الفصل الثالث

أساسيات الماء وعلاقتها بالرى

يلعب الماء فى حياتنا دوراً أساسيا فهو أصل الحياة فى مختلف صورها ولاتخفى أهميته حتى على أولئك الذين لايحيطون علماً بخصائصه . ولهذا فإن المشتغلين بالرى والزراعة ويستحسن ضرورة الالمام ببعض المعلومات الأساسية الخاصة بالماء وعلاقتها بالرى لما لذلك من أهمية فى رفع كفاءة إستغلال واستخدام مياه الرى والتى تؤدى الى صيانة الأرض والمحافظة عليها من التدهور ورفع كفاءتهـــا الإنتاجية .

صور الماء الارضى Forms of soil wafer

يمتاز الماء بامكانية وجوده فى الحالة السائلة والغازية والصلبة ، ولكل من هذه الحالات خصائصها وأثارها ، وتعتبر الحالة السائلة أكثرها أهمية بالنسبة الرى : ويوجد الماء الارضى soii water فى صورة أو أكثر من الصور التالى ذكرها كما أن التحول من صورة الى أخرى يتم تدريجياً ، أى أنها صور متداخلة، كذلك قد يوجد بالأرض فى وقت واحد أكثر من صورة منها .

(١) ماء الجذب الارضى gravitational water

عندما تغمر الأرض بالماء سواء من الرى أو الأمطار فإن الحيز المسامى الذى يتراوح فيما بين ٢٥ - ٦٠ ٪ تبعا لاختلاف قوام وبناء الأرض سوف يشغله الماء . ولما كان هـذا الحيز المسامى يتكون من عديد من الأحجام تتباين فى علاقتها بالماء لذا فاننا نتوقع سلوكا مختلفا للماء تبعاً لتوزيعه داخل هـذه المسام

والماء الذى يشغل المسام الكبيرة الواسعة Non - capillary pores وسرعان ما يتحرك لأسفل فى قطاع الأرض تحت تأثير الجاذبية الأرضية هو الذى يطلق عليه ماء الجذب الأرضى .

ولقد اعتبر هذا الماء ذا صلاحية محدودة بالنسبة لاستعمال النبات له . فبالرغم من وجوده فى الأرض بوفرة إلا أنه يشغل معظم مسام الأرض مما يدع فرصة قليلة لوجود الهواء الأرضى بالتركيب والتركيز المناسب لنمو النبات حيث يزيد تركيز ثانى أكسيد الكربون وينخفض التركيز النسبى للاكسوجين اللازم لنمو النبات لذا فإن التخلص من هذا الماء بسرعة أمراً حيوياً لنجاح الزراعة بالرى . وفى الأراضى الجيدة الصرف قد لا يمثل هذا الماء مشكلة خاصة نظراً لسرعة التخلص منه كما أن سرعة تحركه لأسفل بالقطاع تحدد من إمكانية إستغلاله.

الماء الشعرى Gapillary water

هو الماء الموجود فى المسام الشعرية بالأرض Capillary pores وفى صورة أغشية رقيقة حول الحبيبات وكذلك فى الزوايا الموجودة بينهما بعد أن يتخلص من ماء الجذب الأرضى ويزداد محتوى الأرض الرطوبى نتيجة لوجود الماء فى هذا الصورة بزيادة نسبة الحبيبات الدقيقة ذات السطوح النوعية الكبيرة ويعتبر هذا الماء ميسراً Available للنبات نظراً لوجوده فى صورة يسهل على النباتات الحصول عليها الى حد كبير . وسوف نرى فيما بعد كيف أن حركة الماء فى مثل هذه الصورة تكون بطيئة وتخضع لقوانين معينة .

(ج) الماء الهيجروسكوبى Hygroscopic Water

يسمى الماء الموجود فى صور أغشية رقيقة حول حبيبات الأرض خلصا الغروية منها والجافة هوائيا بالماء الهيجروسكوبى وعادة ما يكون سمك ه ـ ذه

الأغشية حوالى ١٥ - ٢٠ جزىء ماء وهى ممسوكة بقوة تختلف فى شدتها من ٣, إلى ١٠٠٠٠ ضغط جوى ومعظمه على ذلك فى حالة غير سائلة كما أنه يتحرك فى الغالب على صورة بخار . وفى الظروف الطبيعية فإن هذا الماء يعتبر غير متيسر للنبات .

(د) بخار الماء Water vapor

يعتبر بخار الماء أحد مكونات الهواء الأرضى وعادة ما تكون استفادة النبات منه محدودة وبطريقة غير مباشرة . ويخضع فى حركته لقوانين الانتشار تبعاً للتدرج فى جهد الضغط البخارى - ونتيجة لتأثير الاختلاف بين الرطوبة المطلقة فى الهواء الجوى والضغط البخارى فى الهواء الأرضى فإن تكثف بخار الماء من الهواء الجوى يزداد بإزدياد الفرق بينهما مما قد يرفع من محتوى الرطوبة فى الأرض إلى حد ما خصوصاً فى السطح .

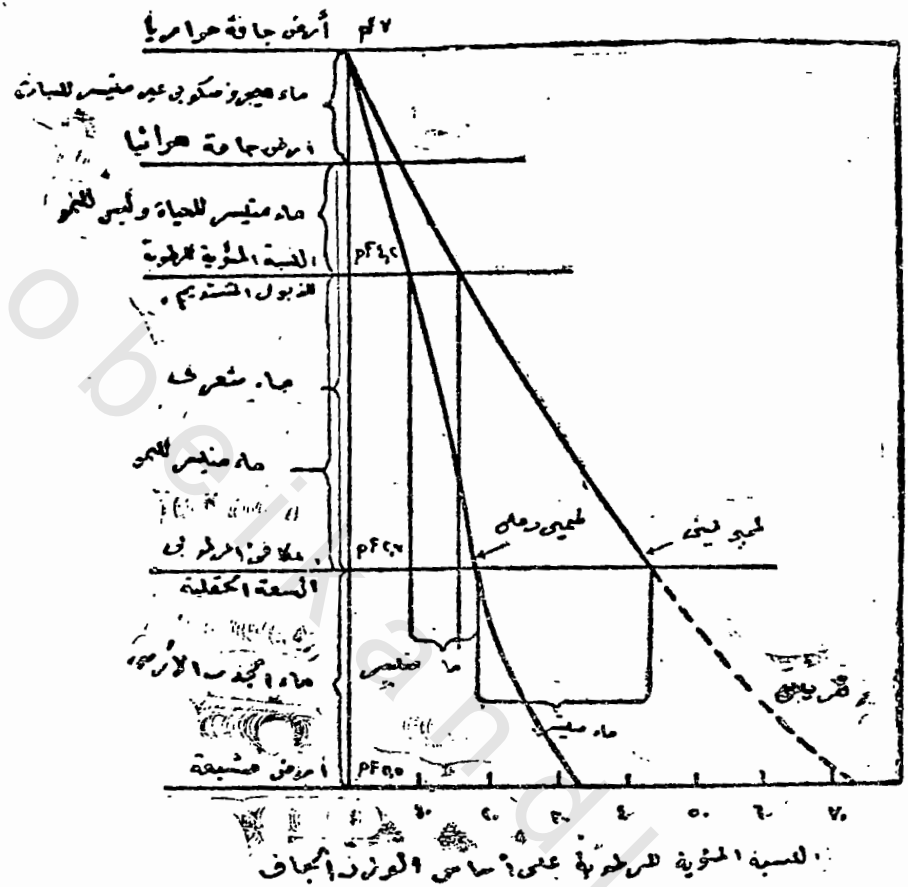
اصطلاحات معبرة عن الرطوبة الأرضية

Soil - moisture terminology

هناك الكثير من الألفاظ المستخدمة للتعبير عن المحتوى الرطوبى الارض أو القوة الممسوك بها الماء وكذا مدى تيسر الرطوبة الأرضية النباتات الراقية . وفى الشكل رقم (٤) نجد علاقة هذه المصطلحات بالمحتوى الرطوبى لأرضين مختلفتين فى القوام . والمشاهد أن تغير الرطوبة الأرضية ما هو إلا تغير متصل كما أن بعض هذه المصطلحات التالية لا تمثل ثوابتاً بالمعنى المفهوم .

(ا) درجة التشبع (S.P.) Saturation percentage

هى النسبة المئوية الرطوبة بالأرض عندما تمتلىء مسامها بالماء . وتقدر معملياً بإضافة كمية معلومة من الأرض إلى حجم معين من الماء مع التقليب المستمر إلى



شكل - ٤ - صور الماء الأرضي وما يقابلها من النسب المئوية للرطوبة بأرضين مختلفتين في القوام

أن تكون عجينة من الارض مشبعة بالماء ذات سطح لامع ويسهل إنزلاقها من ملعقة التقليب في صورة كتلة متماسكة ثم تقدر بها النسبة المئوية للرطوبة . وترجح أهمية معرفة درجة التشبع إلى القول الشائع بأن المحتوى الرطوبي عندها يساوي ضعف المحتوى الرطوبي عند السعة الحقلية وأربعة أمثال المحتوى الرطوبي عند الذبول المستديم . كما أن تركيز المستخلص المائي للعجينة المشبعة يساوي ½ تركيز المحلول الارضي عند السعه الحقليه ، ¼ تركيزه عند الذبول المستديم ويجب أن

يؤخذ فى الاعتبار أن هـــذه العلاقات تقريبية وقد لا تكون صحيحة فى بعض الحالات .

(ب) السعة الحقلية (F.C.) Field capacity

تعرف السعة الحقلية بأنها النسبة المئوية للرطوبة التى تحتفظ بها الأرض بعد صرف المياه الحرة الزائدة بها وعندما تقل حركة هذا الماء لأسفل الى حـــدى بطىء وهذا عادة مايحدث بعد يومين أو ثلاثة من الرى أو سقوط الأمطار (وقد يكون أقل من ذلك بكثير فى الأراضى الرملية) على أراضى مسامية عميقة وذات قوام وبناء متجانس . وترجع أهمية السعة الحقلية الى أنها تمثل الحد الأعلى للماء المتيسر لاستعمال النبات بالأرض حيث أن المحتوى الرطوبى الأعلى من ذلك قد يؤثر على النشاط الفسيولوجى للجذور ويقلل من صلاحية الماء للنبات .

هذا وتعتبر قيمة السعة الحقلية المتحصل عليها بأرض معينة ثابتة لحدما تحت مجموعة من الظروف السائدة وسوف تختلف باختلاف هـذه الظروف ـــ وفى الحقيقة فإن السعة الحقلية ليست عادة قيمة ثابتة إذ أنها تمثل مرحلة من مراحل التغير فى منحنى الرطوبة مع الزمن وقد يصعب عمليا تحديدها بالدقة حيث أنها لا تمثل قيمة الرطوبة الموجودة فى الأرض عند حالة الاتزان على هذا المنحنى . ويؤثر قوام الأرض وتجانسه على قيمة السعة الحقلية . فعادة ماتزيد فى أرض قوامها ناعم وموجودة فرق طبقة من الأرض ذات قوام خشن عما لو كانت هذه الأرض ذا - قوام ناعم متجانس خلال القطاع . كما أن عمق القطاع يؤثر على قيمة السعة الحقلية ، فغالبا ماتحتفظ الأرض الغير عميقة بكمية أعلا من الرطوبة عن الأرض العميقة عند مقارنتهم لنفس وحدة العمق مع ملاحظة أن هذا الفرق يقل كلما زاد عمق القطاع عن قدمين تقريباً . كذلك فإن وجود مستوى ماء أرضى قريب

من سطح الارض سوف يرفع بلا شك من قيمة السعة الحقلية ويؤخر الفترة اللازمة للوصول اليها .

وتقدر السعة الحقلية عمليا بالحقل بعد رى الارض بغزارة وتغطية قطعة مساحتها حوالى ٢ - ٤ متر مربع لمنع البخر ولتكون الحركة أساسا لاسفل تحت تأثير الجاذبية الأرضية . تؤخذ عينات لتقدير الرطوبة على الأعماق المطلوب دراستها وذلك على فترات تختلف تبعا لقوام الارض فتكون متقاربة الأراضى الخفيفة (كل ٢ - ٤ ساعات) ومتباعدة نسبيا فى الأراضى الثقيلة (كل ٨ - ١٢ ساعة) ثم ترسم العلاقة بين الزمن من إنتهاء الرى والرطوبة الأرضية . وفى المنطقة التى لا يتغير ميل المنحنى فيها مع الزمن يمكن أيجاد الرطوبة الأرضية المعبر عنها بالسعة الحقلية : أما فى حالة وجود نباتات أو عدم تغطية سطح الارض فإن الفقد فى الرطوبة بالبخر والنتح مخصوصا من الطبقات السطحية سوف يؤدى الى قيم منخفضة للسعة الحقلية . ويمكن تقدير السعة الحقلية معمليا ولو أن هذا لا يعطى نتائج مماثلة لما هو فى الحقل نظرا لإحداث تغيرات فى بناء وتجانس وعمق الارض ويجرى هذا التقدير باستعمال أسطوانات تملأ بالارض بكثافة ظاهرية مماثلة لكثافة الارض موضع الاختبار ثم يضاف اليها الماء وعندما يتعذر خروج الماء الحر يقدر محتواها الرطوبى فيعطى بذلك فكرة تقريبية عن السعة الحقلية . ويمكن إستخدام هذه الطريقة لمقارنة اراضى مختلفة تحت نفس ظروف العمل .

ويستدل عن السعة الحقلية كذلك بتقدير المكافىء الرطوبى وكذا النسبة المئوية للرطوبة التى تحتفظ بها الارض إذا ما عرضت لقوة شد أو ضغط قدرها $\frac{1}{3}$ - $\frac{1}{2}$ ضغط جوى حيث أنها مساوية تقريبا للسعة الحقلية فى كل من الاراضى الخفيفة والثقيلة على التوالى .

جـ - المكافىء الرطوبى : Noisture equivalent(M • E.)

هو النسبة المئوية للرطوبة التى تحتفظ بها الأرض إذا ما عرضت بعد تشبعها بالماء إلى قوة طرد مركزى قدرها ١٠٠٠ جاذبية أرضية على الجرام الواحد لمدة نصف ساعة فى جهاز طرد مركزى خاص . وترجع أهمية المكافىء الرطوبى إلى كونه شديد الإرتباط بالسعة الحقلية لبعض الاراضى الناعمة القوام ، فقد وجد أن نسبة السعة الحقلية إلى المكافىء الرطوبى تساوى الوحدة عند مكافىء رطوبى قدره ٢١ ٪ وأكثر من الوحدة عند مكافىء رطوبى أقل من ٢١ ٪ والعكس لاكثر من ذلك . كذلك دلت مجموعة من التجارب على أن المكافىء الرطوبى يقرب جداً من السعة الحقلية فى الأراضى المتوسطة القوام وإذا قل عن ١٢ - ١٤ ٪ فان السعة الحقلية تكون عادة أزيد من المكافىء الرطوبى وقد تصبح ضعفة فى الأرض ذات القوام الخشن .

