



تقويم الجريان غير المشبع للبزل الحر تحت الظروف الحقلية لتربة مزيج طينية غرينية: ألتنبأ
عن الأيصالبة المائية غير المشبعة ومقدات المحتوى المائي

أفراح مهدي صالح

سلوم يرغوٲ سالم

ABSTRACT

Since no in situ studies exist for determining unsaturated hydraulic characteristics of Iraqi soils during internal drainage under no evaporation conditions, a field study was conducted on a silty clay loam soil to determine unsaturated hydraulic conductivity using the Instantaneous Profile Method (IPM) and to solve the one dimensional flow equation under gravity flow theory for obtaining easier method to predicting unsaturated hydraulic conductivity and water content profiles. An 8m × 8m field plot was flooded for forty days and then covered to prevent evaporation from soil surface. Gravimetric samples were augured during 90 days of drainage following flooding as a function of depth. Soil water potentials was estimated from fitting a functional relation to laboratory measured water content and matric potential relations for the studied soil horizons. Unsaturated hydraulic conductivity was calculated according to Darcian flow theory. Unit gradient theory was used to obtain an analytical solutions for the general flow equation according to Lax-Sisson method by utilizing three explicit $K(\theta)$ functions. Unsaturated conductivity values for the studied layers ranged from 1.0964 to 15.2389 cm.d^{-1} and from 0.00001 to 0.0004 cm.d^{-1} after 0.025d and 88.75 d of drainage respectively. A 1:1 relationship between measured and predicted conductivities revealed highly significant r-squared values of 0.918, 0.933, and 0.927 for the three functions respectively. Predicted conductivity values were higher by factors 1.378, 1.418, and 1.296 for the three equations respectively. Same amount of water was drained from studied depths during drainage cycle which resulted in parallel water content profiles. Except at the early drainage time, predicted water contents profile with Lax-Sisson's method matched satisfactorily measured water content profiles. Also 1:1 relationship of zero-intercept between measured and predicted water content values during drainage period produced high r-squared values of 0.960, 0.935, and 0.918 for the three functions respectively. Predicted water content values were higher by a factor 1.008, 1.011, and 1.043 than measured values for the three functions respectively. Results of this study showed that the Lax-Sisson's method was accurate in predicting unsaturated hydraulic conductivity and water content profiles under theory of gravity drainage flow.

المستخلص

نظراً لانعدام الدراسات الميدانية لتحديد الخصائص المائية غير المشبعة للترب العراقية بطريقة مقد التربة الآني Instantaneous Profile Method (IPM) أثناء حصول البزل الداخلي تحت ظروف انعدام التبخر تم اجراء دراسة حقلية لتحديد الايصالية المائية غير المشبعة بطريقة IPM تحت الظروف الحقلية لترية مزيجة طينية غرينية وحل المعادلة العامة للجريان باتجاه واحد تحت نظرية جهد الجذب الارضي للوصول الى طريقة اسهل للتنبؤ عن الايصالية المائية غير المشبعة ومقدات التوزيع الرطوبي. عُمر لوح حقلي ابعاده 8م × 8م بالماء لفترة اربعين يوماً، بعدها غطي اللوح لمنع التبخر من سطح التربة و اخذت نماذج وزنية لقياس المحتوى المائي كدالة الى عمق التربة طيلة فترة 90 يوماً من البزل وقدر الجهد المائي من مطابقة دالة لبيانات محتوى وجهد ماء التربة التي تم قياسها في المختبر للأفاق المختلفة لترية الدراسة. حسبت الأيصالية المائية حسب نظرية الجريان الدارسي (13). كما أستخدمت نظرية وحدة الأنحدار في الجهد لحل المعادلة العامة للجريان تحليلياً حسب طريقة Lax - Sisson بأعتماد ثلاثة دوال توصف الأيصالية المائية على انها دالة الى المحتوى المائي فقط. تراوحت قيم الأيصالية المائية المقاسة للطبقات المدروسة في مقد التربة بين 1.0964 - 15.2389 سم.يوم⁻¹ بعد مرور 0.025 يوم من بداية البزل و 0.0001-0.0004 سم.يوم⁻¹ بعد مرور 88.78 يوم من بداية البزل. أعطت علاقة 1:1 بين الأيصالية المائية المقاسة والمتنبأ عنها باستخدام الدوال الثلاثة عوامل ارتباط بلغت 0.918، 0.933، 0.927 حسب الترتيب ولكن كانت قيم الأيصالية المائية المتنبأ عنها اعلى من قيمها المحسوبة بمعاملات بلغت 1.378، 1.418، 1.296 للدوال الثلاثة حسب الترتيب. فقدت الأعماق المختلفة كميات متساوية من الماء خلال فترة البزل مما اعطى مقدرات رطوبة متوازية وفيما عدا فترة البزل المبكرة فقد تطابقت مقدرات الرطوبة المقاسة والمتنبأ عنها بطريقة Lax-Sisson. من جانب آخر اعطت دالة الخط المستقيم 1:1 ذات المقطع صفر بين المحتوى المائي المتنبأ عنه والمحتوى المائي المقاس عوامل ارتباط بلغت 0.960، 0.935، 0.918 للدوال الثلاثة حسب الترتيب، كما بلغت قيم عوامل ميل الأنحدار لنفس الدالة 0.96632، 1.00002، 1.014743 للدوال الثلاثة حسب الترتيب. بينت النتائج التي تم الحصول عليها من هذه الدراسة دقة طريقة Lax-Sisson للتنبأ عن الأيصالية المائية غير المشبعة والمقدات المائية تحت نظرية البزل الحر.

المقدمة

لتحديد الايصالية المائية في المنطقة غير المشبعة لمقد التربة، التي تعرف بـ Vadose Zone، والتي تغلو مستوى ماء ارضي مستقر اهمية كبيرة في تصميم انظمة الري وادارته (14، 28، 12) وصيانة التربة واستعمالات الاراضي (26، 27) وامكانية تلوث مصادر الماء السطحي والماء الارضي وحركة المغذيات (33). ان اهمية توزيع الماء في هذه المنطقة كدالة للزمن لا تنبع فقط من دور الماء كمكون اساس لجميع الكائنات الحية بل ايضاً يعتبر الوسيلة الأساسية التي يتم من خلالها نقل المغذيات خلال التربة. الدراسات الميدانية لتحديد او تقدير او التنبؤ عن حركة ومصدر الماء في المنطقة غير المشبعة ودراسة مشاريع الري والصرف واستثمار الموارد المائية تعنى بالاهتمام اللازم من قبل المعنيين في الاختصاصات الزراعية والهندسية، وتعتمد اعتماداً رئيسياً على صفات التربة الفيزيائية ولا سيما تلك المتعلقة بجريان الماء. في حالة الجريان غير المشبع، يعد تحديد الايصالية المائية صفة اساسية هيدروليكية في معادلات Richards, Buckingham Darcy, Darcy لجريان الماء في الترب. ان الايصالية المائية تعكس قدرة الموقع على التخلص من المياه الزائدة سواء للأغراض الزراعية كما في حالة البزل (19، 31) او للأغراض المدنية كمشاريع تقويم المخاطر البيئية، فمثلا ان تحليل وقت الأنتقال (travel time analysis) يكون مطلوباً في الدراسات لتحديد صلاحية الموقع لخزن النفايات السامة، ففي حالة التسرب فان سلوك المحلول المتدفق قد يصل بعد حين الى مصادر المياه الجوفية مسبباً خطراً حقيقياً على الإنسان (2، 20، 33). لذا لا بد من تقويم تقديرات التدفق العميق لغرض السيطرة على المخاطر قبل حدوثها. لقد حددت US Regulatory Commission اسس اختيار الموقع ومنها ان لا يتسبب زمن الأنتقال

في حدوث تلوث في فترة تقل عن 1000 سنة(2). تشمل الاجهزة المستخدمة في قياس التدفق في الطبقة السطحية(0-2م) اللايسيمتر الحوضي(14) ، مقاييس التدفق للمنطقة غير المشبعة(10)، لايسيمترات الشد، tension lysimeters(7)، إضافة الى اسلوب دارسى الذي يتم فيه قياس المحتوى المائي او الجهد المائي لتقدير التدفق من ربط البيانات المقاسة مع بيانات منحى الوصف الرطوبي للتربة لحساب الأيصالية المائية غير المشبعة(13).

