مجلة جامعة تشرين للدراسات والبحوث العلمية
المجلد ٥ - العدد ١ من ٥٩ إلى ٧٦

جمادى الأولى ١٤٠١هـ
آذار ١٩٨٢م

قابلية النفوذية في الترب غير المشبعة

La conductivite hydraulique des sols non satures

الدكتور المهندس شوقي مسعد

كلية الهندسة

١ - مقدمة :

تهدف الدراسات الهيدرولوجية والهيدروديناميكية والزراعية عند دراسة جريان الماء في الترب غير المشبعة للوصول الى معرفة نوعية ذلك الجريان واتجاهه ومنه تقدير كمية الماء الموجودة فعلاً ضمن التربة من جهة وتعريف الخواص الفيزيائية للتربة (كمية الماء وضغط الماء) ومنه حساب قابلية النفوذية للتربة التي تعتبر العامل الأساسي للجريان من جهة أخرى .

تعرَّف الطبقة غير المشبعة من التربة والتي شروط الجريان فيها غير معروفة تماماً بالطبقة الموجودة بين سطح الارض وطبقة المياه الجوفية حيث تحدث فيها معظم التحولات وكافة انواع الجريان الذي يقسم الى :

١ - التسرب وهو عبارة عند جريان الماء في التربة من الطبقات العلوية إلى الطبقات السفلية من التربة ومنها الى المياه الجوفية . Infiltration .

٢ - التبخر وهو عبارة عن جريان الماء في التربة من الطبقات السفلية إلى الطبقات العلوية من التربة ومنها الى الجو . Evaporation .

٣ - امتصاص جذور النبات وهو عبارة عن انتقال الماء من التربة الى النبات عن طريق الجذور ونقلها إلى الاوراق ومنها إلى الجو بواسطة عملية النتح . Extraction racinaire .

٢ ـ تعاريف :

٢ ـ ١ ـ الارتفاع الشعري La succion

يعطى الارتفاع الشعري (h) بالعلاقة :

$$h = -\frac{p_c}{\rho_e \cdot g} \qquad (1)$$

حيث (p_c) الضغط الشعري و (ρ_e) الكتلة الحجمية للماء و (g) تسارع الثقالة . ويعرف الارتفاع الشعري (h) بقيمة سالبة لأنه يعبر عن ضغط الماء بالنسبة للضغط الجوي .

٢ ـ ٢ ـ الضغط الكلي في التربة Le potentiel total

يفرض ان السائل عبارة عن ماء نظيف والوسط ذو درجة حرارة متجانسة فالضغط الكلي (P_t) يساوي الى :

$$P_t = \rho_e \cdot g \cdot H_t \qquad (2)$$

حيث (H_t) هو الارتفاع الهيدروليكي الكلي La charge hydraulique totale الذي يساوي الى :

$$H_t = h - z \qquad (3)$$

في هذه الحالة يوجه المحور (oz) موجباً نحو الاسفل ويعتبر المبدأ سطح الارض .

٢ ـ ٣ ـ كمية الماء في التربة : La teneur en eau volumique

تعطى كمية الماء الحجمية في التربة بالعلاقة التالية :

$$H_v = \frac{\Delta V_e}{\Delta V} \qquad (4)$$

حيث (ΔV) هو الحجم الكلي للتربة الذي يحتوي على حجم من الماء يساوي الى (ΔV_e) .

٢ ـ ٤ ـ كمية الماء المخزونة ضمن التربة Le stock d'eau

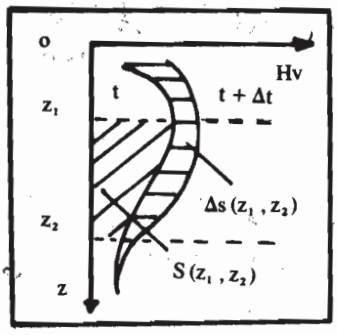
يحسب حجم الماء العنصري (dV_e) الموجود في اسطوانة شاقولية ذات مقطع ($d\sigma$) حيث سطحها العلوي موجود على ارتفاع (z_1) وسطحها السفلي على ارتفاع (z_2) من سطح الارض بالعلاقة التالية :

$$dV_e(z_1, z_2) = d\sigma \int_{z}^{z_2} H_V \, d_z \qquad (5)$$

يسمى التكامل $\int H_v . dz$ بكمية الماء المخزونة في التربة ولها وحدات ارتفاع وبالتالي يمكن مقارنتها بسهولة بكمية الامطار الهاطلة .

