريبية تكون ضعيفة في المنطقة القريبة من الإشباع حيث تكون قيمة k_s أقل بمقدار مرة واحدة من قيمتها الحقيقية. وقد أرجع كذلك Schwärze وزملاؤه (2006) سبب الإنخفاض في قيم k_s عند استخدام طريقة Wind إلى إنخفاض قيمة الممال المائي في بداية التجربة وخاصةً في الظروف شبه المشبعة

مما يقلل من قيمة k_s الحقيقية. بينت Mohrath وزملائها (1997) أن طريقة Wind حساسة جداً للأخطاء التجريبية مثل ارتفاع التشيومتر في عينة التربة، وأن هذه الطريقة تفترض أن عينة التربة متجانسة homogeneous، ولذلك لا تعط طريقة Wind تقديراً دقيقاً للعلاقتين $k(\theta)$ و $\theta(h)$ في الترب غير المتجانسة مما يضيفي ارتياباً وانحرافاً في قيم k_s الناتجة.

2. فاعلية البرنامج Rosetta في التنبؤ بالتوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة:

بينت نتائج هذه الدراسة إرتفاع قيمة الخطأ RMSE عند استخدام البرنامج Rosetta في تقدير k_s لدرجة قد تتجاوز القيمة الحقيقية للتوصيل المشبع k_s للتربة لأغلب عينات التربة المدروسة. لذلك من أجل الاستفادة من طريقة Rosetta يمكن استخدام العلاقة الخطية التجريبية الشكل (1) التي تربط بين قيم k_s الناتجة عنها وتلك المقاسة بالطريقة المرجعية من أجل تقدير التوصيل المشبع للتربة.



الشكل (1) العلاقة الخطية بين قيم k_s الناتجة عن البرنامج Rosetta وتلك المقاسة بالضغوط الثابت تمثل العلاقة الخطية k_s ($k_{s, Rosetta}$) علاقة إرتباط إيجابية قوية (معامل الإرتباط $r = 0.88$)، معنوية عند مجال الثقة 95% ($p = 1.82 \times 10^{-9}$). وتأخذ الشكل التالي:

$$K_s \text{ Constnt head} = 26.96 k_{s, Rosetta} + 0.0205$$

تمثل هذه العلاقة نموذجاً خطياً تجريبياً يمكن استخدامه من أجل تقدير التوصيل الهيدروليكي المشبع للتربة، ولكن يترافق هذا أيضاً مع وجود خطأ RMSE بين قيم k_s الناتجة عن النموذج الخطي المقترح والقيم المقاسة يبلغ 0.234 سم/دقيقة، وبسبب ارتفاع قيمة هذا الخطأ، قد ينحصر استخدام هذه العلاقة الخطية في الترب التي تملك توصيل هيدروليكي مرتفع يزيد بكثير عن قيمة هذا الخطأ مثل الترب الرملية.

الاستنتاجات

- أُعتبرت طريقة الضاغط المائي الثابت هي الطريقة المرجعية للمقارنة.
- بينت النتائج وجود إختلاف كبير في قيم k_s بين الطرائق المدروسة، حيث إنخفضت k_s الناتج عن الطريقتين Rosetta و Wind بالمقارنة مع الطريقة المرجعية. وبلغ k_s الناتج عن طريقة Rosetta 5% بالمتوسط من قيمة k_s المرجعي لعينات التربة المدروسة في حين بلغ k_s المقاس بطريقة Wind بالمتوسط 42%.
- أشارت الدراسة الاحصائية إلى وجود انحراف بين القيم المحسوبة بكلتا الطريقتين والقيم المقاسة بالطريقة المرجعية كان أكبره عند استخدام طريقة Rosetta حيث بلغ -0.47 سم/دقيقة في حين بلغ -0.27 سم/دقيقة عند استخدام طريقة Wind. وبلغت قيمة الخطأ RMSE 0.67 و 0.38 سم/دقيقة عند استخدام طريقة Rosetta و Wind على التوالي. بالنظر إلى هذه النتائج يُلاحظ أن طريقة Wind أفضل من طريقة Rosetta من أجل قياس التوصيل المشبع للتربة.