يطلق مصطلح الايصالية المائية على نسبة سرعة التدفق الى الانحدار الهيدروليكي اثناء جريان الماء في مقد التربة بصورة عمودية عند درجة حرارة قياسية، وتعد هذه الخاصية مهمة في تصاميم انظمة الري وادارة عملياته وتقويم كفاءته(3،4،5). تعد القياسات الموقعية (in situ measurements) للخصائص المائية هي المفضلة عن القياسات المختبرية لانها تمثل الحالة الطبيعية للحقل. ومن أهم الطرق التي استخدمت لدراسة الخصائص المائية هي طريقة مقد التربة الآني Instantaneous Profile Method (IPM) حسب نظرية Rose وآخرين(23). تستند هذه الطريقة الى حل المعادلة العامة للجريان باتجاه واحد. تعد طريقة IPM من افضل الطرق لتحديد الأيصالية المائية غير المشبعة للتربة الحقلية(15، 29). يعتمد نجاح استخدام النماذج الرياضية للتنبؤ عن حركة الماء في المنطقة غير المشبعة اساساً على توفر البيانات الدقيقة التي تصف العلاقة بين المحتوى المائي للتربة والشد الرطوبي. ان نمذجة انتقال الماء والمواد المذابة به في المنطقة غير المشبعة قد حصل على كثير من الأهتمام خلال الأربعة عقود الماضية. هذا ونظراً لأهمية نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي في تقدير الايصالية المائية غير المشبعة، حيث تحقق في العديد من الدراسات الحقلية والمختبرية مبدأ هذه النظرية لوصف الخصائص المائية اثناء حصول البزل(1، 24، 18، 9). استخدمت دوال تصف الايصالية المائية على انها دالة للمحتوى المائي فقط وأجريت الحلول التحليلية لهذه الدوال حسب طريقة Lax(16) لتقدير عوامل هذه الدوال. تم تقويم نتائج خصائص الايصالية المتنبأ عنها باستخدام نظرية وحدة الانحدار بمقارنتها مع نتائج طريقة IPM. تعد طريقة مقد التربة الآني Instantaneous Profile Method (IPM) من افضل الطرق المستخدمة لتحديد الأيصالية المائية غير المشبعة للتربة الحقلية تحت ظروف انعدام التبخر من سطح التربة الا انها مكلفة ومستهلكة للوقت، في حين تحقق في الكثير من الدراسات الحقلية استخدام نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي كطريقة اقل كلفة وأقصر تنفيذاً لتقدير أو التنبأ عن البزل الحر تحت ظروف انعدام التبخر. تهدف هذه الدراسة الى تحديد الخصائص المائية غير المشبعة لتربة مزيج طينية غرينية بطريقة مقد التربة الآني اثناء حصول البزل تحت ظروف انعدام التبخر وحل المعادلة العامة للجريان باتجاه واحد تحت نظرية جهد الجذب الارضي للوصول الى طريقة اسهل للتنبؤ عن الايصالية المائية غير المشبعة ومقدات التوزيع الرطوبي .

الأساس النظري

اعتمد قانون دارسى كأساس نظري لقياس الخصائص المائية غير المشبعة تحت ظروف الحقل. تتطلب هذه النظرية قياس التغير في المحتوى المائي والجهد المائي كدالة للزمن وعمق التربة بحصول التبخر من سطح التربة(25، 40) ، او بانعدام التبخر من سطح التربة خاصة اثناء البزل الداخلي(13). عند غمر سطح التربة بالماء لفترة كافية وتغطيته لمنع التبخر فان المحتوى المائي يمكن قياسه عند أعماق محددة(discrete depths). ان عمق الماء المخزون في مقد التربة عند اي زمن قياس يعطى بالمعادلة التالية(30):

$$w(z,t) = \int_0^z \theta(z,t) dz \quad \dots\dots\dots(1)$$

حيث ان w : عمق الماء المخزون (لعمق من سطح التربة z = 0 الى عمق محدد z) ، θ المحتوى المائي الحجمي، t الزمن . استخدم Libardi و آخرون(17) المعادلة (1) لحساب w لترب متجانسة. اما في حالة

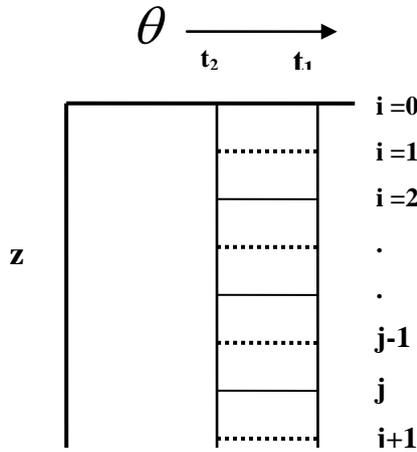
الترب غير المتجانسة (Layered Field Soils) فلا بد من الاخذ بنظر الاعتبار التغيرات في المحتوى المائي مع عمق الترب. اشارة الى الشكل (1) عند قياس المحتوى المائي كدالة للزمن بعد بداية البزل فان عمق الماء المخزون في مقد التربة من سطح التربة $z = 0$ الى العمق z_{j-1} يعطى بالمعادلة التالية :

$$w_1(z_i, t) \Big|_{i=0}^{j-1} = \sum_{i=0}^{j-1} \int_{z_i}^{z_{i+1}} \theta dz_i \dots\dots\dots (2)$$

اما عمق الماء المخزون في الطبقة المحصورة بين المستويين $j-1$ و $j+1$ فيعطى بالمعادلة التالية :

$$w_2(z_i, t) = \sum_{i=j-1}^{j+1} \int_{z_i}^{z_{i+1}} \theta dz_i \dots\dots\dots (3)$$

حيث ان i هو مؤشر يخضع للظروف الحدودية $j \geq i$ و j هو عداد للمؤشر i ، dz_i العمق بين حدي التكامل z_i ، z_{i+1} ، θ هو المحتوى المائي الحجمي للطبقة المحصورة بين حدي التكامل. في حالة انعدام التبخر و اشارة الى الشكل رقم (1) فان المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة اعلى الطبقة المحصورة بين المستويين $j-1$ و $j+1$ يعطى بالمعادلة التالية:



شكل 1: مخطط يوضح الأساس النظري لحساب التدفق لطبقة تربة بطريقة المقد الأني.

$$q_1 = \frac{w_1|_{t_1} - w_1|_{t_2}}{t_2 - t_1} \dots\dots\dots (4)$$

اما المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون لهذه الطبقة فيعطى بالمعادلة:

$$q_2 = \frac{w_2|_{t_1} - w_2|_{t_2}}{t_2 - t_1} \dots\dots\dots(5)$$

اشار Stone وآخرون(32) الى ان معدل التدفق (\bar{q}) لطبقة تربة يكون مساويا الى التغير في عمق الماء المخزون مع الزمن لمقد التربة اعلى الطبقة مضافا اليه نصف مقدار التغير في عمق الماء المخزون في الطبقة خلال الفترة الزمنية من t_1 الى t_2 ، أي ان:

$$\bar{q} = q_1 + \frac{1}{2} q_2 \dots\dots\dots(6)$$

لحساب الايصالية المائية غير المشبعة لابد من حساب الانحدار في الجهد المائي لطبقة التربة. حُسب معدل الانحدار في الجهد المائي بعد الحصول على العوامل $\alpha, n, m, \theta_s, \theta_r$ لمعادلة van Genuchten(37) التالية التي تم مطابقتها للعلاقة بين المحتوى المائي والجهد المائي Ψ التي تم الحصول عليها في المختبر؛

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha\Psi)^n]^m} \dots\dots\dots(7)$$