لنعتبر الآن مقطعين من كمية الماء المخزونة في التربة ـ شكل ١ ـ بالنسبة لكل ١٠ سم من اعماق التربة في لحظتين متتاليتين (t) و $(t + \Delta t)$. يمكن بالتالي حساب كمية الماء المخزونة ضمن التربة في كلٍ من اللحظتين $S(z_1 , z_2)$ و $S_2(z_1 , z_2)$. ويتم حساب تغير كمية الماء المخزونة في التربة في زمن (Δt) بالفرق بين القيمتين اي :

$$\Delta S(z_1 , z_2) = S_2 (z_1 , z_2) - S_1 (z_1 , z_2) \qquad (6)$$



شكل ـ ١ ـ تغير كمية الماء المخزونة ضمن التربة بين اللحظتين (t) و $(t + \Delta t)$.

٣ ـ العلاقات الأساسية

٣ ـ ١ ـ معادلة الاستمرار . Equation de continuite

يمكن حساب التدفق وتغيرات كمية الماء المخزونة ضمن التربة من معادلة الاستمرار التالية :

$$\text{div } q = -\frac{d H_v}{dt} \qquad (7)$$

حيث (q) هو التدفق العنصري .

وبتكامل العلاقة السابقة بين المنسوبين (z_1) و (z_2) وبعد الرجوع الى الشكل ـ ١ ـ والعلاقة (6) نجد :

$$q_1 - q_2 = -\frac{d}{dt} \Delta S (z_1 , z_2) \qquad (8)$$

حيث يتم حل المعادلة السابقة يجب دراسة الجريان من سطح التربة حتى العمق (z) اي فرض ($z_1 = 0$) و ($z_2 = z$) ومنه :

$$q = \frac{d}{dt} \Delta S\,(0, z) \qquad (9)$$

وبالتالي نستنتج من دراسة تغيرات كمية الماء المخزونة في التربة بالنسبة للزمن قيمة التدفق العنصري المار من سطح الارض إلى العمق(z) .

٣ - ٢ - المعادلة الديناميكية . Equation dynamique

يمكن تعميم العلاقة الديناميكية لجريان الماء في التربة ونحصل بالتالي على علاقة دارسي المعممة : Loi de Darcy generalisee

$$q = - k\,(H_\nu)\ \text{grad}\ H_t \qquad (10)$$

حيث $k(H_\nu)$ عامل النفوذية في الترب غير المشبعة الذي تتعلق قيمته بكمية الماء في التربة (H_ν) واذا فرضنا ان الجريان شاقولي تعطي العلاقة السابقة :

$$q = - k\,(H_\nu) \frac{dH_t}{dz} \qquad (11)$$

٣ - ٣ - عامل النفوذية : Coefficient de conductivite hydraulique

تعطي علامة دارسي المعممة السابقة قيمة عامل النفوذية كالتالي :

$$k\,(H_\nu) = \frac{/\ q\ /}{/\ \dfrac{dH_t}{dz}\ /} \qquad (12)$$

حيث تمّ اعتبار القيم السابقة بقيمها المطلقة .

وبتعويض (q) بقيمتها من العلاقة (9) نجد :

$$k\,(H_\nu) = \frac{/\ \dfrac{d}{dt} \Delta s\,(o, z\ )\ /}{/\ \dfrac{d\,H_t}{dz}\ /} \qquad (13)$$

ومنه نستنتج انه يمكن الحصول على عامل النفوذية (k) الذي يتعلق بكمية الماء في التربة (H_w) بمعرفة تغيرات حجم الماء بالنسبة للزمن وبمعرفة الميل الوسطي للمنحني الذي يربط الارتفاع الهيدروليكي الكلي (H_t) بالنسبة للاعماق(z) .

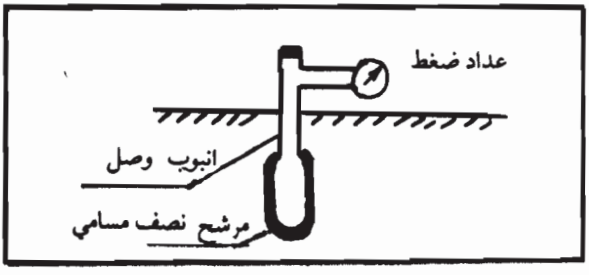
٤ ـ طرق القياس .

٤ ـ ١ ـ قياس ضغط الماء في التربة

استعملنا طريقتين لقياس ضغط الماء في التربة :

٤ ـ ١ ـ ١ ـ طريقة الضغط المتري La tensiometrie

يكون ضغط الماء في الترب غير المشبعة اقل من الضغط الجوي . ويتم قياس هذا النوع من الضغط السالب بواسطة عدّاد زئبقي مانومتري موصول بواسطة انبوب الى مرشح نصف مسامي يسمح بالفصل الميكانيكي بين الهواء والماء في التربة ويسمح بتبادل الماء فقط بين المرشح والوسط . ومبدأ هذا الجهاز هو قياس تغيّر حجم الماء في الجهاز .