والمحتوى الرطوبى عند قوة شد Tens'on قدرها ⅓ ضغط جوى يساوى عادة فى قيمة المكافىء الرطوبى . ولهذا نرى أن المكافىء الرطوبى ولو أنه توصل إليه فى بادىء الامر بطريقة عرفية إلا أنه أصبح يمثل تقديراً روتينيا فى معظم معامل الاراضى لإسترشاد به فى تحديد مجال الماء الميسر للنبات ويمتاز بأنه من الممكن الحصول على نتائج متطابقة له مع تكرار إجرائه على نفس العينات .

د - النسبة المئوية للرطوبة عند الذبول المستديم :

Permanent wilting Percentage (P.W.P.)

بالرغم من أنه عادة ما يحدث للنبات مراحل أو درجات مختلفة من الذبول ، إلا أن الذبول المستديم يمثل مرحلة محددة الصفات تعرف بأنها المرحلة التى يحدث فيها إنخفاض مستديم للمحتوى الرطوبى لأوراق النبات يفقدها أو يقلل

من ضغط الإنتفاخ بهـــا وذلك نتيجة لنقص المحتوى الرطوبى بالارض وعدم مقدرة النبات على إمتصاصه .والنبات عندما يصل إلى هذه الحالة من الذبول لا يمكنه أستعادة حيويته حتى عندما يوضع فى جو مشبع ببخار الماء وتدل النتائج المتحصل عليها لبعض التجارب على أن النسبة المئوية الرطوبة عند الذبول المستديم لارض ما تكون واحدة بغض النظر عن نوع النبات النامى بها . بمعنى أن هذه القيمة تعكس لحد كبير صفات الارض . غير أن هذا الرأى ليس متفقا عليه تماما ، فهناك مجموعة أخرى من التجارب تشير إلى أن النسبة المئوية للرطوبة عند الذبول المستديم ليست ثابتة لارض ما بل تختلف باختلاف طبيعة النبات والظروف الجوية السائدة .

ويمكن تقدير النسبة المئوية للرطوبة عند الذبول المستديم بيولوجيا باستخدام نبات عباد الشمس النامى فى علب تتسع لحوالى ٦٠٠ جرام أرض وعندما تكبر البادرات تخف إلى نبات واحد بكل علبة وعندما يصير النبات حوالى ٧ - ٨ ورقات يروى وتغطى العلبة تماما لمنع الفقد بالبخر ثم تلاحظ علامات الذبول على النبات. وتسمى النسبة المئوية للرطوبة التى عندما يبدأ ذبول الورقات السفليه بالنقطة الاولى للذبول First w P. وعندما يتم ذبول باقى الاوراق ولا تعود إلى حالتها الطبيعية إذا ما وضعت فى جو مشبع ببخار الماء لمدة يوم فاننا نحصل على الذبول الكلى المستديم Ultimale wilting. والفرق بين القيمة الاولى والاخيرة يعرف بمجال الذبول wilting range . ومن الطرق الغير مباشرة لتقدير نسبة الذبول معمليا تعريض الارض المشبعة بالماء لضغط قدرة ١٥ ضغط جوى فى جهاز خاص ، وعندما يحدث الاتزان ويمنع خروج الماء تقدر النسبة المئوية الرطوبة بالارض وتعتبر مساوية لقيمة P.w.P . ولا تتأثر هذه القيمة كثيراً

بكون الأرض موجودة فى صورة غير مائلة التى توجد عليها فى الحقل Disturbed وتستعمل هذه الطريقة المعملية كثيراً لعدم احتياجها لوقت طويل للحصول منها على النتائج ولدقتها وسهولتها متى توفر الجهاز الخاص بها وهو Pressure membrane apparatus

هـ ـ الماء المتيسر : Avilable Wateo

مما سبق يمكن تعريف الماء المتيسر بأنه ذلك القدر من الرطوبة الأرضية الذى تمثل السعة الحقلية الحد الأعلى له والذبول المستديم حده الأدنى . والماء المتيسر هو ما يجب العمل على توفره بمنطقة نمو الجذور كأحد الأهداف الرئيسية لعملية الرى . هذا وتختلف الآراء فى درجة تيسر هذا الماء للنبات خلال وجوده فيما بين السعة الحقلية والذبول المستديم وسنتناول بالتفصيل هذه الآراء عند تناولنا بالتفصيل وعلاقتها بتحديد فترات وكميات الرى .

وتأثر كمية الرطوبة الأرضية المتيسرة ببعض الخواص الأرضية وكذا معدل استهلاك النبات الماء والذى يخضع لعوامل نباتية ومناخية . ويؤثر قوام وبناء الأرض ومحتواها من المادة العضوية والأملاح وكذا عمق القطاع ومدى تجانسه على كمية إختزان الرطوبة المتيسرة ويظهر من الجدول رقم (٢) التأثير العام لقوام الأرض على بعض خواصها ومنها كمية الماء المتيسر والتى تزداد بزيادة نسبة الطين بالأرض عند ثبات باقى الخواص . وأحيانا ما تكون زيادة الطين أو المادة العضوية مصحوبة بزيادة كل من السعة الحقلية والذبول المستديم بنفس النسبة مما يعطى قيما الرطوبة المتيسرة أقل مما نتوقعه ؛ وتؤدى زيادة تركيز الأملاح بالأرض إلى رفع الضغط الاسموزى للمحلول الأرضى مما يرفع من قيمة النسبة المئوية الرطوبة عند الذبول المستديم أى الإقلال من الرطوبة المتيسرة للنبات . ويؤثر عمق القطاع وترتيب طبقاته وخواصها على سعة الخزان الأرضى للماء المتيسر فتزداد بازدياد عمق القطاع وتجانسه .

جدول ٢ -بعض الصفات الطبيعية للأراضى×

قوام الأرض	معدل التسرب المسامية الكلية		الكثافة النوعية	السعة الحقلية الذبول المستديم		الماء المتيسر على اساس الوزن		سم ماء الارض
	سم/ساعة	٪		٪	٪	الجاف ٪	الحجم ٪	عمقها متر
رملى	٥,٠ (٢٥-٢,٥)	٣٨ (٤٢-٣٢)	١,٦٥ (١,٨٠-١,٥٥)	٩ (١٢-٦)	٤ (٦-٢)	٥ (٦-٤)	٨ (١٠-٦)	٨ (١٠-٦)
رملى طمى	٢,٥ (٧,٦-٣,أ)	٤٣ (٤٧-٤٠)	١,٥٠ (١,٦-١,٤٠)	١٤ (١٨-١٠)	٦ (٨-٤)	٨ (١٠-٦)	١٢ (١٥-٩)	١٢ (١٥-٩)
طمى	١,٣ (٢,٠٠-٠,٨)	٤٧ (٤٩-٤٣)	١,٤٠ (١,٥٠-١,٣٥)	٢٢ (٢٦-١٨)	١٠ (١٢-٨)	١٢ (١٤-٠)	١٧ (٢٠-١٤)	١٧ (٢٠-١٤)
طينى طمى	٠,٨ (١,٥٠-٠,٢٥)	٤٩ (٥٠-٤٧)	١,٣٥ (١,٤٠-١,٣٠)	٢٧ (٣١-٢٣)	١٣ (١٥-١١)	١٤ (١٦-١٢)	١٩ (٢٢-١٦)	١٩ (٢٢-١٦)
سلتى طينى	٠,٢٥ (٠,٥٠-٠,٠٢)	٥١ (٥٣-٤٩)	١,٣٠ (١,٣٥-١,٢٥)	٣١ (٣٥-٢٧)	١٥ (١٧-١٣)	١٦ (١٨-١٤)	٢١ (٢٣-١٨)	٢١ (٢٢-١٨)
طينى	٠,٠٥ (٠,١٠-٠,٠١)	٥٣ (٥٥-٥١)	١,٢٥ (١,٣٠-١,٢)	٣٥ (٣٩,٣١)	١٧ (١٩-١٥)	١٨ (٢٠-١٦)	٢٣ (٢٥-٢٠)	٢٣ (٢٥-٢٠)

القوى الممسوك بها الماء في الارض Soil moisture retention

يعتبر موضوع حركة الماء في الأرض من المواضيع الأساسية الواجب الإلمام بها للمشتغلين بعلوم الأراضي والري كما أن معرفة العلاقات المائية للرطوبة تهمنا بلا شك لتفسير حركة الماء بالأرض والإستفادة بها لتقدير حاجة النبات للري . كل ذلك يستدعي تناول بعض النظريات الخاصة بالقوى الممسوكة بها الرطوبة الأرضية بشيء من التفصيل .

١ - نظرية الانابيب الشعرية Capillary tube hypothesis

لقد كانت الفكرة التي قدمها Briggs عام (١٨٩٧) أن القوى الممسك بها الماء الشعري Capillary الموجود كغشاء متصل ومتد حول حبيبات الأرض تكون راجعة إلى الانحناءات Curvatures الناشئة عن هذه السطوح . وعلى ذلك فإحتفاظ الأرض بالماء يكون متأثراً بعدد وحجم هذه الفراغات الشعرية Capillary pores كما أن الماء سيتحرك بانتقاله من السطوح ذات الطبقات المائية المتعددة الى الأقل منها وبسرعة تعتمد على الفرق بين تقعر هذه السطوح ، التوتر السطحي . لرطوبة السائل . وتفترض هذه النظرية أن الماء يتحرك بين حبيبات الأرض في أنابيب شعرية نتيجة لوجود قوى التوتر السطحي والتي يكون من نتيجها إرتفاع الماء فوق سطح ماء حر إلى إرتفاع يتناسب عكسيا مع نصف قطر الأنبوبة الشعرية . ومن هذا نرى أنه كلما صغر حجم الفراغات بين الحبيبات كلما قل نصف قطر الأنبوبه الشعرية وزادت قدرة الأرض على الإحتفاظ بالماء وكذا مدى إرتفاعه بالخاصية الشعرية . ونظريا فانه يمكن للماء الارتفاع لمسافة ١٥٠ سم إذا كان نصف قطر الأنبوبة الشعرية ٠,٠١ سم . غير أن هذا لايحدث في الطبيعة أي ان مدى ارتفاع الماء من مستوى الماء الأرضي لا تتوقع خضوعه تماما لهذه

النظرية نظرا لعدم اتصال الفراغات وأشكالها علاوة على أن زاوية التلامس بين الماء وحبيبات الأرض غالبا ما لا تساوى صفرا . وتماثل حركه الماء لأعلى بهذه الخاصيه الشعرية حركة ماء الرى بطريقة الرى تحت السطحى Subirrigation .

ب ـ طاقة الماء الارضى : Energy of soil water

وفى عام ١٩٠٧ : قدم Buckingham الفكرة القائلة بأن حركه الماء خلال الأرض يمكن مقارنتها بسريان الحرارة خلال المعدن أو بسريان الكهرباء فى سلك. وفى كل من هذه الحالات كان هناك فرقا فى الجهد يمثل القوة الدافعة للحركه . ومن ذلك يمكن القول بأن الماء يكون محسوكا بقوة تزداد بانخفاض المحتوى الرطوبى للارض وتقل بزيادته وتتمثل هذه القوة فى :

١ ـ جهد الجاذبية الأرضية Gravitational potential

ويعرف بأنه الشغل المبذول لرفع وحدة الحجم من الماء لارتفاع « h » فوق مستوى قياس ثابت .

$$Z = Q g h$$

حيث Z = جهد الجاذبية الأرضية ، Q = كثافة الماء

g = عجلة الجاذبية ، h = الارتفاع فوق مستوى قياس ثابت

٢ ـ الجهد الناشىء عن فرق الضغط الهيدروستاتيكى :
The hydrostatic pressure difference

ويعرف بأنه كمية الشغل المبذول لتحريك وحدة حجم من الماء من مستوى عنده الضغط القياسى يساوى صفر (ضغط جوى) إلى نقطة ما عندها الضغط يساوى P .

$$P = \frac{2S}{r}$$

حيث :

S = معامل التوتر السطحى

r = نصف قطر الأنبوبة الشعرية التى يرتفع بها الماء

والمعروف أن الماء الموجود فى الأنبوبة الشعرية فوق مستوى ماء حـــر Free water surface يكون واقعا تحت توتر أو شد Under tension ولهذا تأخذ p قيما سالبة فى حالة الأراضى غير المشبعة . أما فى الحالة المشبعة فان جهد الضغط الهيدروستاتيكى يكون موجبا ويساوى إرتفاع عمود المـــاء فوق النقطة موضوع الدراسة .

٣ - جهد الضغط الاسموزى Osmotic Potential

نتيجة لوجود الأملاح الذائبة أو لاختلاف تأين الأيونات الممتصة على سطوح الفروبات فان الجهد الكلى للماء ينخفض قيمته تبعا لزيادة جهد الضغط الاسموزى الذى يجب أن يأخذ لذلك قيما سالبة وسنرمز له بالرمز π .

٤ - جهد الالتصاق Adhesion potential

ينشأ هذا الجهد نتيجة ترتيب جزيئات المـــاء حول سطوح الحبيبات بحيث تمسك بقوة تزداد بالقرب من سطوح الحبيبات . والملاحظ أن جذب الماء بهذه القوة يقلل من جهد المـــاء الحر وعلى ذلك يأخذ الجهد قيما سالبة وسنرمز له بالرمز p_a .

من ذلك نرى أن الجهد الكلى للماء فى الأرض يمكن التعبير عنه بالرمز ϕ بحيث أن

$$\phi = Z + (P - \pi - p)$$

وفى كثير من الحالات يصعب فصل تأثير الجهود المشمولة عن الجهد الحقيقى للماء (P, π, p) . وعلى ذلك فانها تجعل تحت جهد الشد الرطوبى Moisture tension أو الجهد الشعرى Capillary potential فى الأراضى الغير ملحية ، أما فى الأراضى الملحية فتسمى Soil moisture stress ويرمز لجهد الشد الرطوبى بالرمز ψ ، أى أن

$$\phi = Z + \psi$$

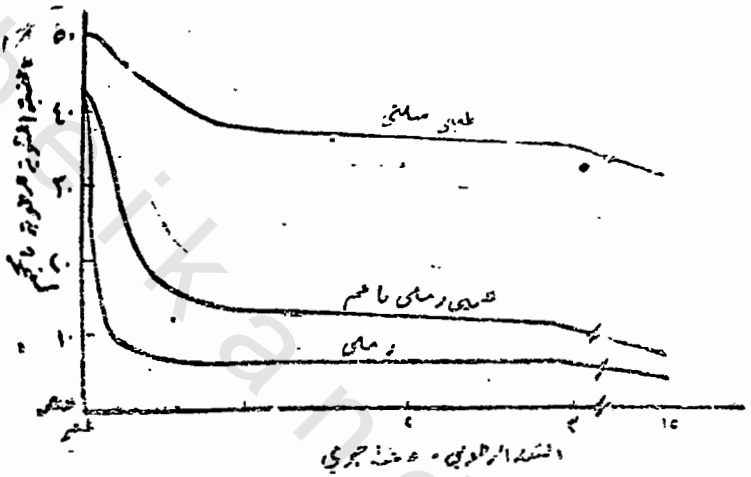
وسوف نرى فيما بعد كيف أن الماء يتحرك نتيجة لوجود فرق فى الجهد الكلى له بين نقطتين وأنه دائما يتحرك من النقطة ذات الجهد المرتفع إلى التى فيها الجهد الكلى للماء منخفضا . أى أنه قد يمكن للماء التحرك من المنطقة ذات الرطوبة المنخفضة إلى التى تزداد بها الرطوبة ما دام الانخفاض فى الجهد الكلى يتدرج فى نفس الاتجاه .