حيث أن α, n, m هما عوامل (parameters) وان θ_s, θ_r هما عاملا مطابقة ايضا (fitting parameters). يمكن كتابة المعادلة العامة للجريان(30) المستخدمة للتنبؤ عن حركة الماء بالأنتجاه العمودي كما يلي:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \cdot K_z(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial Z} \dots\dots\dots(8)$$

حيث ان $\theta = \theta(Z, t)$ هي المحتوى المائي الحجمي كدالة للزمن وعمق التربة، K الايصالية المائية، ψ الجهد الكلي، t الزمن. لقد وجد الكثير من الباحثين ان قيمة $\frac{\partial \psi}{\partial Z}$ تقترب من (1) اثناء فترة البزل بعد تغطية سطح التربة لمنع التبخر(5، 30، 24، 1) وعليه تصبح المعادلة (8):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial K}{\partial Z} \dots\dots\dots(9)$$

توصل Sisson وآخرون(30) الى حل المعادلة (9) تحليليا ووجدوا ان ميل العلاقة بين الأيصالية المائية والمحتوى المائي يكون مساويا الى النسبة بين عمق التربة اعلى جبهة التجفيف (desorption front) والزمن بعد بداية عملية البزل أي أن:

$$\frac{dK}{d\theta} = \frac{z}{t} \dots\dots\dots(10)$$

يتضح من المعادلة (10) ان ميل الدالة $(\frac{dK}{d\theta})$ التي تربط العلاقة بين k و θ يكون مساويا الى النسبة $\frac{z}{t}$. أن المقدار $\frac{z}{t}$ سهل التحديد عندما يتم قياس المحتوى المائي كدالة الى الزمن وعمق التربة. تم اختيار ثلاثة دوال $K(\theta)$ تصف الايصالية المائية على انها دالة الى المحتوى المائي (39, 9, 6) وهذه الدوال هي:

$$K(\theta) = K_m \left(\frac{\theta}{\theta_m} \right)^{1/\beta} \quad \text{Watson, (1967)(11)}$$

$$K(\theta) = K_m \exp \alpha(\theta - \theta_m) \quad \text{Davidson et al., (1969)(12)}$$

$$k(\theta) = k_m \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_m - \theta_r} \right]^{1/n} \quad \text{Brooks and Corey, (1964)(13)}$$

حيث ان θ هي المحتوى المائي الحجمي ، θ_m هي المحتوى المائي بعد غمر التربة بالماء لحين الوصول الى حالة الأتزان وهي عدم حصول تغير في المحتوى المائي أو الجهد الهيكلي (matric potential)، θ_r هي المحتوى المائي المتبقي، α, β, n عوامل و k_m هي الأيصالية المائيه عندما تكون $\theta = \theta_m$. استخدمت خوارزمية Lax-Sisson للحصول على عوامل الدوال الثلاثة والنتبأ عن الأيصالية المائية والمحتوى المائي خلال فترة البزل. بين Sisson واخرون (30) ان خوارزمية Lax تتلخص بالخطوات الثلاث التالية.

1. Differentiate a chosen $k(\theta)$ with respect to θ obtaining $dk/d\theta$.
2. Replace the resulting $dk/d\theta$ with z/t .
3. Solve the resulting expression explicitly for $\theta = f(z/t) = \theta(z,t)$.

المواد وطرائق العمل

نُفذت الدراسة في حقل كلية الزراعة - جامعة بغداد على تربة مزيج طينية غرينية ذات الوصف المورفولوجي التالي: التّصنيف Typic torrifulvent, الطوبوغرافية: مستوية, الغطاء النباتي: ادغال قليلة, استخدام الأرض: غير مزروعة, مادة الأصل: رسوبية, حالة البزل: جيدة (عمق الماء الأرضي 2.10م), الموقع: 50م جنوب قسم علوم التربة والمياه, كلية الزراعة/جامعة بغداد. كما تميزت الأفاق المدروسة بالوصف المورفولوجي التالي:

الوصف المورفولوجي

الأفق

Ap 0 - 27 سم بني شاحب (6/3 10YR) جاف الى بني (4/3 10YR) رطب مزيج طينية غرينية, بناء حبيبي متوسط صلب (جاف), هش (رطب), لزج (مبتل), مسامات ناعمة كثيرة, جذور ناعمة قليلة, حدود تدريجية واضحة.

- C1 27 - 64 سم بني مصفر داكن (10YR 4/4) رطب, طينية غرينية, بناء كتلي زاوي متوسط الى خشن متماسك(رطب), لزج(مبتل), مسامات ناعمة قليلة, جذور ناعمة قليلة, حدود تدريجية واضحة.
- C2 64 - 94 سم بني (10YR 4/3) رطب, طينية غرينية, بناء كتلي زاوي متوسط متماسك(رطب), لزج(مبتل), مسامات ناعمة قليلة, حدود تدريجية واضحة.
- C3 94 - 135 سم بني (10YR 4/3) رطب, مزيج طينية غرينية, بناء كتلي شبه زاوي متوسط متماسك (رطب), لزج(مبتل), مسامات ناعمة قليلة, حدود تدريجية واضحة.

بعد اجراء الوصف المورفولوجي وتحديد الآفاق لتربة موقع الدراسة تم تحديد لوح حقلي ابعاده (8 م × 8 م). صُممت منظومة جريان تسمح بتسليط عمود ماء ثابت على سطح اللوح ارتفاعه 3سم طيلة فترة الغمر البالغة اربعين يوما. في نهاية دورة الغمر قُطع تجهيز الماء الداخل الى اللوح وبزل الماء الزائد من احد طرفي اللوح ، بعد ذلك غُطي سطح اللوح مباشرة بطبقتين من البلاستيك. اضيفت طبقة خفيفة من التربة المنخولة لاتمام عملية التغطية ومنع التبخر من سطح التربة. يعد وقت اختفاء الماء من سطح اللوح هو نهاية عملية الغيض وبداية عملية البزل. تم قياس التغير في المحتوى المائي كدالة الى الزمن وعمق التربة. اخذ النموذج الوزني الاول عند اختفاء الماء من سطح التربة مباشرة ليمثل المحتوى المائي عند الزمن صفر (بداية البزل) بواسطة منقاب انبوبي قطره الداخلي 2.54سم صُمم لهذا الغرض. غُرز المنقاب لعمق 140سم في مقد التربة ودور دورتين كاملتين لتسهيل عملية سحبه من جسم التربة. وبعد سحب المنقاب قُطع عمود التربة بداخله حسب الاعماق ليعطي نماذج وزنية للطبقات (0-10 سم، 10-20 سم، 20-30 سم، 30-40 سم، 40-50 سم، 50-60 سم، 60-70 سم، 70-80 سم، 80-90 سم، 90-100 سم، 100-110 سم، 110-120 سم، 120-130 سم، 130-140 سم). وضعت النماذج في علب رطوبة أُحکم سدها وحفظها داخل أكياس من النايلون لمنع التبخر ونُقلت مباشرة الى المختبر حيث تم وزنها وتجفيفها في الفرن على درجة حرارة 105 °م لقياس المحتوى المائي. ملئ مكان اخذ النموذج بتربة مباشرة بعد سحب المنقاب وذلك بطريقة مماثلة لتلك المستخدمة من قبل Richards (21). اخذت النماذج بفترات زمنية متقاربة في بداية عملية البزل ثم بفترات زمنية اطول بعد ذلك. استمرت عملية اخذ النماذج لفترة (90) يوماً من بداية عملية البزل، قيس مستوى الماء الأرضي طيلة فترة الدراسة من خلال

سلوم برغوث سالم
أفرح مهدي صالح

تقويم الجريان غير المشبع للبزول الحر تحت
لظروف الحقلية لتربة مزيجة طينية غرينية
النتبا عن الأيصالبة المائية غير المشبعة ومقدات المحتوى المائي

حفرة متقابلة عمقها 2.30م. حُددت منحنيات الوصف الرطوبي لآفاق تربة الدراسة من قيم المحتوى المائي