شكل ـ ٢ ـ جهاز الضغط المتري .

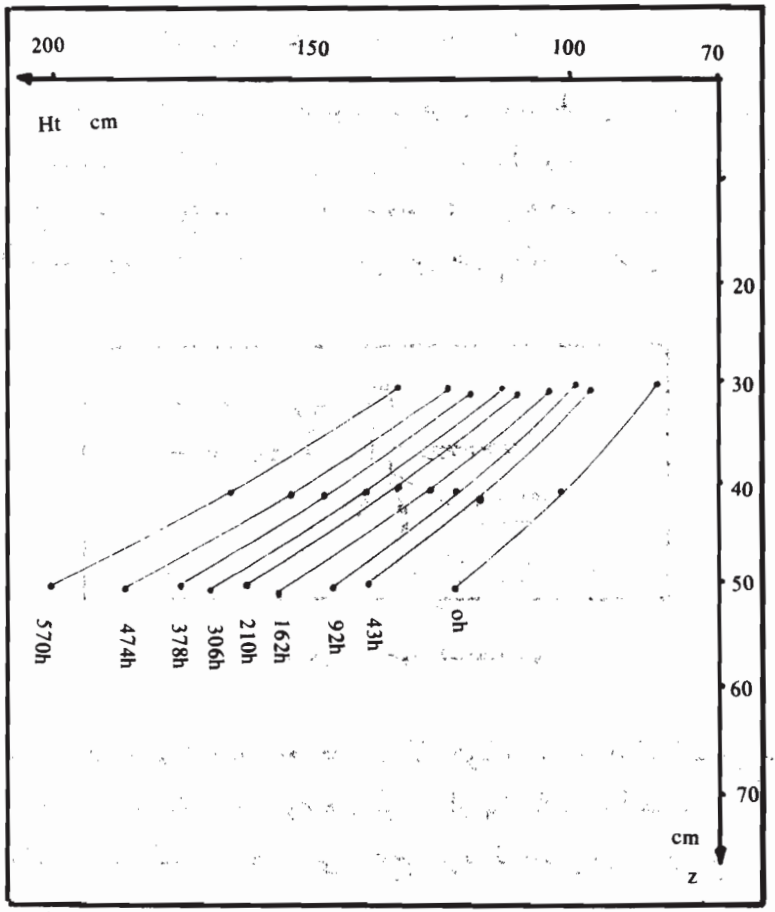
وحتى تكون القيم المقاسة صحيحة يجب ان يكون المرشح النصف المسامي مشبعاً وعلى اتصال تام مع التربة المحاطة به . وضغط الماء في الجهاز بالنسبة للضغط الجوي هو(h) الارتفاع الشعري واذا قسنا الضغط حتى سطح التربة نحصل على الارتفاع الهيدروليكي الكلي (H_t) حيث :

$$H_t = h - z \qquad (14)$$

وذلك باعتبار المحور (z) موجهاً موجباً نحو الاسفل .

وقد قمنا بوضع ثلاثة اجهزة قياس في التربة على اعماق 30 cm, 40 cm و 50 cm وذلك لقياس (H_t) بالنسبة للأعماق (z) وبالتالي حساب الميل الوسطي في كل نقطة من المنحني $H_t(z)$ لتعويضها في العلاقة (13) ومنه حساب قيمة عامل النفوذية $k(H_r)$.

ويبين الشكل ـ ٣ ـ الارتفاع الهيدروليكي الكلي (H_t) كل ١٠ سم في الاعماق 30cm و 40 cm و 50 cm باستعمال طريقة الضغط المتري مقاسة من انتهاء الهطول (oh) وحتى (570h) منها .



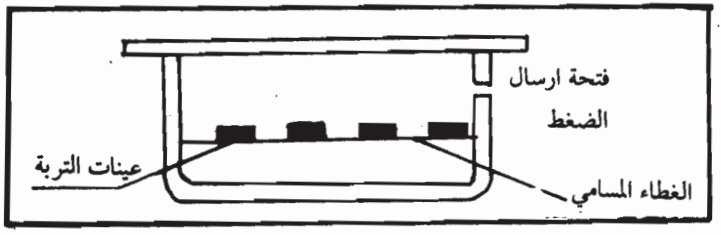
شكل ـ ٣ ـ الارتفاع الهيدروليكي الكلي (Ht) كل ١٠ سم من اعماق التربة باستعمال طريقة الضغط المتري مقاسة من انتهاء الهطول (0h) حتى (570h) منها .