وهناك أنواع أخرى من الجهود كالجهد الكهربائى Electric potential نتيجة لطبقة الشحنات الكهربية على جزيئات الطين وخاصيه ازدواج أقطاب جزيئات الماء dipole وكذلك الجهود الناتجة عن تأثيرات الضغط أو الانضغاط Compression effect

منحنيات الشد الرطوبى Moisture tension Curves

إذا ما رسمت العلاقة بين القوى المسوك بها الماء فى عينة أرض ومحتواها الرطوبى فاننا نحصل على ما يسمى بمنحنى الشد الرطوبى المميز للأرض

Moisture characteristic curve ويختلف شكل هذه المنحنيات باختلاف أنواع الأراضي نتيجة قوامها وبنائها وما لذلك من تأثير على التوزيع الحجمي للمسام بها كما هو مبين بالشكل رقم (٥) . كما أنه يختلف باختلاف دورات الابتلال والجفاف لعينة الأرض نفسها . وتمتاز الأراضي الرملية بأن منحنيات الشد



شكل ٥ - منحنيات الشد الرطوبي لأراضي مختلفة القوام

الرطوبي لها شديدة الانحدار عن الأراضي الطينية الدقيقة المسام وذلك في مجال الشد الرطوبي المنخفض ويرجع ذلك إلى سهولة فقد الأراضي الرملية لمائها عند ضغوط منخفضة وذلك لاتساع حجم الفراغات البينية وصغر سطحها النوعي . وعلى ذلك فعند نفس جهد الشد الرطوبي نجد أن الأراضي الطينية تحتوي على كمية من الرطوبة أعلا من الأراضي الرملية . ومن التجارب التي أجريت على الأراضي الجيرية بشمال غرب الجمهورية العربية المتحدة وجد أنها تسلك سلوكا مماثلا للأراضي الرملية .

ومن الأمور الهامة في دراسة علاقة النبات بالماء منحنى التجفيف Drying curve أكثر من منحنى الابتلال Wetting curve . إذ أن الاستفادة من المعلومات

المتحصل عليها من منحنى الابتلال تقتصر على مرحلة تسرب الماء وحركته خلال الأرض الجافة أثناء الرى أو فى مرحلة إعادة توزيع الرطوبة بعد الرى وهذه فى الواقع تعتبر فترات محدودة المدى من حيث الوقت أو إستهلاك النبات للماء . أما منحنى التجفيف فيمثل التغيرات التى تحدث فى العلاقة بين الشد الرطوبى والمحتوى الرطوبى عندما تجف الأرض تدريجيا نتيجة للبخر أو إستهلاك النبات الماء عن طريق إمتصاصه بالجذور وفقده بالنتح . ويمكن بتحديدا الماء المتيسر على منحنى الشد الرطوبى تقدير مياه الرى الواجب إضافتها . وهى الكمية المتدرة من الرطوبة الأرضية التى تحتفظ بها الأرض بين ١٠٠ - ١٥ ضغط جوى للأراضى الرملية ، ٥٠٠ - ١٥ ضغط جوى الأراضى الطينية . كما أنه يمكن من شكل المنحنى معرفة مدى الحاجة إلى تقارب فترات الرى . فى الاراضى الرملية حيث يحدث تغير طفيف فى نسبة الرطوبه عندما يزيد الشد الرطوبى من ١ - ٢ ضغط جوى نجد أن ما يقرب من ٩٠ ٪ من الماء المتيسر قد إستهلكه النبات عند هذا الشد الرطوبى المنخفض نسبيا وهذا يستدعى تقارب فترات الرى .

منحنيات الـ p^F

لقد تقدم Schofield عام ١٩٢٥ هذا الإصلاح وهو يرمز إلى لوغاريتم الإرتفاع بالسنتيمتر لعمود الماء اللازم لإحداث جهد الشد المطلوب . فمثلا شد رطوبى قدره ٣٠٠ سم ماء (E. C.) فإن الـ p^F يساوى ٢٫١٧ ، بينما عند توتر رطوبى قدره ١٥ ضغط جوى (P.W.P) فإن الـ p^F يساوى ٤٫١١٦ . فاذا ما رسمت العلاقه بين النسبة المئويه الرطوبه ورقم الـ p^F فان المنحنيات التى تحصل عليها تسمى بمنحنيات الـ p^F . ومن مميزات إستخدام منحنيات الـ p^F إمكان تربيع العلاقه بين الشد الرطوبى والمحتوى الرطوبى على رسم بيانى واحد مع وضوح التغير فى علاقه ما يسمى بثوابت الرطوبة ببعضها كما هو مشاهد بالشكل

رقم (٤) . غير أن استخدام لوغاريتم الشد الرطوبي يصعب معه معرفة قيمة الشد الرطوبي عند محتوى رطوبي معين دون الرجوع إلى جداول لوغاريتمات .

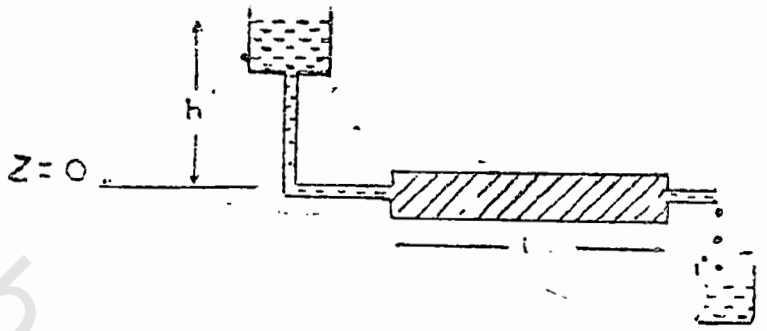
حركة الماء في الأرض Soilwater movement

١ ـ سريان الماء في الحالة المشبعة Saturated flow

لسهولة دراسة موضوع حركة الماء في الأرض فإننا سنبحث أولا كيفية حركة الماء خلال الأرض المشبعة تحت ظروف المعمل مستهدفين من ذلك إيجاد علاقة وظيفية بسيطة بين كمية الماء المارة خلال الأرض (Q) وطول (L) ومساحة مقطع أسطوانة الأرض (A) وكذلك الجهد الكلي للماء عند نقطة دخوله الأرض Φ_{in} وجهده عند خروجه من أسطوانة الأرض Φ_{out}

فإذا كان لدينا جهاز كالمبين بالشكل رقم (٦) والمكون من أسطوانة محتوية على أرض ما ومتصلة من أحد أطرافها بخزان الماء بحيث يكون سطح الماء فيه على إرتفاع ثابت (h) من نقطة الدخول ، ومن الطرف الآخر متصلة بأنبوبة لخروج الماء المتسرب خلال الأرض بحيث يمكن قياس حجمه في مخبار مدرج فإنه يمكننا إيجاد علاقة بين إرتفاع عمود الماء (h) وحجم الماء المتسرب خلال الأرض في زمن معين (t) . كما أنه يمكننا ملاحظة تأثير طول أسطوانة الأرض (L) على كمية الماء المتحصل عليها في الحالة الأفقية وكذا تأثير مساحة مقطع الاسطوانة (A) .

هذه التجارب المبسطة يمكن إجراؤها على أنواع مختلفة من الأراضي ، كما يمكن مقارنة سريان الماء في الحالة الأفقية بسريانه في الحالة الرأسية لأسفل باستخدام نفس الجهاز مع بقاء عمود الماء بارتفاع (h) عند نقطة إتصاله بالارض . والمشاهد أن سرعة سريان الماء خلال الأرض الرملية سوف تكون أكبر من سرعته في الأرض الطينية وأن حجم الماء المتحصل عليه في وحدة الزمن



شكل ٦ جهاز مبسط لتوضيح حركة الماء خلال الأرض فى الحالة المشبعة

سوف يكون أكثر فى الحالة الرأسية لأسفل عنه فى الحالة الأفقية لنفس الأرض وعموماً فإنه برسم النتائج المتحصل عليها بقياس $\frac{Q}{At}$ عند تغير $\frac{h}{L}$ نحصل على علاقة خط مستقيم كالمبينة بالشكل رقم (٧) والذى يمكن تمثيلها فى الحالة الأفقية بالمعادلة :

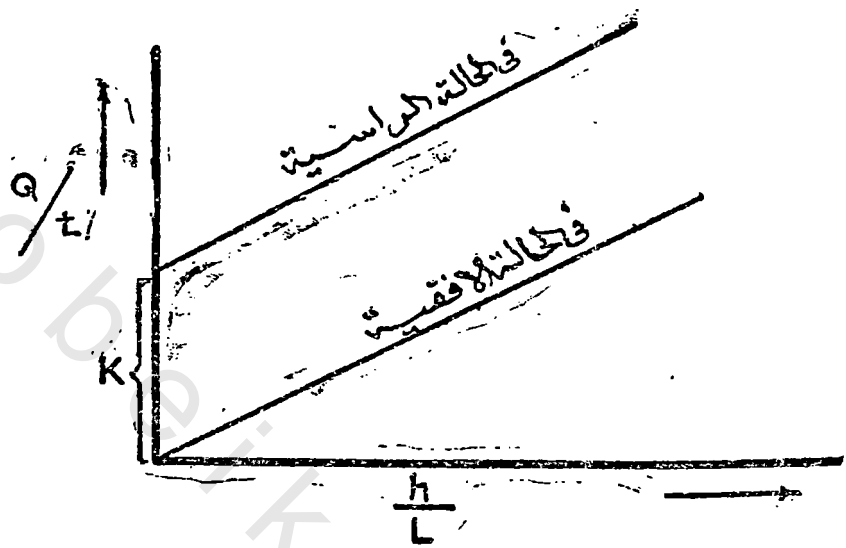
$$Y = m X$$

حيث $Y = \frac{Q}{At}$ ، $X = \frac{h}{L}$ ، m = ميل المنحنى

أما فى الحالة الرأسية فإن المعادلة تصبح

$$Y = m X + O$$

حيث O تمثل الجزء المقطوع من محور الصادرات عند $O =$



شكل ٧ ـ العلاقة بين $\frac{h}{L}$ ، $\frac{Q}{t}$ في الحالة الأفقية والحالة الرأسية

ومن النتائج المتحصل عليها نرى أن ميل الخط يختلف باختلاف أنواع الاراضي المستخدمة ، هذا الميل هو ما نطلق عليه إسم معامـــل التوصيل الهيدروليكي Hydraulic conductivity ونرمز له بـ "K".

لتفسير النتائج المتحصل عليها في ضـــوء ما نعرفه عن جهد الماء بالارض وانتقاله من نقطة الجهد الاعلى الى الاقل نجد أن

$$\frac{Q}{At} = K \frac{\phi in - \phi out}{L}$$

حيث ϕ تمثل جهد الضغط (p) + جهد الجاذبية (z)

هذا ونعرف $\frac{\phi in - \phi out}{L}$ بالتدرج في الجهد الهيدروليكي أو الميل

الهيدروليكى Hydraulic gradient . ويكون ذلك فى اتجاه حركة الماء ، ويرمز له بالرمز (I) .

وباختيار مستوى قياس ثابت يمر خلال الارض عند إتصالها بعمود الماء وعند خروجه منها نجد أن تأثير الجاذبية الارضية يكون ثابتاً بكل من ϕ_{out} ، ϕ_{in} فى الحالة الافقية وتصبح الحركة نتيجة لاختلاف جهد الضغط . أى أن

$$\frac{Q}{At} = K \frac{(h+O)-(O+O)}{L} = K \frac{h}{L}$$

وذلك لأن الماء عند خروجه من أسطوانة الأرض يكون معرضاً للضغط الجوى القياسى والذى يساوى صفراً .

أما فى الحالة الرأسية لاسفل فإن

$$\frac{Q}{At} = K \frac{\phi_{in} - \phi_{out}}{L}$$

حيث $\phi = h + L$

، $\phi_{out} = o + o$

أى أن

$$\frac{Q}{At} = K \frac{(h+L)\cdot(o+o)}{L}$$

$$= K \frac{h+L}{L} = K \left(\frac{h}{L}\right) + K$$

ومن ذلك نرى أن سرعة مرور المياه خلال عمود التربة سوف تزداد بمقدار

يساوى « K » عن القيمة المتحصل عليها فى الحالة الافقية وذلك نتيجة تأثير الجاذبية الأرضية .

هذا وتعرف العلاقة السابقة التى أمكن التوصل اليها معمليا والتى تربط بين $\frac{Q}{At}$ ، والتدرج فى الجهد الهيدروتيكى باسم قانون دارسى Darcys' Law

$$\frac{Q}{At} = K\frac{\Delta}{L} \qquad \text{حيث}$$
$$= K\,i$$

ولما كانت $\frac{Q}{At}$ تساوى متوسط سرعة سريان الماء خلال الأرض « V » فان القانون عادة ما يكتب فى الصورة $V = -K\,i$

وترمز الاشارة السالبة إلى أن إتجاه سريان الماء يكون مضادا للاتجاه الذى يزيد فيه الجهد الكلى للماء ومن البديهى أنه فى الأراضى المشبعه وعندما يكون الجهد الكلى للماء ثابتا بين نقطتين فى قطاع الأرض فان حركة الماء تكون معدومه فى هذه الحالة . كما أنه بزيادة عمود الماء على سطح الأرض تزداد سرعة سريانه خلال القطاع . ويستفاد من هذه العلاقة فى عمليات الرى وغسيل الأراضى من الأملاح كما سيأتى ذكره فيما بعد .