الايونات الذائبة Meq.L ⁻¹						المادة العضوية gm. kg ⁻¹	الجبس gm. kg ⁻¹	الكلس gm. kg ⁻¹	CEC Cmol. kg ⁻¹	ECe ds. m ⁻¹	pH	الأيصالبة المائية المشبعة cm. hr ⁻¹	الكثافة الظاهرية Mg.m ⁻³	مفصولات التربة g.Kg ⁻¹			الافق وعمق النموذج (سم)
SO ₄	Cl ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺									طين	غرين	رمل	
72	16.4	20.5	0.78	53	28	11.4	15.2	212	29.7	4.86	7.7	5.32	1.40	216	596	163	Ap 27-0
43	22.3	13.7	0.59	34	13	7.6	29.8	203	31.8	4.6	7.6	3.92	1.43	382	516	102	C1 64-27
36	11.4	9.81	0.42	35	7	5.2	13.6	225	29.6	3.3	7.4	5.83	1.41	400	532	68	C2 94-64
40	5.6	11.9	0.41	31	9	2.1	6.2	231	29.9	3.8	7.6	5.12	1.38	462	475	50	C3 135-94

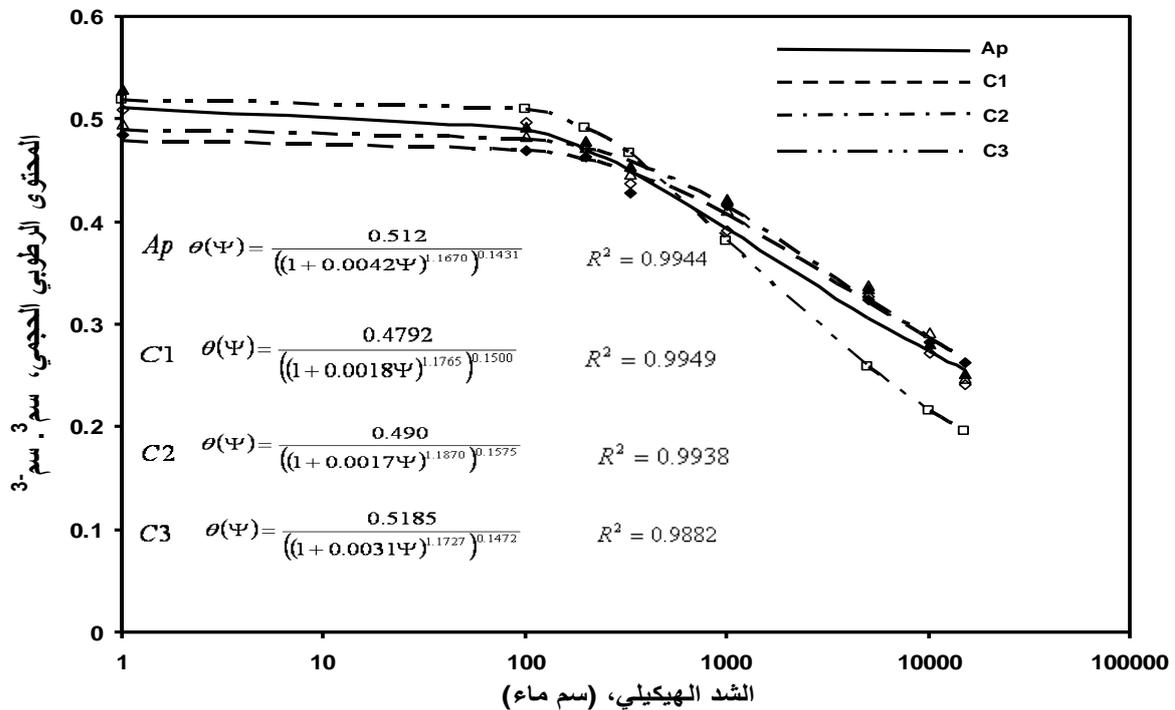
عند التوازن مع قيم الشدود المختلفة كما تم قياس بعض الخصائص الفيزيائية و الكيميائية المبينة في
جدول (1) لتربة الدراسة وحسب الطرق القياسية.

جدول(1): بعض الصفات الفيزيائية والكيميائية لتربة موقع الدراسة.

النتائج والمناقشة

منحنيات الوصف الرطوبي

يظهر الشكل (2) منحنيات الوصف الرطوبي للآفاق Ap, C1, C2, C3 وعوامل دالة المطابقة للمعادلة (7) ومعامل التحديد R^2 . اجريت المطابقة على اساس الحالة المحددة (restricted case)، وهي ان العلاقة بين العاملين n, m في المعادلة (7) هي $m = 1 - 1/n$. يبين الشكل (2) ان الاختلاف في قيم المحتوى المائي الحجمي المقاس عند الشدود المختلفة (الرموز) هو اقل من الاختلاف في قيم المحتوى المائي لدوال المطابقة (الخطوط) عند تلك الشدود. تم الحصول على قيم العوامل (θ_r, θ_s) (n, m, α) بالاعتماد على شفرة RETC (41). ان تقارب قيم عوامل دوال المطابق $(\theta_r, \theta_s, n, m, \alpha)$ للافاق المختلفة يشير الى ان مقد التربة ذو تباين طباقى ضعيف من حيث النسجة خاصة للآفاق C3, C2, C1. اما قيم العامل θ_r فكانت صفرا للمعادلات الأربعة المبينة على شكل (2).



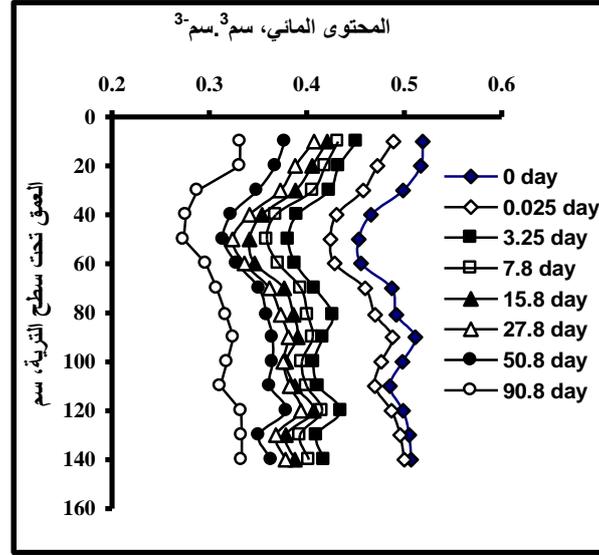
شكل (2) : العلاقة بين المحتوى المائي والجهد الهيكلي للافاق Ap و C1 و C2 و C3 لتربة موقع الدراسة ويظهر على الشكل عوامل دالة المطابقة ومعامل التحديد.

وبالتالي فان انخفاض المحتوى المائي فيه عند الشدود العالية ناتج عن اختزال المسامات الاكبر حجما بفعل الدك. ان الهدف من تحضير منحنيات الوصف الرطوبي في هذه الدراسة هو لتحديد خاصية هيدروليكية مهمة للتربة وهو تحديد العلاقة بين المحتوى المائي الحجمي (θ) والشد (Ψ). استخدمت منحنيات الوصف الرطوبي لحساب قيم الجهد الهيكلي المقابل لكل محتوى مائي تم قياسه في الحقل من قيم عوامل المعادلة (7) المثبتة على الشكل 2. كانت قيم العامل $\theta_r = 0$ للمعادلات الأربعة المبينة على الشكل (2). لقد تراوحت قيم المحتوى المائي الحجمي عند تغير الشد من 0.1 الى 1500 كيلوباسكال بين (0.2426-0.5104) ، (0.2631-0.4831) ، (0.2481-0.4953) ، (0.2530-0.5303) للافاق Ap ، C1 ، C2 ، و C3 حسب الترتيب.