٤ ـ ١ ـ ٢ ـ طريقة ريتشاردس La methode de Richards

تقيس طريقة ريتشارد ضغط الماء في التربة على عينات صغيرة لتربة متجانسة ضمن اطارات موضوعة على غطاء مسامي مشبع بالماء بواسطة الارتفاع الشعري لمدة ٢٤ ساعة .

توضع عينات التربة ضمن الجهاز وتخضع للضغوط 16000 mbar, 5000 mbar, 3000 mbar, 1000 mbar, 500 mbar, 300 mbar لمدة ٤٨ ساعة في درجة حرارة ثابتة مقدارها 20°C .

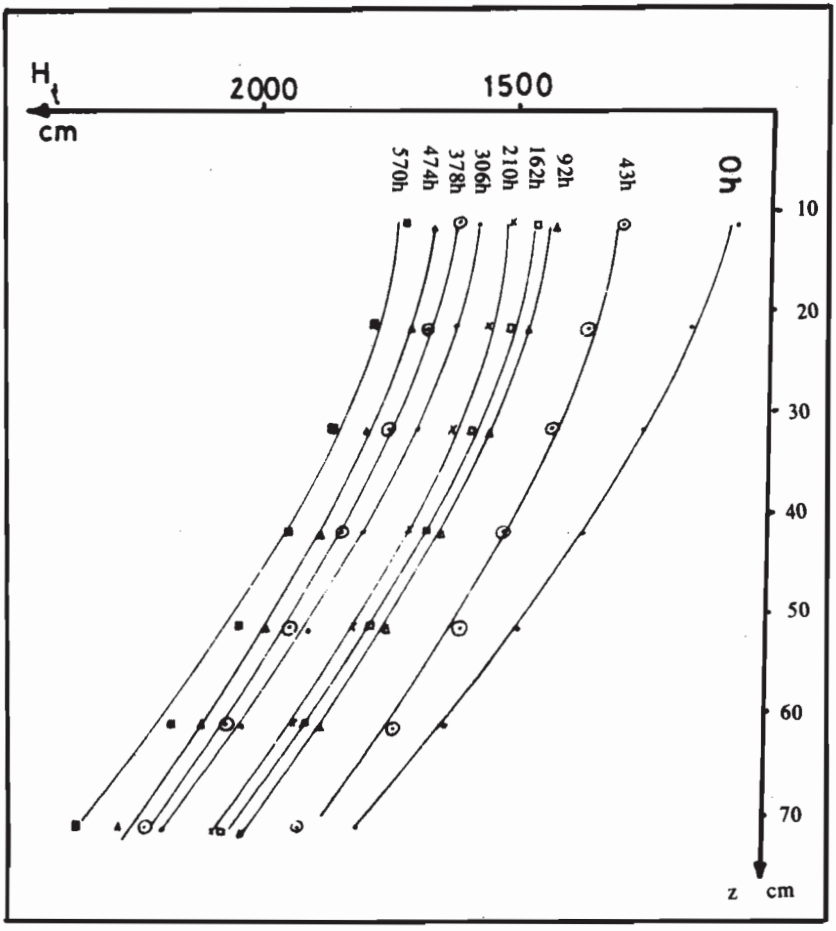
في حالة التوازن النهائي تقاس كمية الماء الوزنية في كل عينة من العينات الموافقة للضغط المطبق عليها وباشارة مخالفة .



شكل ـ ٤ ـ جهاز ريتشارد

وقد استعملنا هذه الطريقة ـ طريقة ريتشارد ـ بالاضافة الى الطريقة السابقة ـ طريقة الضغط المتري ـ لاظهار الفرق في النتائج بين هاتين الطريقتين . وهذا يساعدنا على فهم سبب الاختلاف باستعمال الطريقتين لحساب عامل النفوذية .

ويبين الشكل ـ ٥ ـ الارتفاع الهيدروليكي الكلي (H) كل ١٠ سم في الاعماق 70cm, 60cm, 50cm, 40cm, 30cm, 20cm, 10cm باستعمال طريقة ريتشارد مقاسة من انتهاء الهطول (oh) وحتى (570h) منها



شكل ـ ٥ ـ الارتفاع الهيدروليكي الكلي(Ht) كل ١٠ سم من اعماق التربة باستعمال طريقة ريتشارد مقاسة من انتهاء الهطول(Oh) حتى(570 h) منها .