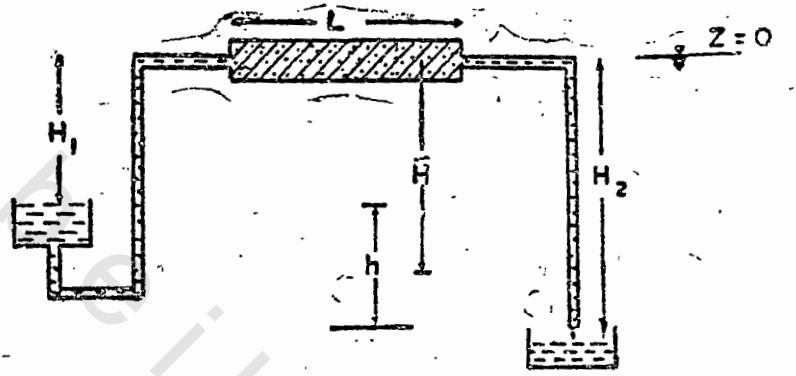
٢ ـ سريان الماء فى الحالة الغير مشبعة : Unsaturated flow

يمكن استخدام الجهاز المبين بالشكل رقم (٨) لدراسة حركة الماء فى الأرض الغير مشبعة فى الحالة الافقية وذلك عندما يكون هناك شد رطوبى moisture tension عند نقطة دخول الماء لاسطوانة الأرض . خروجها منها بحيث يصبح الضغط الكلى عند الدخول ($-H_{in}$) وعند الخروج ($-H_{out}$) علما بأن القيمة

$$H = \frac{H_{in} + H_{out}}{2}$$

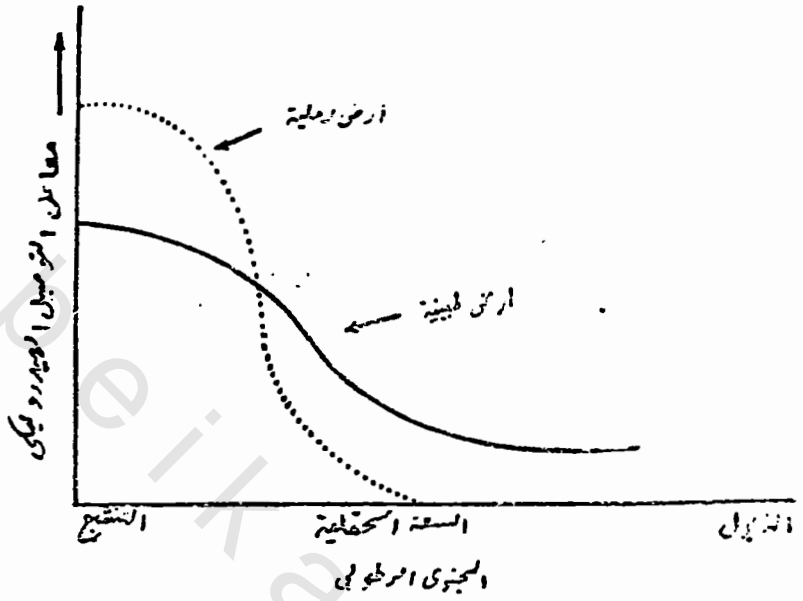
الطاقة H_{out} أكبر من H_{in} ، ومتوسط الجهد

والفرق بين الجهد الكلى عند الدخول والخروج يساوى (h)



شكل ٨ - جهاز مبسط لتوضيح حركة الماء فى الحالة الغير مشبعة

ومثل ما ذكر فى الحالة المشبعة فان الزيادة فى $\frac{Q}{A\ell}$ تكون متأثرة بالمقدار (ℓ) زيادة طردية ، غير أن قيمة K ، وهى المثل تقل بزيادة متوسط الجهد H ويرجع ذلك خروج الماء من المسام بزيادة H ، ومعنى ذلك أن الماء الذى يتحرك خلالها الماء سوف يقل عددها وبالتالى تزداد المقاومة لسريان الماء . وقد تسمى K ، فى هذه الحالة باسم معامل التوصيل الشعرى Capillary conductivity وإذا رسمت العلاقة بين K ، H فاننا نجدها تماثل لحد كبير منحنيات الشد الرطوبى أى العلاقة بين P_w ، θ . حيث تكون قيمة K أكبر ما يمكن عند التشبع ثم تقل بزيادة الشد الرطوبى . والشكل رقم (٩) يوضح العلاقة بين معامل التوصيل الهيدروليكى أو الشعرى والمحتوى الرطوبى معبرا عنه ببعض ثوابت الرطوبة . والملاحظ أن الأراضى الرملية تمتاز بعوامل توصيل هيدروليكى عند التشبع ذا قيمة أعلى مما فى الأراضى الطينية . وذلك لكبر حجم المسام المملوءة بالماء . أما فى الحالة الغير مشبعة حيث يزداد التوتر الرطوبى وتفقد



شكل ٩ - رسم توضيحى للعلاقة بين المحتوى الرطوبى ومعامل التوصيل الهيدروليكى لأرض طينية وأخرى رملية

الأراضى الرملية ماءها بسرعة فإن الاراضى الطينية عند نفس قيمة التوتر الرطوبى تحتوى على كمية أكبر من المحتوى الرطوبى وبالتالى تزداد قيمة « K » عن الاراضى الرملية .

ويعتبر إنخفاض قيمة « K » مع زيادة التوتر الرطوبى من العوامل الداعية للرى حتى وإن بدت الرطوبة الارضية وكأنها كافية للنبات إذ أن معدل سريان الماء خلال الارض وإنتقاله للجذور يبطء علاوة على زيادة القوى الممسوك بها الماء بحبيبات الارض يؤدى الى عدم تناسب معدل فقد الماء بالنتح مع معدل الامتصاص. والجدول رقم (٣) يبين بعض قيم « K » المتحصل عليها لثلاث عينات من الاراضى المصرية .

جدول ٣ - تغير قيم « K » مع المحتوى الرطوبي

النسبه المئويه الرطوبة على أساس الحجم	معامل التوصيل الهيدروليكى «K» - سم/دقيقة		
	أرض رمليه	أرض رملية جيرية	أرض رملية طميه رسوبية (E S P=(0.5
١٠	١٠ × ١٫٢ $^{-٣}$	١٠ × ٣٫٠ $^{-٦}$	١٠ × ١٫٩ $^{-٨}$
١٥	١٠ × ١٫٨ $^{-٣}$	١٠ × ١٫٢ $^{-٤}$	١٠ × ١٫٧ $^{-٦}$
٢٠	١٠ × ١٫٧ $^{-١}$	١٠ × ٨٫٦ $^{-٤}$	١٠ × ٩٫٣ $^{-٦}$
٢٥	١٠ × ٤٫٩ $^{-١}$	١٠ × ٣٫٩ $^{-٣}$	١٠ × ١٫٥ $^{-٥}$
٣٠	١٠ × ٨٫٨ $^{-١}$	١٠ × ١٫٤ $^{-٢}$	١٠ × ١٫٣ $^{-٤}$

وتتأثر قيمة « K » أساسا بالتوزيع الحجمى لمسام الأرض وبخواص السائل المار خلالها ولذا فإن

$$K = \frac{keg}{\pi}$$

حيث تسمى K بالنفاذية الذاتية Intrinsic permeability وتتوقف قيمتها على مساحة مقطع مسام الارض، Q = كثافة السائل، g = عجلة الجاذبية، π = معامل اللزوجة

فى ضوء التجارب التوضيحية السابقة يمكن تفسير كثير من ظواهر حركة الماء فى الارض اكل من الحالة المشبعة وغير المشبعة ، سواء لاسفل أو لاعلى ،وسنورد فيم يلى بعضا منها .

أ ـــ قد لاتحدث حركة الماء لاعلى أو لاسفل من مستوى ماء أرضى ثابت وعلى بعد ١٠٠ سم مثلا من السطح إذا ما تساوى جهد الجاذبية عند أى نقطة مع جهد الشد الرطوبى لها

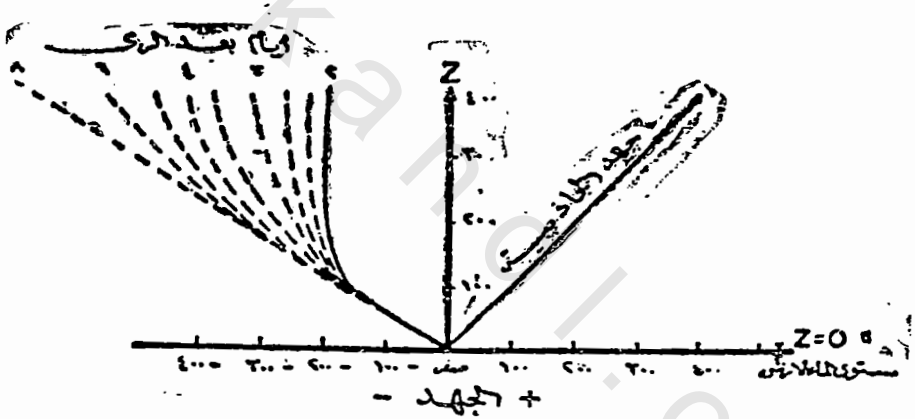
ب ـ فى المراحل الأولى لغمر مثل هذه الارض بالماء بارتفاع ١٠ سم مثلا كما هو الحال عند الرى فسيحدث تغير فى جهد الضغط بالتقطاع مع الزمن كأن يصبح الجهد الكلى عند السطح ١١٠ سم (١٠ لجهد الضغط + ١٠٠ لجهد الجاذبية) وعلى بعد ١٠ سم من السطح يصبح الجهد الكلى فى بادىء الامر ٩٠ سم (صفراً لجهد الضغط + ٩٠ لجهد الجاذبية) وبذلك يكون معدل حركة الماء لاسفل وعلى مسافة ١٠ سم من السطح مساويا لضعف معامل التوصيل الهيدروليكى عند التشبع.

بينما فى المنطقة الواقعة على إرتفاع ٦٠ ، ٥٠ سم من مستوى الماء الارضى وعندما يكون جهد الشد الرطوبى المقابل ٤٠ ، ٤٥ سم فإن فرق الجهد الكلى للماء يصبح مساويا لـ ١٥ سم [- ٤٠ لجهد الضغط + ٦٠ لجهد الجاذبية) - (٤٥ لجهد الضغط + ٥ لجهد الجاذبيه)] بينما قيمه K ، تصبح مساويا لقيمتها عند توتر رطوبى قدره ٣٠ر٤ سم . أى أن معدل التحرك لاسفل فى هذه الحالة يساوى مرة ونصف قدر قيمه معامل التوصيل الهيدروليكى المتوسطة ونتيجة لأن قيمة معامل التوصيل الهيدروليكى عند التشبع أكبر منها عند توتر رطوبى قدره ٣٠ر٤ سم فإن كمية الماء المارة خلال طبقه سمكها ١ سم على السطح ستزيد عن تلك المارة خلال طبقة بنفس السمك على بعد ٤٠ - ٥٠ من السطح، وهذا يعنى استمرار زيادة المحتوى الرطوبى فى الجزء العلوى من القطاع فى هذة الحالة .

جـ - إذا ما أستمر غمر قطاع الارض بالماء بالارتفاع السابق وتشبعت الارض بالماء فسنصل إلى التوزيع النهائى لجهد الضغط والذى يتدرج بانتظام بين قيمته عند السطح (١٠ سم) وعند مستوى الماء الارضى (صفرا) أى أن التدرج فى الجهد الكلى (الميل الهيدروليكى) عند أى نقطة بالقطاع يساوى ١ر١ وهذا يعنى أن معدل حركة الماء لأسفل سيصبح ١ر١ مكرر قيمة K عند التشبع سواء عند دخول الماء السطح أو خلال القطاع أو عند خروجه من القطاع إلى الماء الارضى، وبمجرد إختفاء الماء من على السطح فى الحالة السابقة أو بناءه بإرتفاع بسيط جداً على السطح بحيث تبقى الارض مشبعة بالماء فإن معدل سريان الماء خلال الارض سيصبح مساويا لقيمه معامل التوصيل الهيدروليكى عند التشبع .

د - والآن ماذا سيحدث فى قطاع الارض المشبع بالماء بعد إنتهاء الرى ؟ .

مما سبق نرى أن حركة الماء سوف تستمر لاتتوقف طالما أن الجهد الكلى للماء عند أى نقطه أعلا من التى أسفلها، مع العلم بأن معدل حركة الماء سوف يبطء باستمرار نتيجة لإنخفاض معامل التوصيل الهيدروليكى بازدياد الشد الرطوبى إلى أن تصل إلى مرحلة من مراحل حركة الماء سبق أن عرفناها بالسعه الحقليه ، وهى التى تصل إليها الارض بعد يومين من الرى كما هو موضح بالشكل رقم(١٠) وعندها يكون توزيع جهد الشد الرطوبى وجهد الجاذبية الارضيه كما هو مبين بالرسم لارض عميقة متجانسة يبعد مستوى الماء الارضى بها ٤٠٠ سم من السطح .



شكل ١٠ - توزيع جهد الشد الرطوبى بعد الرى فى أرض عميقة متجانسة القوام

فاذا ماتساوى المحتوى الرطوبى لعمق ١٠٠ سم مثلا وكان الشد الرطوبى المقابل له (من واقع منحنيات الشد الرطوبى) هو ٢٠٠ سم ماء فبحساب قيمة الجهد الكلى للماء عند السطح φ_{in} وعلى عمق ١٠٠ سم φ_{out} وباختيار المستوى القياسى عند مستوى الماء الارضى فإن

$$v = -K_{200} \frac{\phi in - \phi out}{L}$$

$$V = -K_{200} \frac{(-300 + 400) - (-200 + 300)}{100}$$

$$V = -K_{200} \frac{200 - 100}{100}$$

$$V = -K_{200}$$

ولأرض غرينية طميية silt loam عند توتر رطوبي قدرة ٢٠٠ سم ماء فان قيمة K تساوى ٣٨ ٠ر سم/ساعة وهي قيمة منخفضة جداً بلاشك . وهذا يفسر لنا بطء حركة الماء بالأرض عند السعة الحلقية نتيجة لإنخفاض قيمة العامل التوصيل الهيدروليكى عند جهد الشد المماثل :

هـ — تحدث حركة الماء لاعلى من مستوى المـــاء كما يحدث فى الرى تحت السطحى عندما يصبح جهد الشد الرطوبى أعلا من جهد الجاذبية . فعلى إرتفاع ٥٠ سم فوق مستوى ألماء الارضى إذا ما كان جهد الشد الرطوبى ٢٠٠سم مثلا فإن معدل حركة الماء لاعلى يصبح

$$V = -K_{100} \frac{(0+0) - (-200+50)}{50}$$

$$V = -K_{100} \frac{150}{50}$$

$$V = -3\,K_{100}$$

أى بمعدل يوازى ثلاثة أمثال معامل انتوصيل الهيدروليكى المتوسط عند أوتر رطوبى قدره ٠٠ إسم ماء .

وعموما فان الماء يمكنه أن يتحرك فى عكس اتجاه الجاذبية الارضية عندما تقل قيمة الجهد الكلى له مع الارتفاع .

٣ ـ الحالة الثابتة والمتغيرة لسريان الماء

Steady and unsteady flow

فى الامثلة السابقة كنا نتعامل أما مع نماذج لحركة الماء فى الحالة الثابتة وفيها تتساوى كمية الماء الداخلة إلى جزء من الارض مع الكمية الخارجة منها وبالتالى تكون سرعة حركة الماء فى الارض ثابتة أو مع نماذج لحركة الماء فى الحالة المتغيرة والتى قد يحدث فيها زيادة أو نقص فى المحتوى الرطوبى للأرض نتيجة الاختلاف فى كمية الماء الداخلة أو الخارجة أو سرعة حركة الماء ويمكن التعبير رياضيا عن العلاقة بين التغير فى المحتوى الرطوبى لعينة من الارض خلال زمن معين وسرعة حركة الماء فى اتجاه بالمعادلة الآتية والتى تسمى بـ Equation of continuity

$$-\frac{\text{التغير فى السرعة}}{\text{التغير فى السرعة}} = \frac{\text{التغير فى المحتوى الرطوبى}}{\text{التغير فى الزمن}}$$

أى

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{dv}{dx}$$

ويمكن توضيح هذه العلاقة بالأمثلة التالية

أ ـ عند دخول كمية من الماء مقدارها ١٠ سم٣ فى الساعة لعينة من الارض محتواها الاصلى ١٠٪ ثم خروجها من الارض بمعدل ٥ سم٣ فى الساعة فمعنى ذلك زيادة المحتوى الرطوبى للعينة نتيجة لمرور الماء خلالها .

ب ـ عند دخول الماء لعينة من الارض تحتوى على ٢٠٪ رطوبة بمعدل قدره ٥ سم٣ فى الساعة ثم خروجه بمعدل ١٠ سم٣ فى الساعة فمعنى ذلك إنخفاض المحتوى الرطوبى للعينة

وهذا يفسر الاشارة السالبة فى المعادلة الاساسية . وينطبق ذلك على المثال السابق .