مقدات المحتوى المائي

يبين الشكل (3) المقدرات الرطوبية المقاسة لتربة موقع الدراسة من سطح التربة الى العمق 140 سم لفترات زمنية محددة خلال فترة البزل. يتضح من الشكل ان هنالك اختلافا واضحا في قيم المحتوى المائي للاعماق المختلفة عند بداية البزل (الزمن صفر) ، اي عند الوصول الى حالة التوازن والذي انعكس على العلاقة بين المحتوى المائي والشد أثناء تحضير منحنيات الوصف الرطوبي. ومن جهة اخرى كانت المقدرات الرطوبية متوازية مع بعضها اثناء فترة البزل مما يدل على انها قد فقدت نفس الكمية من الماء للاعماق المختلفة. حصل تغيير عالي

في المحتوى المائي خلال مرحلة البزل المبكرة 0.025 يوم و 3.25 يوم بدأ بعدها انخفاض المعدل الزمني للتغير في المحتوى المائي للأعماق المختلفة. ومن الملاحظ في الشكل هو استمرار تدفق الماء اسفل العمق 140 سم بعد مرور 90 يوم من بداية البزل. ان الحصول على مقدرات رطوبة متوازية يعني حصول حركة ماء بشكل بزل الى الاسفل فقط وعدم حدوث تبخر من سطح التربة (37).



شكل (3): المقدرات الرطوبة المقاسة لأعماق المختلفة لتربة موقع الدراسة أثناء فترة البزل.

ويبين الشكل ايضا ان هنالك انخفاضاً حاداً في قيمة المحتوى المائي عند التوازن (نهاية الغيض وبداية البزل) للطبقة (40-50) سم مقارنة ببقية طبقات مقد التربة. ففي حين كان المحتوى المائي للطبقة (0-10) سم 0.5142 سم³-سم³ عند الزمن صفر فقد انخفض الى 0.4505 سم³-سم³ للطبقة (40-50) سم عند نفس الزمن بسبب الدك الحاصل لهذه الطبقة الذي كان واضحاً اثناء الوصف المورفولوجي لمقد التربة. تؤدي عملية الدك الى اختزال مسامية التربة على حساب المسامات الكبيرة الحجم وزيادة في عدد المسامات المتوسطة الحجم والكثافة الظاهرية. اما عند الزمن 90 يوم فقد كان المحتوى المائي 0.3316 سم³-سم³ للطبقة (0-10) سم وانخفض الى 0.2736 سم³-سم³ عند الطبقة (40-50) سم. ويظهر الشكل تقارب المقدرات الرطوبة بعد مرور 3.25 يوم من بداية البزل فقد اصبح التغير في المحتوى المائي قليلاً خاصة بعد مرور اكثر من 7.25 يوم من بداية البزل، يمكن ان تستخدم هذه المقدرات لتحديد التدفق (flux) الى الاسفل بشكل بزل بالطرق البيانية (38). فقدت الاعماق المختلفة كميات متساوية تقريباً من الماء خلال فترة اخذ العينات البالغة 90 يوماً بعد بداية البزل. فعلى سبيل المثال فقدت الطبقة السطحية 0-10 سم 0.183 سم³-سم³ خلال فترة البزل وفقدت الطبقة 130-

140 سم 0.192 سم³ .سم³ خلال نفس الفترة. ان اجراء قياسات المحتوى المائي خلال فترة البزل بفاصلة عمق 10سم كانت تهدف الى الحصول على طبيعة التغير في المحتوى المائي اثناء فترة البزل بشكل مفصل خاصة ان القياسات اجريت بازمان قصيرة اثناء مرحلة البزل المبكرة.

الانحدار في الجهد المائي

لكي تحصل حركه للماء بين مستويين في مقد التربة لا بد من حصول انحدار في الجهد المائي بين هذين المستويين, وبمعنى اخر لا بد من وجود فرق في الجهد الكلي للماء بين المستويين. وصلت قيمة الانحدار في الجهد المائي الى 10, الا ان معظم قيم الانحدار تراوحت بين 1-5. لا بد من الاشارة هنا الى ان الاختلاف في قيم الانحدار في الجهد المائي يرجع الى عدة عوامل منها استخدام عوامل دالة المطابقة لمنحنيات الوصف الرطوبي لحساب الشد الهيكلي لجميع الاعماق المدروسة وذلك لعدم توفر الاجهزة اللازمة للقياس الحقلي للجهد المائي للأعماق المدروسة. ان التغير في النسجه والكثافه الظاهريه للافاق المدروسه يعد من الاسباب المهمه في عدم تحقق وحدة انحدار في الجهد المائي . من الاسباب المهمة الأخرى هي طريقة قياس المحتوى المائي, فعلى الرغم من ان الطريقة الوزنية لقياس المحتوى المائي هي طريقة مباشرة الا انها محددة (restricted) بعكس طرق اخرى غير محددة (unrestricted) كطريقة المجس النيوتروني حيث يمكن تكرار القياس في نفس المكان وعدم حصول التغيرات المكاني في الصفات المدروسة (11).

معدل سرعة التدفق

تم حساب معدل سرعة التدفق من المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة مع الزمن (22، 39، 32). ان حساب التدفق لكل طبقه تربه يقلل من الخطا الناتج عن عد التربة وسط متجانس. يبين الشكل (4) معدل التدفق للطبقات (5-15 ، 15-25 ، 45-55 ، 85-95 ، 125-135) سم. لقد اجريت قياسات المحتوى المائي اثناء فترة البزل بفاصلة مقدارها (10) سم لغرض تحديد الخصائص المائية لمقد تربة الدراسة بشكل مفصل. زاد معدل تدفق ماء التربة مع العمق وقل مع مرور الزمن بعد بداية البزل. كانت قيم معدل سرعة التدفق خلال الفترة الزمنية الاولى المحصورة بين زمن القياس الأول (0 يوم) وزمن القياس الثاني (0.025 يوم) هي 2.2485 ، 3.4352 ، 8.4197 ، 10.3611، 11.2971 سم. يوم⁻¹ للطبقات اعلاه حسب الترتيب.

تتفق هذه النتيجة مع ما وجدته الكثير من الباحثين ومنهم Nielsen وآخرون (19) و Stone وآخرون (32). لقد بينت مقدرات المحتوى المائي (شكل 3) ان الاعماق المختلفة فقدت تقريبا كميات متساوية من الماء اثناء فترة

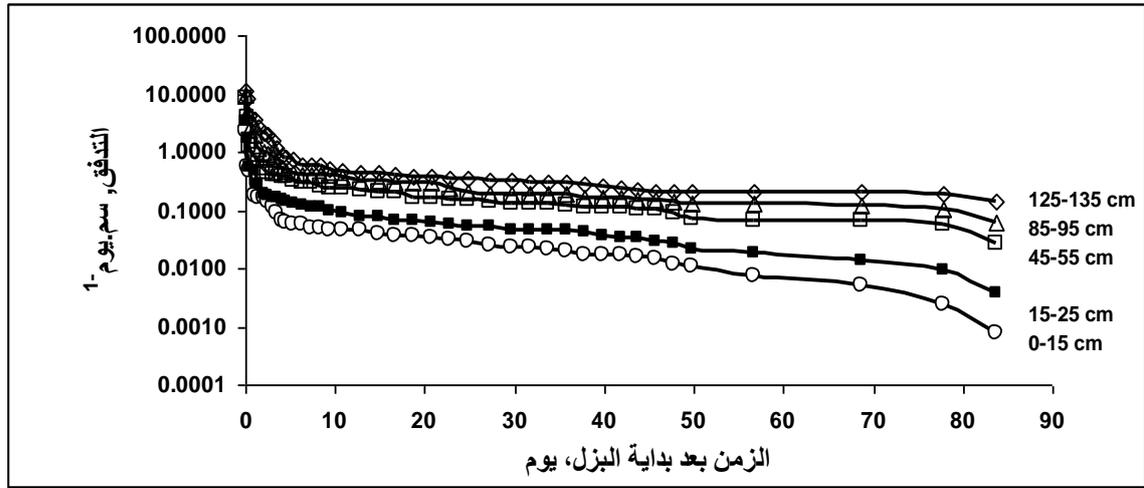
البزل مما نتج عنه اشكال متوازية. ان المعادلة العامة التي تصف التدفق هي $q = \int_{z_1}^{z_2} \int_{t_1}^{t_2} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dz dt$ عند النظر

الى هذه المعادلة يتضح ان قيمة q تعتمد على حدي التكامل (z_2, z_1) عند تساوي المعدل الزمني للتغير في