(References)المراجع

1. Adhanom, GT., Stirzaker, RJ., Lorentz, SA., Annandale, JG., and Steyn, JM. 2012. Comparison of methods for determining unsaturated hydraulic conductivity in the wet range to evaluate the sensitivity of wetting front detectors. *Water SA* No. 1 (January). 38: 67-75.
2. Bardhan. G., Chaudhari. S.K and Mohapatra. P.K. 2007. Effect of Irrigation Water Quality on Saturated Hydraulic Conductivity of Typic Haplustert, Vertic Haplustept, and Lithic Ustorthent Soils. *J. Agric. Physics*. 7: 38-46.
3. Chossat. J. C. 2005. La mesure de la conductivité hydraulique dans les sols, choix des méthodes. (Book). Chapter 2. La voisier.
4. Flury. M., and H. Flühler. 1994. Susceptibility of soil to preferential flow of water a field study. *Water res. research*, vol, 30, No, 7:1945-1954.
5. Gee, G.W., and J.W. Bauder. 1986. Particle-size analyses. p. 384-423. In A. Klute (ed.) *Method of soil analyses*. Part 1. *Agron. Monogr. No. 9*, ASA and SSSA, Madison, WI.
6. Hillel, D. 1998. *Environmental soil physics* (Book), chapter 7: Flow of water in saturated soil, P: 173-201.
7. Klute, A. and Dirkson C. 1986. Hydraulic Conductivity and Diffusivity: Laboratory Methods. In *Methods of Soil Analysis*; Klute, A. Ed., Part 1 *Agronomy Society of America*: Madison, WI, 687-732.
8. Latorre. B., Moret-Fernández., C. Peña. 2013. Estimate of soil hydraulic properties from disc infiltrometer three-dimensional infiltration curve: theoretical analysis and field applicability. *Procedia Environmental Sciences* 19, 580 – 589.
9. Mashayekhi. P, Shoja. G.D., Reza. M. M., Shirani. H., and Mohammadi. A. R. N. 2016. Different scenarios for inverse estimation of soil hydraulic parameters from double-ring infiltrometer data using HYDRUS-2D/3D. *Int. Agrophys*. 30: 203-210.
10. Mavimbela. S. S. and L. D. van Rensburg., 2013. Estimating hydraulic conductivity of internal drainage for layered soils in situ. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 4349-4366.

11. Mohrath. D., Brukler. L., Bertuzzi. P., Gaudu. J. C., and Bourlet. M. 1997. Error Analysis of an Evaporation Method for Determining Hydrodynamic Properties in Unsaturated Soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:725-735.
12. Obiero. J. P. O., Gumbe. L. O., Christian. T. Omuto, Mohammed A. Hassan, Januarius O. Agullo. 2013. Development of Pedotransfer Functions for Saturated Hydraulic Conductivity. *Open Journal of Modern Hydrology*, 3: 154-164.
13. Pandey. N. G., Chakravorty. B., Kumar. S., and P. Mani. 2006. Comparison of estimated saturated hydraulic conductivity for alluvial soils. *Hydrology Journal*, 28 (3-4): 59-72.
14. Parasuraman. K., Elshorbagy. A., and Bing Si Cheng. 2006. Estimating Saturated Hydraulic Conductivity In Spatially Variable Fields Using Neural Network Ensembles. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70:1851-1859
15. Poulsen, TG., Moldrup, P., Iversen, BV., and Jacobsen, OH. 2002. Three-region Campbell model for unsaturated hydraulic conductivity in undisturbed soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66 744-752.
16. Schaap M.G., Leij F.J. 1998. Using Neural Networks to Predict Soil Water Retention and Soil Hydraulic Conductivity, *Soil and Tillage Research*, Vol. 47, No. 1-2: 37-42.
17. Schaap M.G., Leij F.J., 2000. Improved prediction unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-Van Genuchten model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64 843-851.
18. Schaap M.G., Leij F.J., and van Genuchten M.Th., 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.*, 251:163-176.
19. Schwärze. K. Šimůnek., Stoffregen. H., Wessolek. G and M. Th. van Genuchten. 2006. Estimation of the Unsaturated Hydraulic Conductivity of Peat Soils: Laboratory versus Field Data. *Vadose Zone Journal* 5:628-640.
20. Šimůnek, J., M.Th. van Genuchten, and M. Šejna. 2005. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Ser.

1. Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California, Riverside.
21. Šimůnek J., M. Th. van Genuchten, M. Šejna. 2012. HYDRUS: model use, calibration, and validation. American Society of Agricultural and Biological Engineers. Vol. 55(4): 1261-1274
22. Stolte, J. I. Freijer, W. Bouten, C. Dirksen, J. M. Halbertsma, J. C. Van Dam, and J. H. M. Wösten. 1994. Comparison of six methods to determinate unsaturated soil hydraulic conductivity. Soil Sci. S. A. J. 58:1596-1603.
23. Tamari S, Bruckler L, Halbertsma J, and Chadoeuf J, 1993. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. Soil Sci. Am. J. 57, 642-651.
24. Van Genuchten, M. Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898.
25. William, A. J. 1991. Soil Physics. (Book) fifth edition. Chapter 1. P: 1-32.
26. Wind, G. P. 1969. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In Water in the unsaturated zone. Eds. P E Rijtema and H.Wassink (ed) Water in the unsaturated zone Vol.1.proc. Wageningen Symp. June. Int. Assoc of Scientific Hydrol., gentbrugge/UNESCO, Paris.

تاريخ ورود البحث: 2017/2/12

تاريخ قبول البحث: 2017/7/3