جـ ـ عند تساوى معدل دخول وخروج الماء من العينة فاننا لانتوقع زيادة فى محتوى الارض الرطوبى وبذلك نحصل على الحالة الثابتة لسريان المـــاء Steady state flow . وفيها تصبح قيمة المعادلة السابقة مســـاوية للصفر ثم بالتعويض عن السرعة بما تساويه من التدرج فى الجهد مضروباً فى معامل التوصيل الهيدروليكى فى اتجاه (x) مثلا فان

$$\frac{b\theta}{dt} = -\frac{dv}{dx} = -\frac{d}{dx}\left(-K\frac{d\phi}{dx}\right) = 0$$

وبالمثل يمكن اعتبار معدل التغير فى السرعة فى اتجاهى (Y) ، (Z) مساويا للصفر ، وبفرض تجانس خواص الارض مع الاتجاه أى تساوى قيمة (K) مع الاتجاه فان

$$\frac{d^2\Phi}{dX^2} + \frac{d^2}{dY^2} + \frac{d^2\Phi}{d^2Z} = 0$$

وتسمى هذه المعادلة باسم Laplace's equation وتعتبر إحدى الأسس الرئيسية والمبنى عليها حل كثير من مشاكل حركة الماء فى الارض .

٤ - عمق الابتلال Depth of wetting

تعتبر دراسة عمق الابتلال ذات أهمية خاصة لعلاقتها بالزمن اللازم الرى وكذا تحديد كمية الماء الواجب اضافتها للوصول بالمحتوى الرطوبى لعمق ما بالقطاع إلى حد معين .

والمسافة (x) التى تتحركها جبهة الابتلال Wetting front فى الاتجاه الافقى فى زمن قدره (t) يمكن تمثيلها بالمعادلة

$$X = a\, t^{1/2}$$

حيث a تمثل ميل المنحنى وتتحدد قيمتها تبعا لقوام الارض ، العوامل المؤثرة على التوزيع الحجمى للمسام ، المحتوى الرطوبى للأرض ، جهد الماء عند دخولة للأرض وكذا صفاته فبعد نفس الزمن نجد أن المسافة التى قطعها الماء فى سريانه أفقيا تزداد بزيادة حجم المسام الكبيرة بالأرض وكبر حجم حبيباتها وزيادة محتواها الرطوبى وجهد الماء عند دخولة للارض وكذا درجة حرارته وتركيز الاملاح به

وتؤثر العوامل السابقة فى المسافة التى تتقدمها جبهة الابتلال رأسيا لاسفل

(x) عند زمن (t) ، غير أن هذه العلاقة يمكن تمثيلها بالمعادلة

$$X = at^{1}/_{2} + bt + Gt^{3}/_{2} + dt^{4}/_{2} + \dots$$

حيث Gb،a ، d ثوابت لكل قيمتها من a إلى d ...

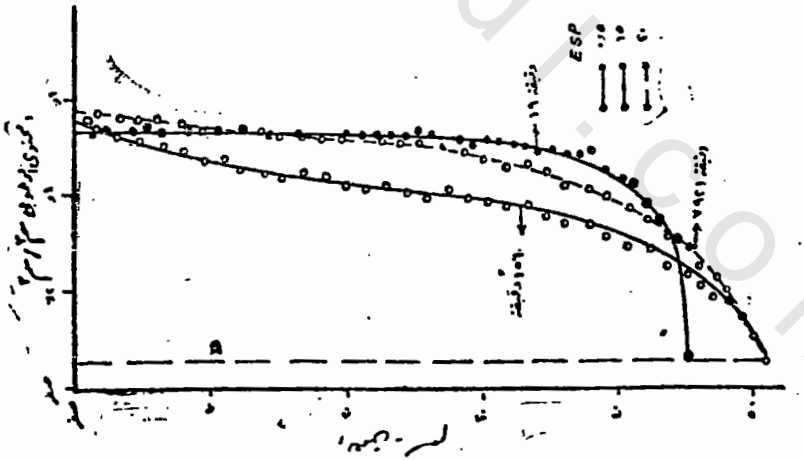
وعندما يمكن وضع المعادلة السابقة فى الصور العامة

$$x = a\,t^{n}$$

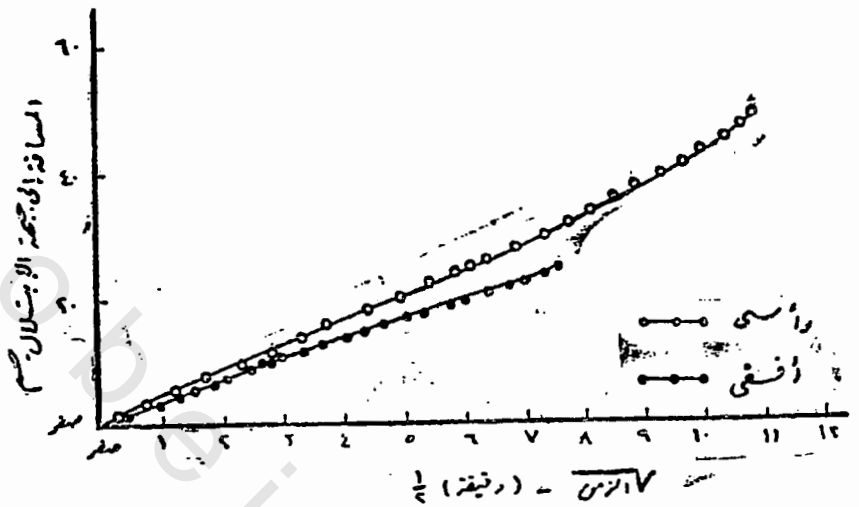
حيث $n \geq {}^{1}/_{2}$. والمشاهد أن تأثير الجاذبية الارضية حينئذ تصبح قيمته مساويا لـ

$$b\,t + Ct^{3}/_{2} + d\,t^{4}/_{2} + \dots$$

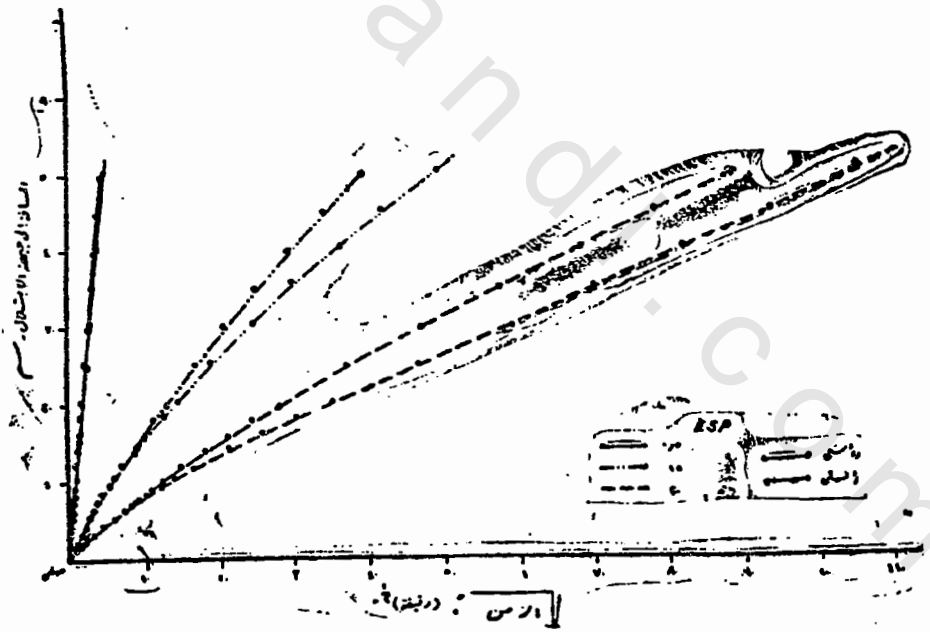
وتبين الاشكال رقم ١١ ، ١٢ ، ١٣ العلاقة بين $t^{1}/_{2}$ والمسافة (x) لجبهة الابتلال فى الوضع الرأسى والافقى لأراضى رملية ، ورملية جيرية ورملية طميية رسوبية مختلفة فى نسبة أدمصاص الصوديوم .



شكل ١١ ـ المسافة التى تقطعها جبهة الابتلال رأسيا وأفقيا مع الجذر التربيعى للزمن بأرض رملية

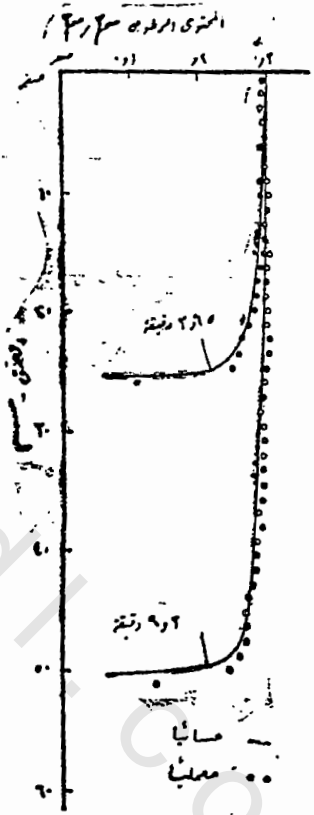


شكل ١٢ - المسافة التي تقدم بها جبهة الابتلال رأسيا وأفقيا مع الجذر التربيعي للزمن بأرض رملية جيرية

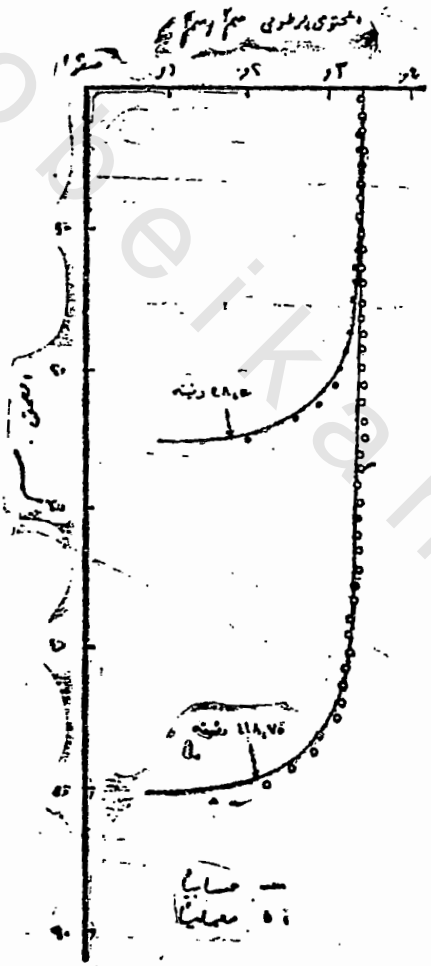


شكل ١٣ - المسافة التي تقدمها جبهة الابتلال رأسيا وأفقيا مع الجذر التربيعي للزمن بأراضي رملية طينية روسوية تختلف في النسبة المئوية للصوديوم المتبادل (E S P)

وإذا ما ألقينا نظرة على قطاعات الرطوبة الرأسية Vertical moisture profiles والمبينة بالأشكال رقم ١٤ ، ١٥ ، ١٦ للأراضى السالفة الذكر والتى تمثل حالتها عقب إنتهاء الرى مباشره ، نجد أن الأراضى تتفاوت فى الازمنة

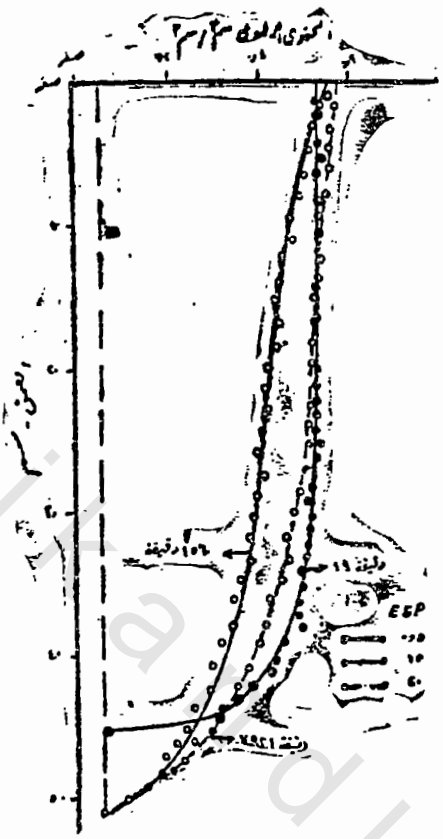


شكل ٤ - توزيع الرطوبة مع العمق بأرض رملية ولأزمنة الرى المبينة على المنحنيات



شكل ٥ - توزيع الرطوبة رطبة فى أرض رملية جيرية ولأزمنة الرى المبينة على المنحنيات

openkandil.com



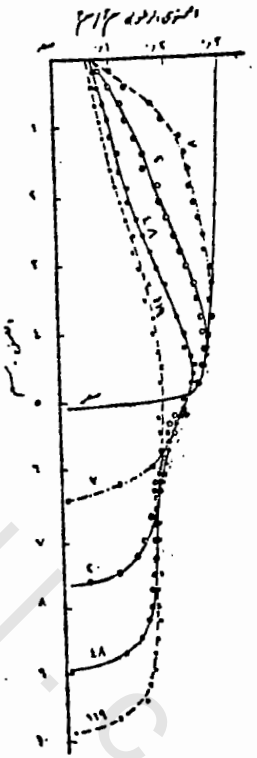
شكل ١٨ — توزيع الرطوبة مع العمق باراضى رملية طميية وسلوبية تختلف فى النسبة المئوية للصوديوم المتبادل (E S p)

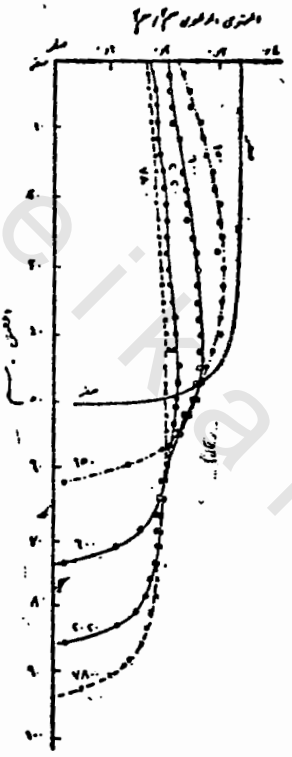
اللازمة لوصول جبهة الابتلال إلى عمق ما . فهى أقصرها فى الارض الرملية ذات المسام الكبيرة الحجم وأطولها فى الاراضى الطفلية ذات المسام الدقيقة . كما يلاحظ أنه فى الأراضى العاديه تتقدم جبهة الابتلال تاركه أعلاها منطقة شبه إلى مشبعة بالماء تتدرج فى إنخفاض محتواها الرطوبى لمسافة قصيرة أن تصل إلى الرطوبة الأصلية بانقطاع . بينما الاراضى الطفلية يؤدى إنتفاخ حبيباتها عند السطح إلى إقامة حركة الماء لأسفل وبطء نفاذيتها مما لا يسمح بارتفاع المحتوى الرطوبى إلى قرب التشبع كما فى الاراضى العاديه .