سلوم برغوث سالم
أفراح مهدي صالح

تقويم الجريان غير المشبع للبزول الحر تحت
لظروف الحقلية لتربة مزيج طينية غرينية
النتبأ عن الأيصالية المائية غير المشبعة ومقدات المحتوى المائي

المحتوى المائي ($d\theta/dt$)، لذلك يزداد التدفق بزيادة العمق خاصةً تحت ظروف التربة المتجانسة أو التربة ذات الطباقية الضعيفة. تعكس هذه القيم قابلية التربة على بزل الماء تحت ظروف الجريان المستمر عندما تكون رطوبة التربة قريبة من الإشباع حيث تسهم الفراغات ذات العلاقة بالتركيب التي تكون بمثابة مسامات مملوءة بالماء والتي تتراوح مدياتها الحجمية بين 10^{-2} إلى 10^{-4} متر (34). حدث انخفاض حاد في قيم التدفق خلال الخمسة أيام الأولى نتيجة انخفاض المحتوى المائي خلال



هذه الفترة. ان هذا يتوافق مع ما جاء به Tuller و Or (34، 35) من ان جريان الماء يحصل في المسامات المملوءة جزئياً التي تتراوح مدياتها الحجمية بين 10^{-3} إلى 10^{-7} متر بعدها كان الانخفاض في قيم التدفق تدريجياً طيلة فترة البزل البالغة (90) يوماً. ان استمرار تدفق الماء طيلة هذه الفترة هي بسبب قابلية الترب ناعمة النسجة على مسك الماء لفترة طويلة وحصول معدلات تدفق منخفضة جداً. لقد كانت قيم التدفق للطبقات المختلفة المبينة بالشكل (4) بعد مرور 88.75 يوماً من البزل هي 0.0018, 0.0007, 0.0092, 0.0745, 0.1136 سم.يوم⁻¹. تتعكس أهمية تحديد قيم التدفق للطبقات المختلفة المدروسة في التحديد الدقيق لسرعة حركة الماء الى الاسفل بشكل بزل وعدم اعتماد عبارات وصفية لتحديد حالة بزل التربة.

الايصالية المائية غير المشبعة

تعد الايصالية المائية غير المشبعة احدى الخصائص المهمة للتربة وذلك لانها تعكس قابلية التربة للتوصيل المائي وتعتمد على المحتوى المائي والجهد المائي. تم حساب معدل الايصالية المائية غير

المشعبة لأفاق التربة المدروسة من قياس مقدار التغير في المحتوى المائي والجهد المائي اثناء فترة البزل. ويبين الشكل (5A) الايصالية المائية غير المشعبة للطبقات (5-15، 15-25، 25-35، 35-45، 45-55، 55-65، 65-75، 75-85، 85-95، 95-105، 105-115، و115-125) سم طيلة فترة البزل. تمت مطابقة دالة قوة للبيانات لوصف العلاقة بين الايصالية المائية غير المشعبة والمحتوى المائي. يظهر الشكل نفسة ان الرموز المختلفة تمثل القيم المحسوبة للايصالية المائية غير المشعبة K التي تم الحصول عليها بطريقة مقد التربة الانبي، اما الخطوط فتمثل داله المطابقة. ان الانتشار في البيانات حول الداله يعكس التباين الموقعي والاختلافات الموروثة لطبيعة التربة غير المتجانسة. يظهر الشكل (5A) ان قيم الايصالية المائية تتناقص مع الزمن حيث أن $k = f[\theta(z,t)]$ وتزداد الايصالية المائية مع زيادة المحتوى الرطوبي اذ كانت قيم الايصالية عند الطبقة (5-15) سم وعند الفترة الزمنية الاولى هي (1.0964) سم.يوم⁻¹ وانخفضت الى (0.00001) سم.يوم⁻¹ عند الفترة الزمنية المتأخرة (90 يوم) ولنفس الطبقة وكانت قيم الايصالية عند الطبقة (125-135) سم عند الفترة الزمنية الاولى (8.1040) سم.يوم⁻¹ وانخفضت الى (0.0018) سم.يوم⁻¹ عند الفترة الزمنية المتأخرة (90 يوم). ان مدى التغير في قيم الايصالية المائية غير المشعبة بلغ 1.1×10^5 ضعفا للطبقة من 5-15 سم ضمن مدى بيانات المحتوى المائي عند الزمن الاول والاخير $(0.2937-0.5102)$ سم³.سم⁻³. تتفق هذه القيم مع ما وجدته Van Bavel وآخرون (36) الذي وجد ان قيم الايصالية المائية غير المشعبة تتضاعف بمقدار 10^5 مرة لمدى من المحتوى المائي بين $(0.2000-0.6201)$ سم³.سم⁻³ لتربة مزيج طينية غرينية . ان القيم المحسوبة للايصالية المائية غير المشعبة تعكس طبيعة الترب ناعمة النسجة والتي تكون قابليتها على التوصيل المائي قليلة. ان الايصالية المائية للتربة هي حويلة توصيل مجاميع الاحجام المسامية المحصورة بين مديات المحتوى التي تم قياسها المائي خلال التجربة(8). وتبين الأشكال 5B، 5C، 5D القيم المقاسة للايصالية المائية(الرموز) ودوال المطابقة الثلاثة المستخدمة في الدراسة (الخطوط) للمعادلات(11)، (12)، و (13) للطبقات 0-15 سم، 15-25 سم، 25-45 سم، 45-55 سم، 55-85 سم، و 85-125 سم . تراوحت قيم معامل التحديد لدوال المطابقة بين $(0.833-0.982)$. لابد من الاشارة الى ان الاهمية الفيزيائية لعوامل دوال المطابقة تتاصل من مطابقة هذه الدوال الى المدى الواسع لقيم الايصالية المائية المحسوبة بطريقة المقد الانبي التي تم الحصول عليها من قياس التغير في المحتوى المائي كدالة لعمق التربة طيلة 90 يوما من البزل. ان قيم هذه العوامل تعتمد على نوع التربة و بذلك فهي تختلف من تربة الى اخرى اعتمادا على العلاقة بين الايصالية المائية غير المشعبة و المحتوى المائي. لمقارنة حسن تطابق الدوال لثلاثة فقد تم رسم خط الانحدار للدوال الثلاثة لتحديد موقع الخط على البيانات المقاسة. تبين الأشكال 5B، 5C، و 5D خط الانحدار للدوال الثلاثة لبيانات الايصالية غير المشعبة

سلوم برغوث سالم
أفراح مهدي صالح

تقويم الجريان غير المشبع للزل الحر تحت
لظروف الحقلية لتربة مزيجة طينية غرينية
التنبأ عن الأيصالية المائية غير المشبعة ومقدات المحتوى المائي

كدالة الى المحتوى المائي للطبقات 0-15 سم، 15-25 سم، 45-55 سم، 85-95 سم، و125-135 سم. يلاحظ من الأشكال ان دالة المطابقة كانت خطوط منحنية (curve-linear) للمعادلتين (11) و (13) في حين كانت الدالة خطية (linear) للمعادلة (12) وهذا ناتج عن كون المعادلتين (11) و (13) هما دالتي قوة في حين كانت المعاداة (12) دالة أسية. لقد بينت قيم عوامل الارتباط التي تم الحصول عليها من مطابقة الدوال الثلاثة لوصف العلاقة بين الأيصالية المائية غير المشبعة المقاسة والمحتوى المائي. ان حسن التطابق للدوال الثلاثة كان متماثلا مع بعض الانحرافات الصغيرة عند بداية (محتوى مائي عالي) و نهاية (محتوى مائي منخفض)

الإيصالية المائية غير المشبعة، سم 0-1

الإيصالية المائية غير المشبعة، سم 0-1

شكل (5): العلاقة بين الأيصالية المائية غير المشبعة المقاسة K_{IMP} والمحتوى المائي للطبقات المبينة على كل شكل لتربة موقع الدراسة (الرموز). اما الخطوط فتمثل دوال المطابقة: A دالة قوة لجميع البيانات، B ، C ، D دوال المطابقة للمعادلات 11، 12. و 13 حسب الترتيب.