٤ ـ ٢ ـ قياس كمية الماء في التربة

استعملنا في تجاربنا طريقتين لقياس كمية الماء في التربة :

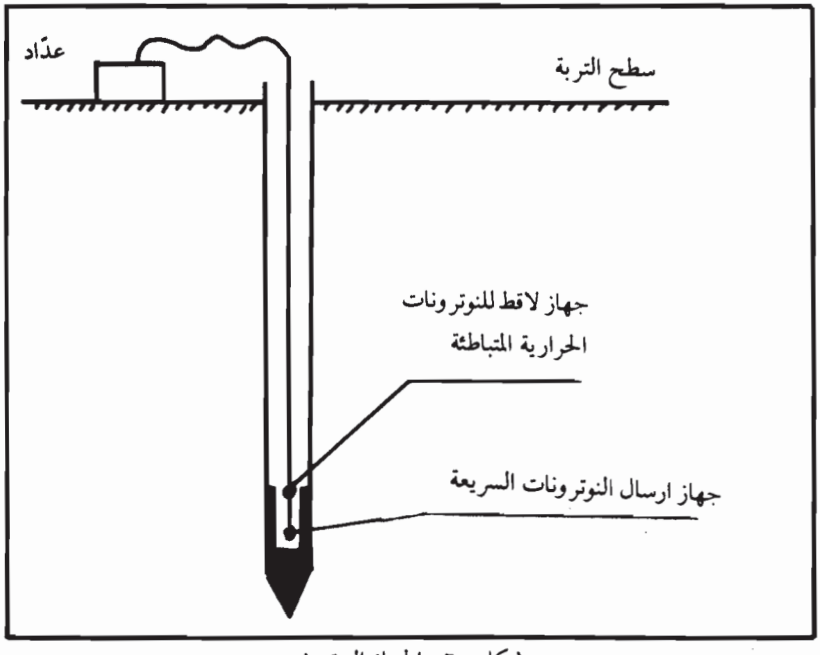
٤ ـ ٢ ـ ١ ـ الطريقة الوزنية

تعتمد هذه الطريقة على أخذ عينات من التربة ووزنها قبل إمرارها بفرن درجة حرارته (105 °) وبعده تعطى كمية الماء الوزنية في التربة بالفرق بين الوزنين على حجم العينة الكلي . تعتبر هذه الطريقة طريقة سهلة ودقيقة ولكنها غير قابلة للاعادة .

٤ ـ ٢ ـ ٢ ـ الطريقة النوترونية .

استعملنا في تجاربنا الحقلية الطريقة النوترونية لقياس الرطوبة في التربة . يعتمد مبدأ الجهاز على استقبال النوترونات الحرارية التي تظهر عندما تتباطأ النوترونات السريعة نتيجة اصطدامها بالهيدروجين الموجود في التربة مع كمية النوترونات المتباطئة نتيجة للاصطدام .

يحتوي اذن الجهاز على جهاز إرسال النوترونات السريعة وجهاز لاقط للنوترونات الحرارية المتباطئة .



شكل ـ ٦ ـ الجهاز النوتروني

يوضع الجهاز النوتروني ضمن أنبوب من الألمنيوم الصلب (شكل - ٦ -) ويقاس كل ١٠ سم من اعماق التربة عدد النوترونات الحرارية المتباطئة بواسطة عداد موضوع على سطح الأرض .

تتم مقارنة القراءات السابقة من منحني التعيير للجهاز النوتروني (شكل - ٧ -) الذي يربط عدد النوترونات المتباطئة الواصلة الى الجهاز مع كمية الماء في التربة ومنه بالتالي يتم قياس كمية الماء الحجمية في التربة .

ومنحني التعيير للجهاز المستعمل في تجاربنا الحقلية من الشكل :