وإذا ماتتبعنا معدل دخول الماء خلال سطح الارض Infiltration rate مع الزمن نجد أنه يكون أسرع مايمكن عند بدء إضافة الماء للارض نتيجة للفرق الكبير بين جهد الماء الحر وجهده بالأرض (لاسيما الجافه) وكذا قصر المسافه التى يتحركها الماء خلال الارض المشبعه (أى إرتفاع قيمة الميل الهيدروليكى) علاوة على أن قيمة «K» فى هذه الحالة هى قيمتها القصوى عند التشبع . وتبطء حركه الماء بالتدريج بعد ذلك نتيجة لنقص قيمة الميل الهيدروليكى إلى أن تصبح بمعدل مساو لمعامل التوصيل الهيدروليكى عند التشبع كما سبق أن بينا ، إذ يصبح التدرج فى الجهد بالجزء المشبع من القطاع مساوياً للوحدة .

اعادة توزيع الرطوبة Redistribution of soil moisture

لقد تحدثنا فيما سبق عما يحدث من تغيرات فى المحتوى الرطوبى أثناء عملية الرى وبعدها إلى أن تصل إلى الحالة الحقليـــة فى ذلك الجزء من القطاع الذى كان يلى جبهه الابتلال عند إنتهاء زمن الرى . وفى الحقيقه فان التغيرات التى تحدث فى قطاع الرطوبه أسفل جبهه الابتلال هذه لاتقل أهميه عما يحدث فرقما مكملة لها فنتيجة لوجود فرق فى الجهد تتقدم جبهه الابتلال وتتعمق بمعدل متناقص كما هو فى الشكل رقم (١٧) ، الشكل رقم (١٨) لأرض رمليه وأخرى رمليه جيريه لنفس الأسباب السابق شرحها . ويلاحظ أن الزمن اللازم لإعادة توزيع الرطوبه لنفس العمق يختلف أختلافا واضحاً بين الأرضين نتيجه لأختلاف معامل توصيل الهيدروليكى وكذا خواص الشد الرطوبى لكل منها . وفى الواقع فان المياه التى ترفع من المحتوى الرطوبى أسفل جبهه الابتلال عند إنتهاء الرى مصدرها فى مبدأ الأمر تلك المرجودة قرب السطح نظراً لشدة تأثرها بالجاذبيه الأرضيه ، وعلى هذا يلاحظ إنخفاض المحتوى الرطوبى بالقرب من السطح بدرجه أكبر من الطبقه التى تليها .





شكل ١٧ -إعادة توزيع الرطوبة مع العمق بأرض رمليه عند الازمنه المبينه على الرسم (بالدقيقة) من إنتهاء الرى

شكل ١٨ - إعادة توزيع الرطوبه مع العمق بأرض رمليه جيريه عند الأزمنه المبينة على الرسم (بالدقيقه) من إنتهاء الرى.

ومن الناحية النظريه يمكن الاستفادة من القطاع الرطوبى بعد إعادة توزيع الرطوبة فى تحديد عمق الانغلال عند زمن معين وكذا النسبة المئوية للرطوبه عند أى عمق بعد الرى . ويسترشد بهذه المعلومات عند إضافة كميات مياه الرى اللازمة

التوصيل المحتوى الرطوبى عند عمق ما إلى حد معين . ومن الخطأ إضافة مياه الرى بغرض توصيل عمق ما من الأرض إلى سعته التشبعية إذ أنه سرعان ما يعاد توزيع الرطوبة لأسفل هذا العمق مع إنخفاضها عن التشبع فوقه . وفى ضوء التجارب الحقلية أو المعملية يمكن تحديد عمق القطاع الذى إذا شبع وأعيد توزيع رطوبته نتج عن ذلك وصول المحتوى الرطوبى إلى السعة الحقلية خلال العمق المطلوب مع معرفة الزمن الذى تصل فيه الأرض إلى السعة الحقلية . وتشير النتائج المبينة بالشكل رقم (١٧) والشكل رقم (١٨) إلى أن السعة الحقلية قد تحصل عليها بعد ساعتين فى الأرض الرملية ويومين فى الأرض الرملية الجيرية وإختيار هذه الأزمنة يبدو عرفياً نظراً لاستمرار حركة الماء لأسفل وكذا أستمرار تغير قطاع الرطوبة مع الزمن لاسيما عند وجود نبات أو بخر .

طريق التعبير عن معدل التسرب

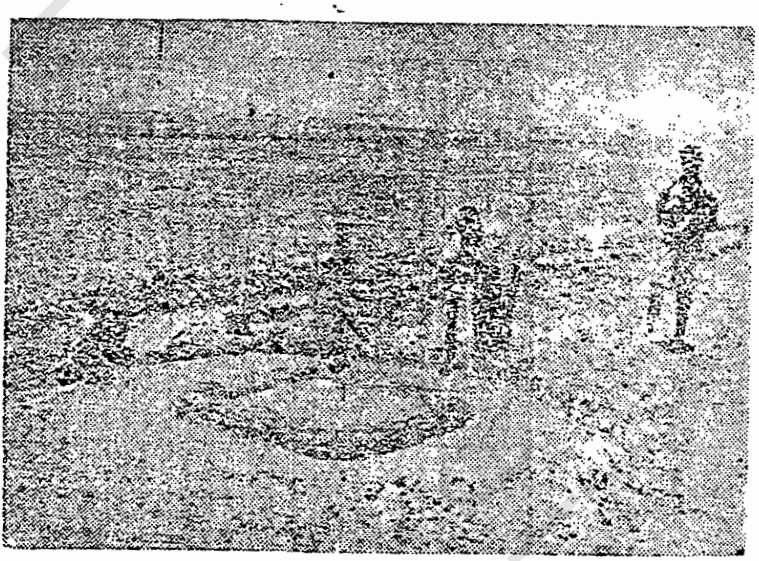
Methods of expressing infiltration rate

أما وقد علمنا الآن بعضاً من أساسيات الماء وعلاقتها بالرى بما فى ذلك معدل التسرب وأهميته من الناحية التصميمية والتطبيقية فإنه يمكننا الآن سرد الطرق المستخدمة للتعبير عنه بيانياً ورياضياً :

١ ـ التسرب الكلى Accumulated infiltration

عند إجراء تقدير معدل التسرب فإن البيانات الأولية المتحصل عليها تكون فى الغالب هى الزمن وحجم الماء المتسرب خلال سطح الأرض فى هذه الفترة الزمنية معبراً عنه بارتفاع عمود الماء . برسم العلاقة بين الزمن (بالدقيقة) من بدء تسرب الماء على محور السينات ومجموع الماء المتسرب (سم أو بوصة) على محور الصادات فان المنحنى المتحصل عليه يسمى منحنى التسرب الكلى . ونظراً لصعوبة تجانس

تجانس الارض تحت الظروف الحقلية فان النقط الموقعة على الرسم يجب أن تمثل متوسطات لبيانات يزداد عددها بازدياد إختلاف صفات الارض أو تؤخذ البيانات من واقع طريقة قياس التسرب بالأحواض لكبر المساحه المقدر عليها الاختبار كما فى الشكل رقم (١٩) ، هـذا ويجب رسم المنحنى بالطرق الإحصائيه السليمه لضمان تمثيله الواقع أقرب ما يمكن كما فى الشكل رقم (٢٠) .



شكل ١٩ ـ قياس معدل التسرب بطريقه الأحواض Basin

وإذا مارست بيانات التسرب الكلى مع الزمن على ورق لوغاريتمى كما فى الشكل رقم (٢١) فان العلاقه المتحصل عليها تأخذ صورة المعادلة

$$D = c\,T^{m}$$

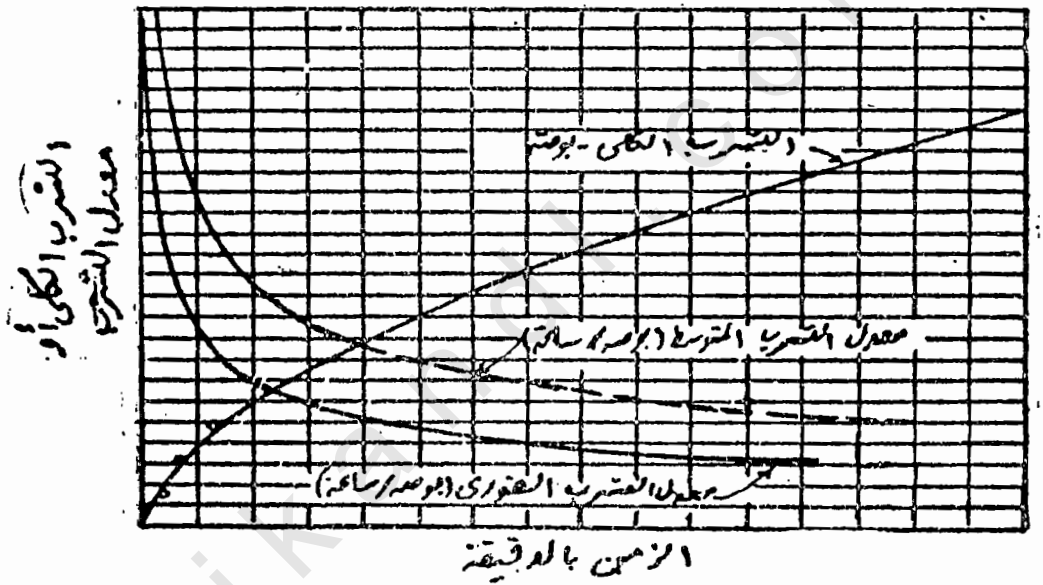
حيث D = مجموع الماء المتسرب خلال الارض (سم أو بوصه) حتى زمن T (دقيقه)

m = ميل المنحنى (قيمه موجبه)

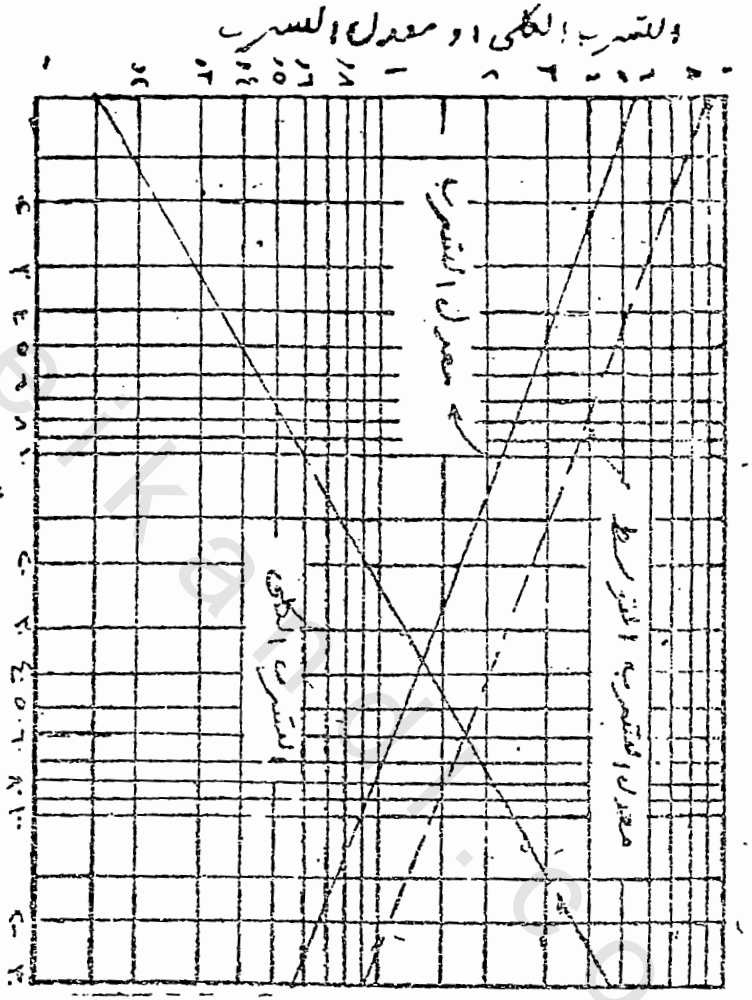
c = مجموع التسرب الكلى عندما T تساوى الوحدة

وفى الشكل (٢) تأخذ المعادلة القيمة

$$D = 0.15\,T^{0.6}$$



شكل ٢٠ ـ نماذج لمنحنيات التسرب ـ كل قسم يمثل ١٥ دقيقة على المحور السينى ٠٫٢٥ بوصة أو بوصة فى الساعة على المحور العادى ٠



شكل ٢١ - عادج لمنحنيات النسرب موضحة على ورقة لوغاريتمي
الترتيب بالورق فيصبح

obeikandl.com

حيث D بالبوصة

٢ ـ معدل التسرب الفورى Instantaneous inf Itration

هو معدل تسرب الماء خلال الأرض عند زمن معين، ويمكن رسمه من واقع بيانات منحنى التسرب الكلى بايجاد الميل عند زمن معين ثم توقيع العلاقة بين الزمن بالدقيقة على محور السينات وقيمة الميل على محور الصادات (سم/ساعة أو بوصة/ساعة) كما فى الشكل رقم (٢٠) . ويلاحظ أن ميل هذا المنحنى يقل بمعدل سريع فى بادىء الأمر ثم يبطء بعد ذلك إلى أن تصل إلى معدل ثابت يسمى : معدل التسرب الأساسى Basic infiltration rate

وإذا ما رسمت العلاقة بين معدل التسرب الفورى والزمن على ورق لوغاريتمى كما فى الشكل رقم (٢١) سنحصل على العلاقة الخطية التالية :

$$I = aCm1^{m-1} = aT^{n}$$

حيث I = معدل التسرب الفورى (سم/ساعة أو بوصة/ساعة) عند زمن T (دقيقة)

n = ميل المنحنى (قيمة سالبة)

a = معدل التسرب الفورى عندما تساوى T الوحدة

c m = كما فى المعادلة الخاصة بالتسرب الكلى

وفى الشكل رقم (٢١) فان هذه المعادلة تأخذ القيمة

$$I = 5.4\ T^{-0.4}$$

حيث I بالبوصة فى الساعة .

ويعتبر معدل التسرب الاساسى السابق تعريفه ذا أهمية خاصة فى تصميم الرى بالرش إذ لا يجب أن يتعدى معدل إعطاء الماء بالرشاشات قيمته . هـذا ويجب الحرص عند إستخدامنا لهذه القيمة عند إعطاء ريات خفيفة متقاربة Light frequent irrigations ، إذ قد تصل إلى نهاية فترة الرى قبل الوصول إلى الزمن الذى ثبت عنده معدل التسرب ، وحيث أن معدل التسرب يزيد فى أول الرى كثيرا عنه فى آخره لذا فان استخدام التسرب الكلى يعطى صورة أكثر دقة وهو ما يمكن الحصول عليه باجراء تكامل لمعادلة معدل التسرب ، أى أن

$$D = \frac{a}{60(n+1)} T^{n+1} = cT^{m}$$

أما إذا استمر الرى لفترة طويلة فقد يكون من الأصوب التعبير عن معدل التسرب بالمعادلة

$$D = cT^{n} + b$$

وعندئذ يصبح مجموع المياه المتسربة

$$D = cT^{m} + bT$$

٣ ـ معدل التسرب المتوسط Averge infiltration rate

هو نسبة مجموع الماء المار خلال سطح الأرض (سم أو بوصة) فى زمن معين إلى ذلك الزمن معبرا عنه بالساعة . ويرسم العلاقة بين الزمن بالدقيقة وقيمة هذه النسبة السابقة ، والتى يمكن الحصول عليها من منحنى التسرب الكلى أو البيانات الخاصة به فان المنحنى المتحصل عليه هو منحنى معدل التسرب المتوسط كما فى الشكل رقم (٢٠) .