مدى الدوال. وهذا يدل على ان الدوال الثلاثة حساسة لقيم المحتوى المائي عند الأشباع θ_s وقيم المحتوى المائي المنخفض θ_r . تقترح هذه النتائج ان استخدام اية دالة من هذه الدوال الثلاثة يكون كافيا في مثل هذه الدراسات. كما يتضح من الشكل ان هناك فرقا في قيم الأيصالية للطبقات المدروسة عند أي محتوى مائي. ان الأختلاف في موقع دالة الأنحدار على الشكل يعتمد على عاملين مهمين ذا اساس فيزيائي هما مقطع وميل خط الأنحدار للدوال الثلاثة. ان مقطع خط الأنحدار يمثل سرعة جبهة اترطيب وهذا يكون مساويا الى $\frac{K_m}{\beta\theta_m}$,

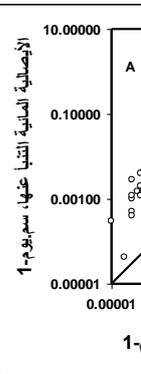
للمعادلات 11، 12 و 13 حسب الترتيب. اما ميل خط الأنحدار فيعتمد على قيم العوامل n, α, β للدوال الثلاثة حسب الترتيب. اعطت الدوال خطوط انحدار متوازية تقريبا مما يدل على ان قيم عوامل الانحدار (n, α, β) كانت متقاربة وبمعنى اخر فإن المشتقة $\frac{dk}{d\theta}$ (التغير في قيم k غير المشبعة كدالة الى المحتوى المائي) لهذه الدوال كانت متماثلة.

تقويم وحدة الانحدار في الجهد المائي

تم في هذه الدراسة اعتماد معايير ذات دلالة واضحة لتقويم نتائج وحدة الانحدار في الجهد المائي بعد مقارنتها بنتائج تم قياسها او حسابها حقليا اثناء فترة البزل , ومن هذه المعايير الأيصالية المائية غير المشبعة و المحتوى المائي.

التنبأ عن الأيصالية المائية غير المشبعة ومقدات المحتوى المائي

اعطت علاقة 1:1 بين الأيصالية المائية غير المشبعة, K_{IMP} , و الأيصالية المائية المتنبأ عنها, K_{UGM} , حسب المعادلات 11، 12، 13 معاملات ارتباط بلغت 0.918، 0.933، 0.927 حسب الترتيب. كانت قيم K_{UGM} اعلى من قيم K_{IMP} عند محتويات رطوبة واطئة في حين كان هناك تطابقا عاليا بين القيم المقاسة و القيم المتنبأ عنها عند محتويات عالية للمحتوى المائي (شكل 6). كانت قيم K_{UGM} المتنبأ عنها اعلى من قيم K_{IMP} بمعاملات بلغت 1.378، 1.418، و 1.296 للمعادلات 11، 12، 13 حسب الترتيب ولجميع البيانات البالغة 588. فمثلا كانت قيم K_{IMP} للطبقة



شكل(6): علاقة 1:1 بين الأيصالية المائية غير المشبعة المقاسة (K_{IMP}) والمتنبأ عنها (K_{UGM}) بأستخدام المعادلة 11، B المعادلة 12 و C المعادلة 13.

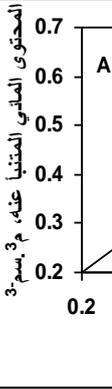
15-0 سم خلال الفترة الزمنية الأولى 1.0964 سم.يوم⁻¹ اما قيم k_{UGM} فكانت 0.9517، 0.9606، k_{UGM} سم.يوم⁻¹ للمعادلات الثلاثة حسب الترتيب. في حين كانت قيمة K_{IMP} خلال الفترة الزمنية الأخيرة 0.00001 سم.يوم⁻¹ وقيم k_{UGM} 0.0003 ، 0.0002 ، 0.0001 سم.يوم⁻¹ للمعادلات 11، 12، 13 لنفس الطبقة وحسب الترتيب.

استخدمت الخطوة الثالثة من خوارزمية Lax (30) للنتبأ عن مقدات المحتوى المائي لتربة موقع الدراسة كدالة للزمن $\theta=f(z, t)$. يبين الشكل (7) مقدات المحتوى المائي للاعماق المختلفة كدالة الى العمق ولازمان مختلفة خلال فترة البزل. في هذه الدراسة تعكس المقدات الرطوبة الانخفاض في المحتوى المائي بمرور الزمن للاعماق المختلفة وتكون حركة الماء الى الاسفل فقط نتيجة لانعدام التبخر. تبين الاشكال ان هناك توافق عالي بين القيم المقاسة (الرموز) والقيم المتنبأ عنها (الخطوط) لمقدات المحتوى المائي اثناء فترة البزل. حيث يبين الشكل 6A توافقا عاليا بين القيم المقاسة والقيم المتنبأ عنها من ذمرحلة البزل

شكل (7) : المقدات الرطوبة المقاسة (الرموز) و المقدات الرطوبة المتنبأ عنها بطريقة وحدة الانحدار في الجهد المائي (الخطوط) حسب طريقة Lax_Sisson بأستخدام A المعادلة 11، B المعادلة 12 و C المعادلة 13.

المبكرة (t= 0 day) وحتى نهايته بأستخدام معادلة (11) في حين كانت القيم المتنبأ عنها عالية في مرحلة البزل المبكرة للمعادلتين 12 و 13. فيما عدا ذلك كان فقد كانت القيم المتنبأ عنها للمعادلتين (الخطوط) متوافقة مع القيم المقاسة. ان التوافق بين القيم المقاسة للمحتوى المائي والقيم المتنبأ عنها اثناء فترة البزل يدل على ان طريقة Lax-Sisson اسهمت في دعم نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي للنتبأ عن المقدات المائية اثناء

فترة البزل. كطريقة اخرى لتقويم حل Lax-Sisson في التنبأ عن المحتوى المائي تم رسم جميع بيانات المحتوى المائي المقاس طيلة فترة البزل التي بلغ عددها 588 مع جميع بيانات المحتوى المائي المتنبأ عنه بطريقة وحدة الانحدار في الجهد المائي باستخدام دالة الخط المستقيم 1:1 ذات المقطع صفر أي ان $K_{UGM} = bK_{IPM}$ حيث k_{IMP} و k_{UGM} تمثلان قيم المحتوى المائي المتنبأ عنه والمقاس حسب الترتيب, b الميل. لقد كانت قيم العامل b هي 0.96632, 1.00002, 1.01433 للمعادلات الثلاثة حسب الترتيب (شكل 8). تعكس هذه العوامل الدقة العاليه لحل Lax-Sisson في التنبأ عن المحتوى المائي. كما اعطت علاقة 1:1 (شكل 8) عوامل ارتباط عالية بلغت 0.940, 0.963, 0.892 للمعادلات الثلاثة حسب الترتيب. يعكس تطابق بيانات المحتوى المائي المتنبأ عنها مع المدى الواسع للمحتوى المائي المقاس حقليا خلال فترة البزل اهمية استخدام نظرية وحدة الانحدار في تحديد الخواص الايصالية خاصة تلك المتعلقة في حركة الماء.



شكل (8): علاقة 1:1 بين المحتوى المائي الحجمي المقاس والمتنبأ عنه لجميع الاعماق بأستخدام A المعادلة 11، B المعادلة 12 و C المعادلة 13.

يستنتج من هذه الدراسة ان حل Lax-Sisson للمعادلة العامة للجريان بالاتجاه العمودي تحت نظرية جهد الجذب الأرضي الذي تم فيه احلال النسبة z/t التي يمكن قياسها بدقة عالية محل المشتقة $dk/d\theta$ للدوال الثلاثة المستخدمة والتي تصف الايصالية الهيدروليكية للتربة على انها دالة الى المحتوى المائي فقط قد اعطى نتائج عالية الدقة للتنبأ عن قابلية التوصيل الهيدروليكي والتغير في المحتوى المائي مع الزمن لأعماق التربة المختلفة اثناء فترة البزل. هذا من جانب ومن الجانب الأخر فان عوامل الدوال الثلاثة التي تم الحصول عليها تسمح بالامتداد (Interpolation) للتنبأ عن الخصائص الهيدروليكية لمدى أوسع من القيم المقاسة للمحتوى المائي كما في حالة التربة الجافة.