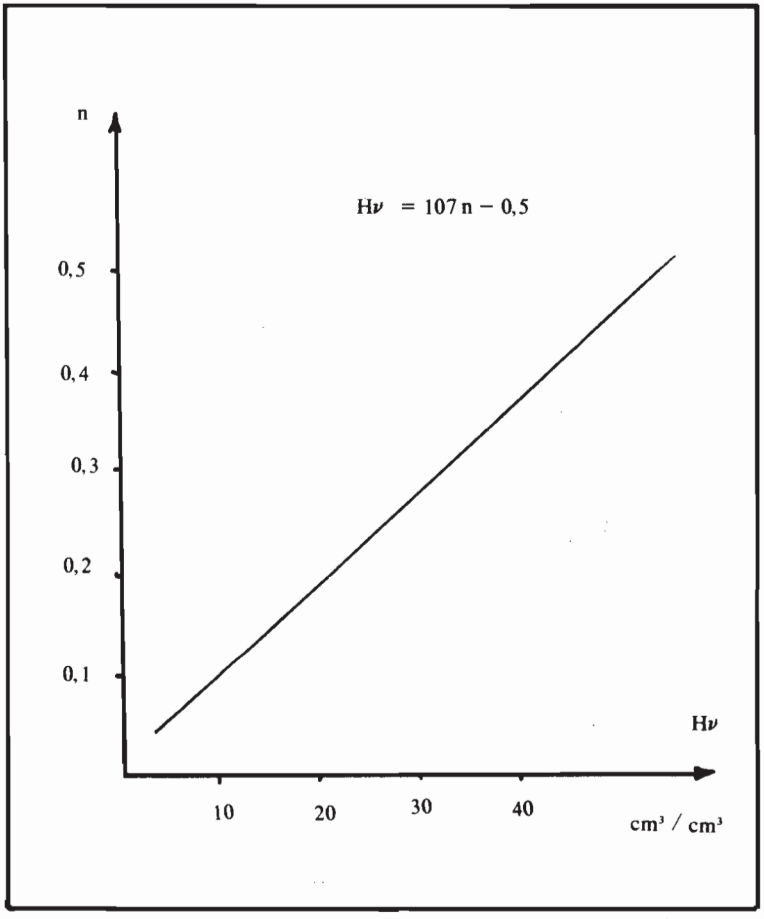
$$H_v\ \% = 107\,\eta - 0{,}5 \qquad (15)$$

حيث :

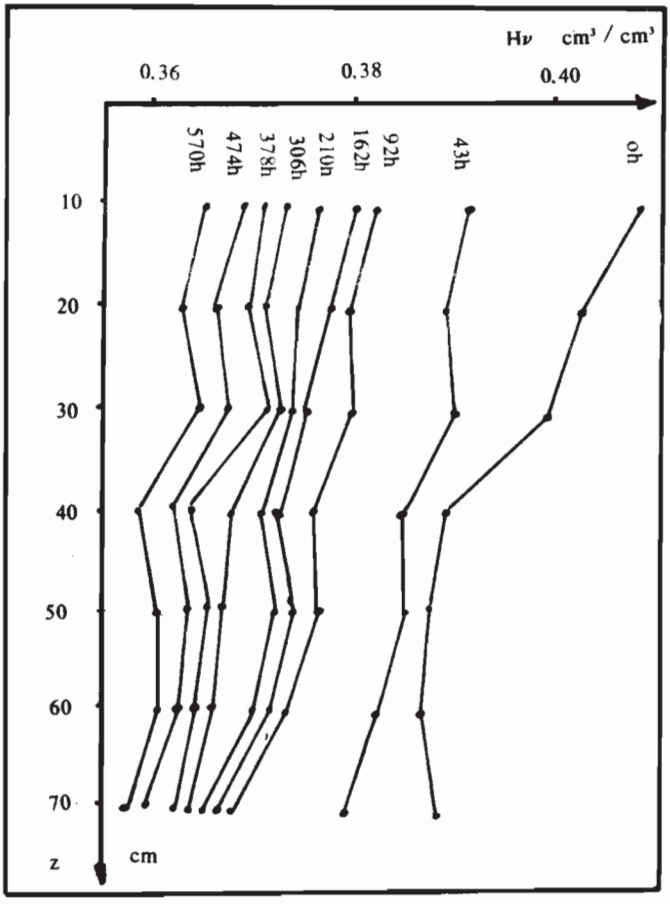
$$\eta = \frac{\text{عدد النوترونات في الثانية المقاسة ضمن التربة}}{\text{عدد النوترونات المرجعية في الثانية}}$$

وقد استعملنا أنابيب من الألمنيوم الصلب (AG_3) بطول ٢ م وقطر داخلي ٤٢,٥ مم وقطر خارجي ٤٥ مم .

وقد قمنا بقياس الرطوبة في التربة يومياً كل ١٠ سم من اعماق التربة . وقد أظهرنا على الشكل - ٨ - قيم الرطوبة في التربة في الاعماق (10cm) حتى (70cm) ابتداء من انتهاء الهطول (oh) حتى (570h) منها .



شكل ـ ٧ ـ منحني التعيير للجهاز النوتروني المستعمل لقياس كمية الماء الحجمية في الحقل .



شكل ـ ٨ ـ كمية الماء في التربة (Hν) بالنسبة لكل ١٠ سم من اعماق التربة مقاسة من انتهاء الهطول (oh) حتى(570h) منها .

٥ ـ خواص التربة

يبين الجدول المرفق رقم ـ ١ ـ ان التربة التي قمنا بتجاربنا عليها هي تربة غضارية طينية من سطح الأرض حتى عمق ٧٠سم وبعد هذا العمق تصبح التربة رملية حتى مستوى الدراسة ١٣٠ سم . كما يبين الجدول أن التربة تحتوي على كمية كبيرة من جذور النباتات وبعض الشوائب العضوية والكيماوية وبعض الحجارة .