وكما سبق فان توقيع هذه البيانات على ورق لوغارتيمى يعطى علاقة خطية بين الزمن بالدقيقة ، معدل التسرب المتوسط (سم/ساعة أو بوصة/ساعة) ، وكما فى الشكل رقم (٢١) فان صورة المعادلة هى :

$$I_{av.} = 60T^{m-1} = KT^{n}$$

حيث $I_{av.}$ = معدل التسرب المتوسط (سم/ساعة او بوصة/ساعة)

n = ميل المنحنى (قيمة سالبة)

K = معدل التسرب المتوسط عندما تأخذ T قيمة مساوية الوحدة

c,m = كما فى المعادلة الخاصة بالتسرب الكلى .

٤ ـ معدل التسرب الخطى Furrow intake rate

لما كان من ضمن العوامل المؤثرة على معدل التسرب شكل الأرض وتضاريسها ودرجة خشونتها لذا نتوقع تأثر هذا المعدل بشكل الخطوط وأحجامها وطريقة الرى . وفى الواقع فان التعبير عن معدل التسرب بـ Intake rate بدلا من Infiltration rate يشير إلى حدوث التسرب من سطح غير مستوى كخطوط الرى . ويعرف معدل التسرب الخطى بأنه الفرق بين معدل دخول الماء إلى نقطة عند رأس الخط Head of ferrow ومعدل خروجه عند نقطة أخرى تبعد عن رأس الخط بحوالى ١٠٠ قدم . ويعبر عن معدل التسرب الخطى بـ « جالون فى الدقيقة لكل ١٠٠ قدم » وهى ترمز إلى معدل التسرب الفورى بالخطوط . كما نقترح التعبير عنها بـ « لتر فى الثانية لكل ٥٠ مترا » .

٥ ـ معدل التسرب الحقلى Field intake rate

حيث أن تسرب الماء فى خطوط الرى يعنى تخلله لجزء فقط من سطح

الارض ، لذا فإن معدل التسرب الحقلى يرمز إلى معدل التسرب كما لو كان سطح الارض كله مغطى بالماء وهذا بلاشك سيتوقف على معدل التسرب الحقلى والمسافة بين خطوط الرى . وفى صورة تقريبية يمكن وضع العلاقة بين معدل التسرب الحقلى ، معدل التسرب الخطى فى الصورة التالية :

معدل التسرب الحقلى (بوصة فى الساعة) =

$$\frac{\text{معدل التسرب الخطى (جالون فى الدقيقة لكل ١٠٠ قدم طولى)}}{\text{المسافة بين الخطوط بالبوصة}}$$

أو : معدل التسرب الحقلى (سم فى الساعة) =

$$\left[\frac{\text{معدل التسرب الحقلى (لتر فى الثانية لكل ٥٠ متر طولى)}}{\text{المسافة بين الخطوط بالمتر}}\right] ٧٫٢$$

طرق قياس المحتوى الرطوبى وجهد الشد الرطوبى :

Methods of measuring Soil moisture content and moisture tension.

تعتبر تقديرات المحتوى الرطوبى وجهد الشد الرطوبى من التقديرات الأساسية التى يحتاج إليها فى عملية الرى . فالإجابة عن الأسئلة الخاصة بكمية الماء المضافة ، ومتى تضاف تستدعى معرفة المحتوى الرطوبى وتوزيعه بالقطاع الأرضى وكذا جهد الشد الرطوبى المقابل كذلك عند اختبارنا لكفاءة نظام الرى فإن أهم ما نعتمد عليه هو مدى توزيع الرطوبة الأرضية رأسيا وأفقيا . ولهذا فسنتناول بالذكر بعضا من تلك الطرق ذات الصفة العملية والمرتبطة بالرى .

تقدير الرطوبة بالوزن gravimetric

تعتبر طريقة تجفيف عينات الأرض بالفرن على درجة حرارة ١٠٥ مئوية حتى ثبوت وزنها هي الطريقة الأساسية لتقدير الرطوبة الأرضية . وفي الحقيقة فانه لا يتخلص من كل الماء الموجود بالعينة بهذه الطريقة إذ قد يلزم تسخين العينة الطينية على درجة حرارة أعلا من ذلك للتخلص من كل مائها . وتعرف الأرض بأن محتواها الرطوبي يساوي صفرا عندما تجفف في فراغ Vacuum مستخدمين قوتها كمادة مجففة desiccant وبذلك تصل العينة إلى حالة إتزان في جو ذا ضغط بخاري منخفض جداً وعند درجة الحرارة العادية .

ولما كان المحتوى الرطوبي يختلف من مكان لآخر نظراً لإختلاف توزيع جذور النباتات وكذا قدرتها على الامتصاص ، وعدم تجانس توزيع الرطوبة عند الري نتيجة لإختلاف البناء والتوزيع الحجمي للسلم والقوام وتعاقب الطبقات لذا فان جمع العينات بطريقة عشوائية يظهر تأثير هذه الإختلافات . وهذا يستدعي جمع عدد كبير من العينات لضمان دقة تمثيل المحتوى الرطوبي للمنطقة المراد تقديرها . ويعتبر الحصول على معامل أختلاف Coefficient of variability قدره ١٠٪ أمراً مقبولا عند تقدير الرطوبة على عينات مأخوذة من الحقل ، وكلما زاد تباين صفات الأرض والظروف المحيطة كلما زاد عدد العينات الواجب جمعها لتقدير الرطوبة . ويمكن القول بأنه يلزم جمع ١٠ عينات لتقدير متوسط المحتوى الرطوبي في حدود ١٪ ، جمع ٢٥ — ٣٠ عينة لتقديره في حدود ٥٠٪

وبالرغم من أن لتقدير الرطوبة بهذه الطريقة عيوبا أبرزها كثرة عدد العينات

الواجب أخذها وما يتبع ذلك من مجهود لتحضيرها وتقديرها وتأخر معرفة النتائج لفترة أقلها ٢٤ ساعة بالإضافة إلى صعوبة تتبع التغيرات اليومية فى الرطوبة لمنطقة ما بالقطاع دون إحداث تغيرات مستمرة بالاراض والنبات، إلا أن هذه الطريقة مازالت هى الطريقة الرئيسية والقياسية بالنسبة لباقى الطرق .

تؤخذ العينة بأحدى أدوات أخذ العينات المناسبة والمبينة بالشكل رقم (٢٢) وتحفظ فى علب ألومنيوم أو علب كرتون مغطى بالشمع أو أكياس من الفايلون محكمة القفل حتى لاتفقد العينة بعض محتواها الرطوبى أو تتغير خواصها الكيماوية، مع كتابة البيانات اللازمة ووضع نسخة منها مع العينه وأخرى ظاهرة بالخارج . توزن العينة الرطبة ثم تجفف على درجة حرارة ١٠٥ - ١١٠ مئوية إلى أن يثبت وزنها ثم يقدر المحتوى الرطوبى والذى يمكن التعبير عنه بالآتى:-

أ - النسبة المئوية الرطوبه على أساس الوزن الجاف « P_w »

$$P_w = \frac{\Delta w}{M} \times 100$$ والذى يساوى

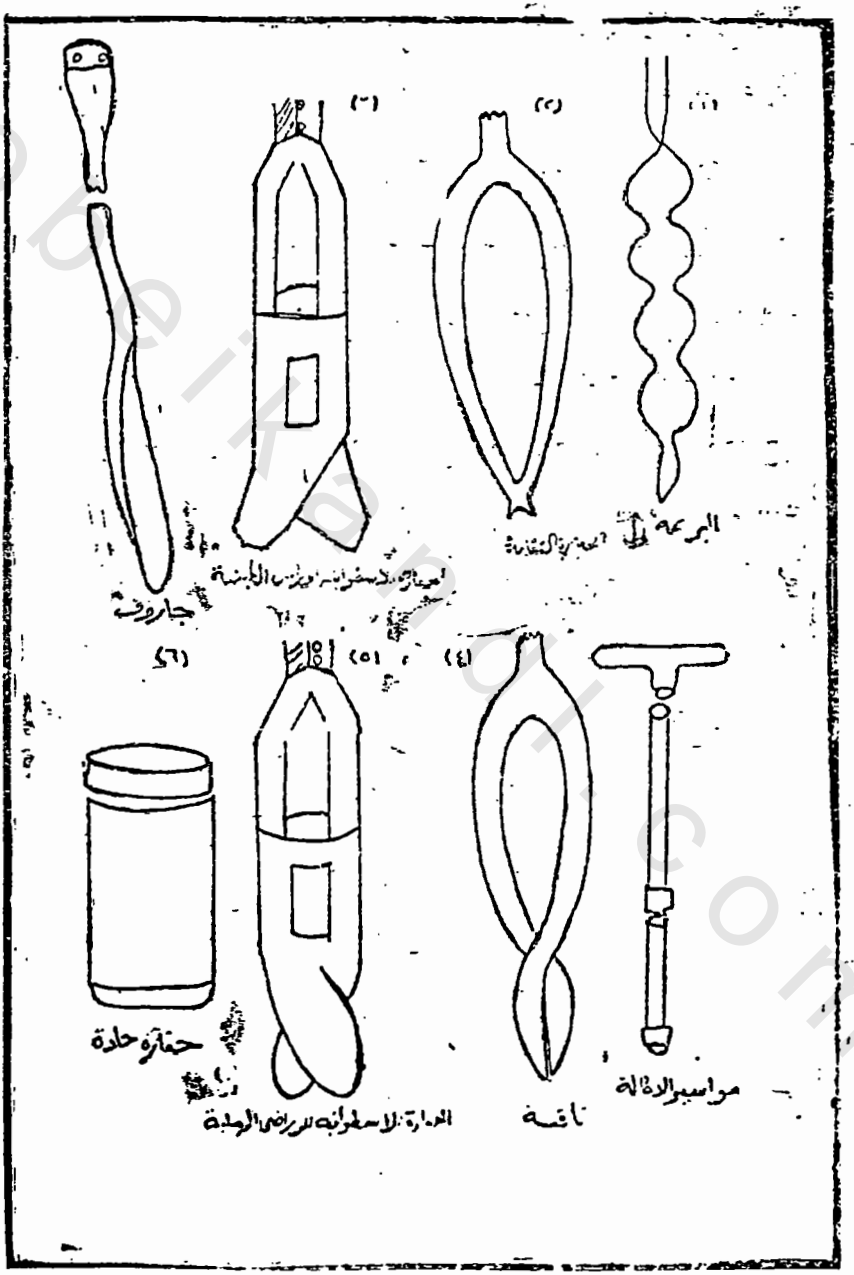
حيث Δ_w الفقد فى الرطوبة بالعينة M وزن العينة الجافة

ب - النسبة المئوية الرطوبة على أساس الحجم « P_v »

$$Pv = Pw \cdot \frac{Q\,a}{Q_\omega}$$ والذى يساوى

حيث Q_a الكثافه الظاهريه للعينه (جرام/سم٣)، ρ_ω كثافه الماء .

ويفضل التعبير عن المحتوى الرطوبى على اساس الحجم إذ أن إهتمامنا الأساسى ينصب على معرفه ذلك الحجم من الماء الميسر للجذور المنتشرة بحجم معين من


(١)
البرمة
(٢)
(٣)
(٤)
ناقة
مراسير الازالة
(٥)
(٦)
حفارة حادة

الأرض . كما ان ذلك يسهل معرفتنا لعمق الماء الموجود بعمق معين من الأرض وكذا مقدار الماء اللازم لتوصيل المحتوى الرطوبي إلى عمق معين ، ومع أهمية تقدير الرطوبة على أساس الحجم فانه يصعب أخذ عينات حجمية للارض دون إحداث تغيرات بها علاوه على ما يحدثه وجود جذور النبات ، والشقوق ، الحصى والأحجار من اختلافات لحجم العينة الفعلى مما يستدعى زيادة عدد العينات الممثلة للمجموع . ولهذا فانه كثير ما نستدل على النسبه المئوية الرطوبة على أساس الحجم من معرفتنا لكثافة الأرض الظاهرية والنسبة المئوية الرطوبة على أساس الوزن الجاف مستخدمين العلاقة السابقة .

حـ ـ عمق الماء « b »

والذى يساوى $$d = D\left(\frac{\Delta P\omega}{100}\right)\cdot\frac{Q\,a}{Q\,\omega}$$

حيث : D العمق المراد رفع محتواه الرطوبى وبنفس الوحدات المستخدمة للتعبير عن d . وكثيراً ما يستخدم المشتغلون بأرى هذه الطريقة للتعبير عن المحتوى الرطوبى بالأرض وكذا كمية الماء المضافة لتوصيل قطاع الأرض إلى عمق ما لدرجة رطوبة معينة كما يستخدم هذا التعبير للدلالة على كمية الماء المستهلك بالبخر والنتح من قطاع الأرض والتى لها أهمية بالغة فى تقدير الإحتياجات المائية للنبات .

احدى الطرق السريعة لتقدير المحتوى الرطوبى

A rapid method of soil moisture determination

نظراً لما يستنفذه تقدير الرطوبه من وقت بين أخذ العينات ومعرفة محتواها الرطوبى مع ضرورة وجود فرن للتجفيف ، لذا فان البحث ما زال مستمرا

للتوصل إلى طريقة سريعة تتلافى هذه العيوب ، والاحتياجات الخاصة. والطريقة التاليه هى إحدى الطرق الحديثة والمبسطة الهادفة إلى تحقيق هذا الغرض .

وتعتمد هذه الطريقة على أن إضافة أرض رطبة إلى قنينة بها سائل ستؤدى إلى زيادة (V) فى حجم السائل الأصلى مساوية لحجم الماء بالأرض (V_ω) مضافا إليه حجم حبيبات الأرض الصلبه (Vs)

اى ان $$V_i = V_s + V_\omega$$

غير ان $$V_s = W_s / Q_r$$

حيث W_s وزن الأرض الجافه تماما ، Q_r الكثافه الحقيقيه للارض

وبمعنى آخر فان $$V_i \equiv W_s / Q_r + V_\omega$$

ولما كان وزن الأرض الجافه (W_s) يساوى وزن الأرض الرطبه (W_{sm}) مطروحا منه وزن الماء (W_ω) والذى يمكن ان تساوى قيمته حجم الماء (V_ω) على فرض ان كثافته ١ جم/ سم٣ . لذا فإن العلاقه السابقه يمكن كتابتها كالاتى :

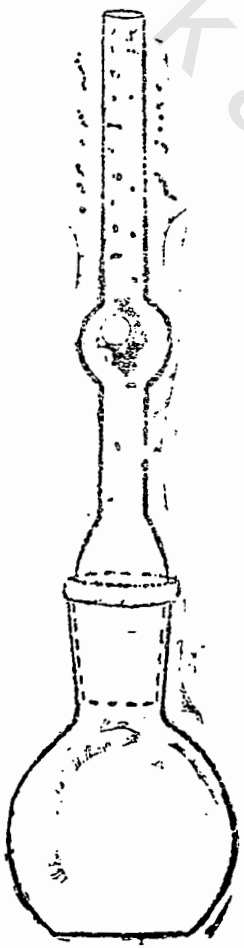
$$V_i = (W_{sm} - W_\omega) / Q_r + W_\omega$$

ومن ثم

$$W_\omega = (Q_r V_i - W_{sm} Q_r - ١)$$

ومن هذا نرى أنه بمعرفتنا لوزن الأرض الرطبه (W_{sm}) ، والزيادة فى الحجم (V_i) ، والكثافة الحقيقيه للأرض (Q_r) يمكن تقدير الرطوبة على أساس الوزن الجاف من العلاقة السابقة .