REFERENCES:

- * Albright, W.H., C. H. Benson, G.W. Gee, T. Abichou^c, S.W. Tyler, and S.A. Rock. 2006. Field Performance of Three Compacted Clay Landfill Covers. *Vadose Zone J* 5:1157-1171.
- * Altman, S. J., B.W. Arnold, C. K. Ho, S. A. McKenna, R.W. Barnard, G.E. Barr, and R.R. Eaton. 1996. Flow calculations for Yucca Mountain groundwater travel time (GWTT-95). SAND96-0819. Sandia National Laboratories, Albuquerque, NM.
- * Andraski, B.J. 1997. Soil-water movement under natural-site and waste-site conditions: A multiple-year field study in the Mojave Desert, Nevada. *Water Resour. Res.* 33:1901-1916.
- * Basile, A, A. Coppola, R. De Mascellisa. 2006. Scaling Approach to Deduce Field Unsaturated Hydraulic Properties and Behavior from Laboratory Measurements on Small Cores. *Vadose Zone J* 5:1005-1016.
- * Black, T. A., W. R. Gardner, and C. W. Thurtel. 1969. The prediction of evaporation, drainage, and soil water storage for a bare soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 33:655-660.
- * Brooks, R. H. and A. T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap.* 3. 27pp. Colo. State Univ. Fort Collins.
- * Byre, K.R., J.M. Norman, L.G. Bundy, and S.T. Gower. 1999. Equilibrium tension lysimeter for measuring drainage through soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63:536-543.
- * Child, E. C., and N. Collis- George. 1950. The permeability of porous materials. *Proc. Roy. Soc. (London)*, 201 A, 392-405.
- * Davidson, J. M., L. R. Stone, D. R. Nielsen and M. E. Larue. 1969. Field measurement and use of soil-water properties., *Water Resour. Res.* 5:1312-1321.
- * Gee, G. W., J. M. Keller, and A. L. Ward . 2005. Measurement and Prediction of Deep Drainage from Bare Sediments at a Semiarid Site. *Vadose Zone J.* 4:32-40.
- * Greacen, E. L., and L. R. Correl. 1981. Calibration. (In E. L. Greacen (ed.). 1981. *Soil water measurement by the neutron method.* pp.50-81. Csiro- Australia, 3002).
- * Hanson, B., L. Schwanki, S. Gratten, and T. Prichards. 1997. Drip Irrigation for row crops. Division of Agricultural and Natural Resources, Publication 3376. University of California Irrigation Program, University of California, Davis.
- * Hubbell, J. M., M. J. Nicholl, J. B. Sisson and D. L. McElroy. 2004. Application of a Darcian Approach to Estimate Liquid Flux in a Deep Vadose Zone. *Vadose Zone J.* 3:560-569.
- * Jordan, C. 1968. A simple, tension-free lysimeter. *Soil Sci.* 105:81-86.
- * Klute, A. 1972. The determination of hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. *Soil Sci.* 113:264-276.
- * Lax, P. D. 1972. The formation and decay of shock waves. *Am. Math Monthly.* 79:227-241.
- * Libardi, P. L., K. Reichardt, d. R. Nielsen, and J. W. Biggar. 1980. Simple field method for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc Am. J.* 44: 38-47.
- * McElroy, D. L., and J. M. Hubbell and L. Randazzo. 2004. Evaluation of the Conceptual Flow Model for a Deep Vadose Zone System Using Advanced Tensiometer. *Vadose Zone J.* 3:170-182
- * Nielsen, D. R., J. M. Davidson, J. W. Biggar, and R. J. Miller. 1964. Water movement through Panochy clay loam loam soil. *Hilgardia* 35:491-506.
- * Phillips, F.M. 2001. Investigating flow and transport in the fractured vadose zone using environmental tracers. p. 271-294. In *Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone.* National Academy Press, Washington, DC.
- * Richards, L. A., W. L. Gardner, and G. Ogata. 1956. Physical processes determining water loss from soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20:310-314.



- * Rose, C. W., and W.R. Stern. 1966. Determination of withdrawal of water from soil by crop roots as a function of depth and time. *Aust. J. Soil Res.* 5:11-19
- * Rose, C. W., W. R. Stern, and J. E. Drumond. 1965. Determination of the hydraulic conductivity as a function of depth and water content for a soil in situ. *Aus. J. Soil Res.* 3:1-9.
- * Salem, S. B. 1986. Data reduction methods for field estimated unsaturated hydraulic p[roperties. M.Sc. Thesis. Kansas State University, Manhattan , Ks., USA.
- * Salem, S. B. 2003. Unsaturated hydraulic characteristics of soil treated and untreated with fuel oil under surge and continuous irrigation. Ph.D Dissertation. College of Agriculture/ Baghdad University.
- * Scanlon, B. R., R. C. Reedy, K. E. Keese, and Stephen F. Dwyer. 2005. Evaluation of Evapotranspirative Covers for Waste Containment in Arid and Semiarid Regions in the Southwestern USA. *Vadose Zone J.*4: 55-71
- * Scanlon, B.R., S.W. Tyler, and P.J. Wierenga. 1997. Hydrologic issues in arid, unsaturated systems and implications for contaminant transport. *Rev. Geophys.* 35:461–490.
- * Schawanki, L., B. Hanson, and T Prichard. 1998. Micro-irrigation of trees and vines. Division of agricultural and natural Resources. Publication 3378, University of California, Davis. Pp. 63-68.
- * Si, B. C., and R. G. Kachanoski. 2003. Measurement of Local Soil Water Flux during Field Solute Transport Experiments, *Soil Sci. Soc Am. J.* 67:730-736
- * Sisson, J. B., A. H. Ferguson, and M. Th. van Genuchten. 1980. Simple method for predicting drainage from field plot. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:1147-1152.
- * Stephens, D. B., and R. Knowlton. 1986. Soil water movement and recharge through sand at a semiarid site in New Mexico. *Water Resour. Res.* 22:881–889.
- * Stone, L. R., T. C. Olson, and M. L. Horton. 1973. Unsaturated hydraulic conductivity for water management in situ. *Proc. S. D. Acad. Sci.* 52:168-178.
- * Sun, A. Y. and D. Zhang. 2004. A Solute Flux Approach to Transport through Bounded, Unsaturated Heterogeneous Porous Media. *Vadose Zone J.* 3:513-526.
- * Tuller, M. and D. Or. 2002. Unsaturated Hydraulic Conductivity of Structured Porous Media: A Review of Liquid Configuration–Based Models. *Vadose Zone J.* 1:14-37
- * Tuller, M., and D. Or. 2001. Hydraulic conductivity of variably saturated porous media—Film and corner flow in angular pore space. *Zone Journal* 1:14-37.
- * Van Bavel, C. H. M., G. B. Stirk, and K. J. Brust. 1968. Hydraulic properties of a silty clay loam soil and field measurement of water uptake by root. I. interpretation of water content and pressure profiles. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32:310-317.
- * 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
- * Watson, K. K. 1966. An instantaneous profile method fro determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.* 2: 709-715.
- * Watson, K. K. 1967. The measurement of the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials utilizing zone of entrapped air. *Soil Sci. Soc. Am Proc.* 32:716-720.
- * Wendroth, D., W., Ehler, J. W. Hopmans, H. kage, J. Halbertsma, and J. H. M. Wosten. 1993. Reevaluation of evaporation method for determining hydraulic function in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am> J.* 57:1436-1443.
- * Zhu, J., B. P. Mohanty, A. W. Warrick, and M. Th. van Genuchten. 2004. Correspondence and Upscaling of Hydraulic Functions for Steady-State Flow in Heterogeneous Soils. *Vadose Zone J.* 3:527-53.