الاعماق	خواص التربة
٠٠٠ - ١٠ سم	تربة غضارية طينية ـ لونها بني غامق ـ يحتوي على بعض الشوائب العضوية ـ فيها قليل من الحجارة المتوسطة ـ تعتبر تربة طرية متشققة تحتوي على كثير من جذور النبات ـ فيها كمية متوسطة من الشوائب الكلسية .
١٠ - ٣٠ سم	تربة غضارية طينية ـ لونها بني ـ تحتوي على قليل من الشوائب العضوية ـ فيها بعض الحجارة الصغيرة ـ تعتبر تربة طرية متشققة طولانياً ـ تحتوي على كثير من جذور النبات ـ فيها كمية قليلة من الشوائب الكلسية .
٣٠ - ٧٠ سم	تربة طينية غضارية ـ لونها بني مائل الى الصفرة ـ تحتوي على كمية قليلة جداً من الشوائب العضوية والكلسية ـ تعتبر تربة رطبة وتحتوي على كمية كبيرة من جذور النبات ـ وفيها القليل من الحجارة الصغيرة .
٧٠ - ١٣٠ سم	تربة رملية مع قليل من الطين والغضار ـ لا تحتوي على مواد عضوية ولا على مواد كلسية ـ كمية الجذور فيها قليلة جداً .

جدول ـ ١ ـ خواص التربة بالنسبة للعمق

٦ ـ حساب عامل قابلية النفوذية

كما وجدنا يمكن حساب عامل النفوذية من العلاقة (13) التالية :

$$k(H_t) = \frac{/\ \frac{d}{dt}\Delta S(o,z)\ /}{/\ \frac{dH_t}{dz}\ /} \qquad (13)$$

يكفي اذن حساب تغيرات حجم الماء في التربة $\frac{d}{dt}\Delta S(o,z)$ والميل الوسطي للمنحني $H_t(z)$ لتقدير قيمة عامل قابلية النفوذية (k) بالنسبة لكمية الرطوبة في التربة .

ونستنتج من الجدول ـ ٢ ـ الذي يعطي منحنيات قابلـة النفـوذية بالنسبـة لطريقتـي الضغط المتري وريتشارد بأن هناك اختلافاً بين قيم (k) للعمق (z) نفسه في كلتا الحالتـين . ويعود هذا السبب الى الفرق بين مبدأ هاتين الطريقتين لحساب الارتفاع الهيدروليكي الكلي (H_t) .

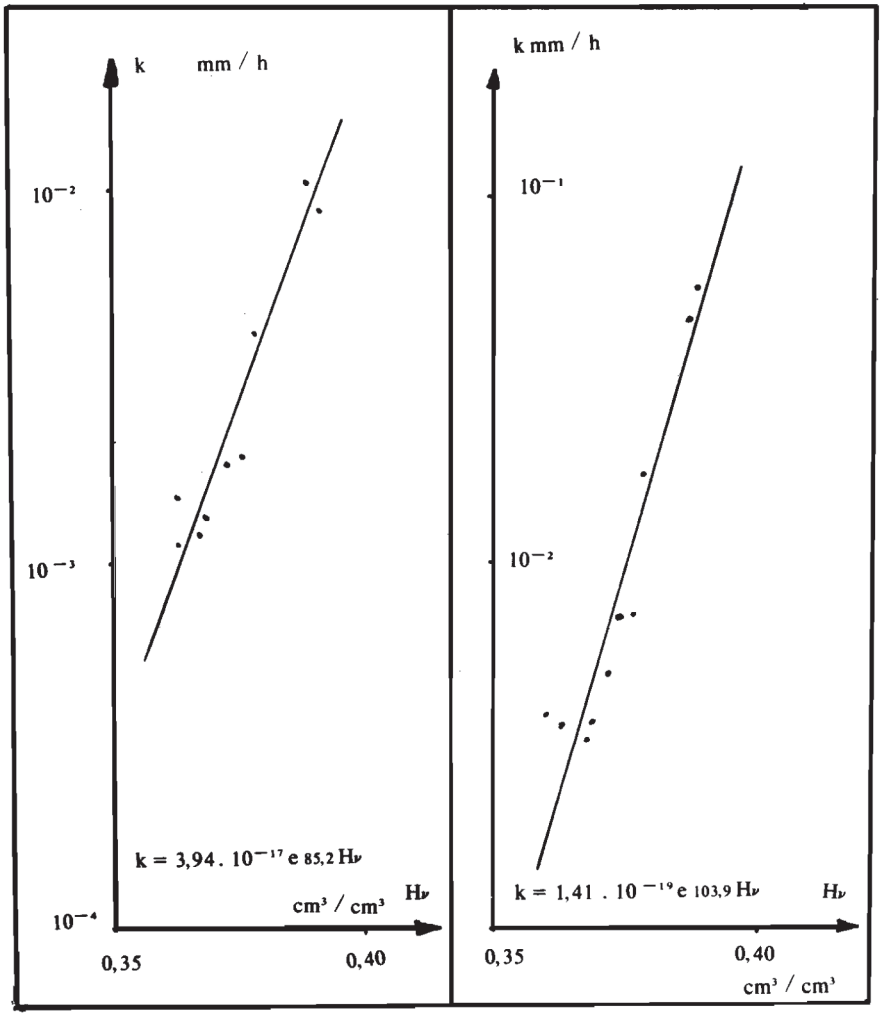
ويبين الشكل ـ ٩ ـ منحنيات قابلية النفوذية في الترب غير المشبعة بالنسبة لكمية الماء في التربة باستعمال طريقة ريتشارد وطريقة الضغط المتري .

الطريقة	العمق	العلاقات الرياضية
طريقة ريتشارد	10cm	$k = 1{,}07 \cdot 10^{-14} e^{66.3 H_v}$
	20cm	$k = 1{,}5 \cdot 10^{-15} e^{86 H_v}$
	30cm	$k = 1{,}09 \cdot 10^{-18} e^{93.1 H_v}$
	40cm	$k = 7{,}26 \cdot 10^{-17} e^{83.8 H_v}$
	50cm	$k = 3{,}94 \cdot 10^{-17} e^{85.2 H_v}$
	60cm	$k = 1{,}39 \cdot 10^{-17} e^{87.9 H_v}$
	70cm	$k = 4{,}06 \cdot 10^{-16} e^{79.3 H_v}$
طريقة الضغط المتري	30cm	$k = 7{,}34 \cdot 10^{-21} e^{109.3 H_v}$
	40cm	$k = 1{,}41 \cdot 10^{-19} e^{103.9 H_v}$
	50cm	$k = 1{,}44 \cdot 10^{-19} e^{104.1 H_v}$

جدول ـ ٢ ـ منحنيات قابلية النفوذية بالنسبة لكمية الماء في التربة

آ ـ باستعمال طريقة الضغط المتري

ب ـ باستعمال طريقة ريتشارد



شكل ـ ٩ ـ منحنيات قابلية النفوذية في الترب غير المشبعة بالنسبة لكمية الماء في التربة باستعمال طريقة الضغط المتري وطريقة ريتشارد .

٧ ـ الخاتمة

يتم من معرفة قيمة عامل النفوذية في التربة غير المشبعة في كل عمق من الاعماق بالنسبة لكمية الماء المخزونة ضمنها حساب كمية المياه المتسربة والمياه المتبخرة .

يمكن إذن ان نعتبر ان عامل النفوذية أساسي في جميع دراسات الجريانات في التربة وخاصة التربة غير المشبعة لتتم معرفة توزع المياه فيها .

ولكن بوجود جذور النباتات التي تغيّر الخواص الفيزيائية للتربة غير المشبعة كلياً يعتبر عامل النفوذية مهماً جداً لمعرفة كمية المياه الممتصة .

يمكن اعتبار بلادنا ذات مناخ نصف جاف كما يمكن ملاحظة ان كمية المياه في بعض المناطق قليلة لذا يجب توفيرها وعدم التفريط بها . لذا فإن دراسة الخواص الفيزيائية والخواص الهيدروديناميكية لهذه التربة بالاعتماد على قوانين الجريان في التربة غير المشبعة التي تربط بين كمية الماء وضغطه تأخذ بعين الاعتبار ان قيمة عامل النفوذية ضروري لتوفير كمية كبيرة من المياه وبالتالي لرفع مستوى اقتصاد البلاد .

المراجع

1 — ARYA L.M., FARREL D.A., BLAKE G.R. — 1975 —
A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybeam roots.
Soil Sci. Soc. Am. Proc., vol. 39: 424 — 444.

2 — MASSAAD Chaouki — 1979 —
Role de l'extraction racinaire dans les modalités d'utilisation de l'eau du sol par les cultures. — Application à l'irrigation.
Thése de Docteur — Ingénieur — Université de Toulouse III.

— STUDER R. — 1961 —
Méthode de détermination des réserves hydriques des sols. Ann. Agro., 12 (6): 599 — 608.