والجهاز المستخدم بهذه الطريقة هو المبين بالشكل رقم (٢٣) والمكون من قنينه زجاجيه تعلوها سداده على هيئة أنبوبة مدرجة تعطى النسبة المئوية للرطوبة على أساس الوزن الجاف وكذا الزيادة فى حجم السائل بالملليتر ويختبر حجم القنينة حتى علامة الـ ١٠٠ مل باضافة ٥٠ مل من الماء بالماصة على دفعتين ، ثم تفرغ القنينة وتصفى . يوضع ٢٠ جرام من الأرض الرطبة ويضاف إليها ٥٠ مل ماء بالماصة وتغطى بالسدادة وترج محتوياتها بشدة ثم تترك لمدة ½ دقيقة يضاف بعدها ٥٠ مل ماء بالماصة ويرطه ثم تترك جانبا لمدة دقيقه لتطفو الفقاقيع الهوائية والمادة المضويه على السطح ، يقرأ على التدريج النسبه المئويه للرطوبة على اساس الوزن



شكل ٢٣ - جهاز لقياس الرطوبة الأرضية والكثافة الحقيقية

الجاف عند سطح التقعر السفلى للماء ، أو الزيادة فى الحجم ومنها تحسب الرطوبة باستخدام العلاقة السابق التوصل إليها .

ومن واقع النتائج التى قدمها أصحاب هذه الطريقة لأنواع عديدة من الأراضى المختلفة فى قوامها ومحتواها الرطوبى والمادة العضوية بها فانهم يوصون باستخدامها خصوصا فى برامج الرى نظراً لسرعتها وسهولتها وبساطتها وتطابق نتائجها مع تلك المتحصل عليها عند تجفيف العينات بالفرن .

الطرق الحسية لتقدير المحتوى الرطوبى

Moisture determination by feel edd appearance of soil

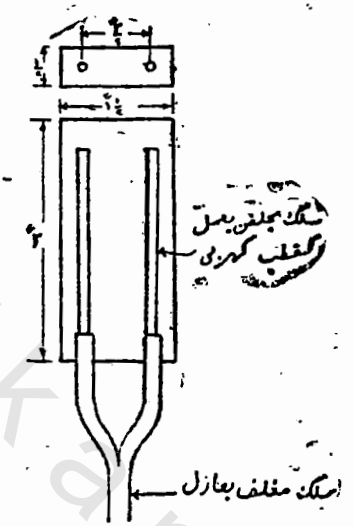
كثيرا ما يعتمد ذوى الخبرة من رجال الحقل المشتغلين بالأراضى والرى على بعض الطرق الحسية ومظهر الأرض عند تقديرهم الرطوبة الأرضية خصوصا فيما يتعلق بتلك النسبة من الماء المتيسر والباقية بالأرض . وقد لاحظ كثيرا إلى هذه الطريقة خصوصا عند غياب غيرها من الطرق ، ولهذا فانه من الضرورى التعرف عليها لا تصاب الخبرة مع إختيار نتائجها من آن لآخر بالطرق الأكثر دقة . والجدول رقم (٤) يسترشد به لتقدير الماء المتيسر بالأرض .

تقدير الرطوبة والشد الرطوبى باستخدام المقاومة للتوصيل الكهربائى

Electrical resistance blocks

لقد اقترح Cardner ١٩١٨ إستخدام المقاومة للتوصيل الكهربائى بين قطبين كدليل على الرطوبة الأرضية . غير أن كيفية إيجاد إتصال وثيق بين الأرض والقطب الكهربى ما زالت عرضة للبحث المستمر للتوصل إلى أفضل الطرق — فهناك Bouyoucos blocks أو Gypsum blocks وهى المبينة

بالشكل رقم (٢٤) وفيها يدفن قطبي السلك الكهربي داخل قالب على هيئة متوازي المستطيلات من الجبس الطبي أو Plaster of paris وهذه توضع



ب

شكل ٢٤ - ا - جهاز لقياس المقاومة للتوصيل الكهربائي مع قالب جبس Gypsum block

ب - قطاع يبين تفاصيل قالب الجبس المستخدم لإيجاد الرطوبة الارضية .

بدورها على العمق المراد معرفة المحتوى الرطوبي أو جهد الشد الرطوبي عنده . وتتغير الظروف المائية بهذه القوالب الجبسية تبعا لتغير مشابه في ظروف الأرض المائية كما ينعكس هذا التغير بالقوالب الجبسية على مدى المقاومة للتوصيل الكهربي بين القطبين . وتمتاز القوالب المصنوعة من Plaeter of paris ببناء مسامي يشجع على قياس المقاومة في مدى رطوبي معقول غير أن حساسيتها تقل عند الرطوبة المرتفعة . ولما كان المحلول المائي بالقوالب الجبسية يبقى مشبعا بكبريتات الكالسيوم لذا فان مقاومتها لا تتأثر كثيراً بالتغير في تركيز المحلول

جدول ٤ ـ مدى الرطوبة الميسرة بالارض مقدرة بالطرق الحسية

الماء الميسر بالارض	الحس ومظهر الارض			
	قوام خشن	قوام متوسط الخشونة	قوام متوسط	قوام ناعم إلى ناعم جدا
صفر - ٢٥ ٪	جافة ـ مفككة ـ الحبيبات فردية وتنساب من خلال الاصابع	جافة ـ مفككة ـ تنساب من خلال الاصابع	جافة ـ مسحوقية ـ احيانا تتكون قشرة بسيطة تتكسر بسهولة إلى حالة مسحوقية	صلبة ـ مشققة ـ احيانا ما يوجد بناء فتاتي مفكك على السطح
٢٥ - ٥٠ ٪	تظهر كما لو كانت جافة ولا تتكور × الضغط	تظهر كما لو كانت جافة ولا تتكور	يتأثر فتاتي إلى حد ما ولكن تتماسك مع بعضها نتيجة للضغط	تتشكل إلى حد ما وتتكور نتيجة للضغط .
٥٠ - ٧٥ ٪	تظهر كما لو كانت جافة ولا تتكور بالضغط	تميل إلى التكور ولكن نادرا ما تتماسك مع بعضها .	تكون كرة لدنة إلى حد ما واحيانا ما تتزلق بدرجة بسيطة عند ضغطها	تتكور وتكون شرائط بين الإبهام والسبابه

الماء المتيسر بالارض	الجس ومظهر الارض			
	قوام خشن	قوام متوسط الخشونة	قوام متوسط	قوام ناعم إلى ناعم جدا
٧٥-١٠٠ ٪	تميل إلى الالصاق البسيط بعضها احيانا تكون كرة ضعيفة جداً نتيجة للضغط	تكون كرة ضعيفة تتكسر بسهولة ولاتنزلق .	تتكور وتتشكل بسهولة كما تنزلق بسهولة عند احتوائها على نسبة مرتفعة من الطين	تكون شرائط بسهولة بين الاصابع كما تنزلق بسهولة
١٠٠ ٪ عند السعة الحقلية	عند عصر العينه باليد لايظهر ماء حر ولكن الكره المتكونه بالضغط تبال راحة اليد	عند عصر العينه باليد لايظهر ماء حر، ولكن الكرة المتكونه بالضغط تبال راحة اليد .	عند عصر العينه باليد لايظهر ماء حر، ولكن الكرة المتكونة بالضغط تبال راحة اليد	عند عصر العينه باليد لايظهر ماء حر، ولكن الكرة المتكونة بالضغط تبال راحة اليد .

(x) تتكون الكرة عندما تملأ قبضه اليد بالارض وتضغط العينه بقوة .

الأرضى . غير أن إحتمال آكل الجبس أو السالك الكهربى مع الزمن وتأثر حساسية القوالب الجبسية بالتوزيع الحجمى للمسام علاوة على تغيرها مع الزمن يستدعى ألا يزيد فترة أستخدامها بالأرض عن ٢ — ٣ سنوات . وهناك أنواع أخرى من قوالب المقاومة مثل Nylon, fiberglass, Ceramic تتشابه فى الفكرة الأساسية وإن أختلفت فى نوع المادة المصاحبة المغلفة للقطبين الكهربيين . وتمتاز الـ Ny'on blocks بحساسيتها ضد الرطوبة المرتفعة وأنها أقل عرضه للتآكل ولكنها أكثر حساسيه للملوحة

وتتوقف نظريه إستخدام هذه الأجهزة على أن التوصيل الكهربى لعينة أرض ما يقل بانخفاض محتواها الرطوبى . وبمعنى آخر فان المقاومة التى تبديها الارض للتوصيل الكهربى تزداد بانخفاض المحتوى الرطوبى ولذلك فانه يمكن معرفة المقاومة التى تمثلها الارض إذا ما وصلت بدائرة كهربائية تحتوى مع قلاب مقاومات معلومة كذلك على وحدة يجاز Bouyoucos moisture m ter المبين بالشكل رقم (٢٤) . وعند وضع كل المقاومه فى إتصال جيد بالارض فان الماء سوف يتحرك خلالها . وعند الاتزان فانه يمكن قراءة المقاومة على الجهاز والتى تمثل مقاومة الارض للتوصيل الكهربى وبقياس المقاومات المتحصل عليها عند وضع قوالب المقاومة فى أرض ذات درجات رطوبة مختلفة أو شد رطوبى مختلف فانه يمكن رسم منحنى قياسى يمكن بواسطته إيجاد النسبة المئوية الرطوبة أو الشد الرطوبى بمثل هذه الاراضى عند وضع قوالب المقاومة على الاعماق المطلوبة ثم قياس درجة مقاومتها . ولذا فانه من المميزات المشجعه على إستخدام هذه الطريقة سهولتها متى توفرت الأجهزة وقياسها للمحتوى او الشد الرطوبى على الأعماق المطلوبة دون الحاجة الى أخذ عينات من الارض .

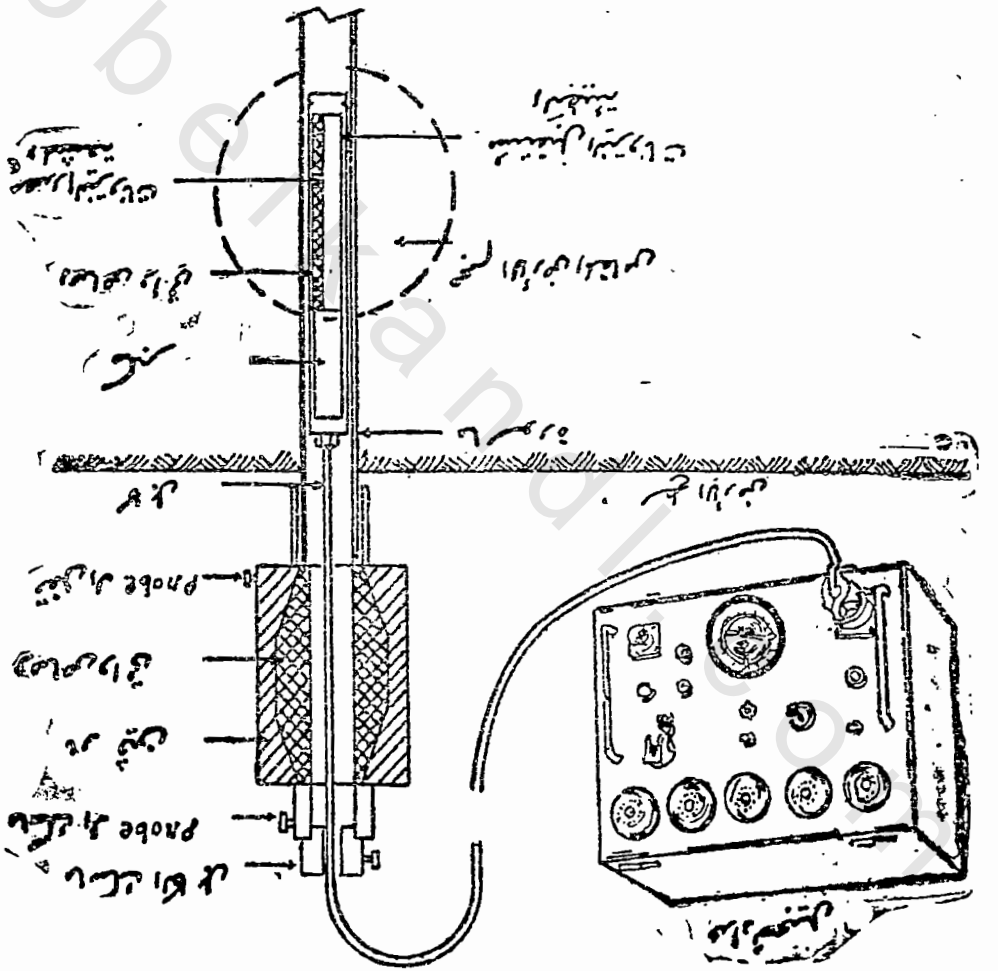
تقدير المحتوى الرطوبى بطريقة تشتت النيترونات :

Determination of Soil moisture content by the neutron moisture meter

حديثا أستخدمت المواد المشعه Radioactive لقياس المحتوى الرطوبى فى الارض . وتعتمد فكرتها الأساسيه على إختلاف درجات تشتت الأشعاعات عند ما توضع فى إتصال مع مواد ذات محتوى رطوبى مختلف ، أى يعطى قياس هذا التشتت المحتوى الرطوبى للأراضى بدقه لا بأس بها . وتطبق هذه الفكرة الأساسيه باستخدام راديوم — بريليوم مشع كمصدر للنيترونات السريعه Fast neutron source مع جهاز إستدلال حساس للتشتت الأشعاعى Slow neutron detector وكذا عداد Sea er الأنجيل . ويبين الشكل رقم (٢٥) أجزاء جهاز Gauge — d/M المستخدم لقياس الرطوبه بطريقه تشتت النيترونات .

تجرى القياسات بإنزال حامل المصدر المشع Probe داخل ماسورة إلى الطبقه المراد قياس الرطوبه بها عن طريق سلك كهربائى Cable ثم تسجل على العداد وبعد دقيقه فى المتوسط عدد الإشارات Impulses المرسلة من حامل المصدر المشع ويمكن باستخدام منحنيات قياسيه ربط العلاقه بين المحتوى الرطوبى بالحجم وما سجلة العداد فى الدقيقه إيجاد الرطوبه الأرضيه فى وقت وجيز جداً وذلك لحجم من الارض يختلف باختلاف محتواها الرطوبى . ويمثل فى المتوسط حجم كرة قطرها حوالى ٣٥سم تزداد إلى ٧٥ سم مع إنخفاض المحتوى الرطوبى وذلك لأبعاد على عمق ٣٠ سم إلى ٦٠سم ولاتأثر هذه الطريقه بتركيز الأملاح بالارض أو قوامها مع سهولة تكرار القياسات دون حدوث أضرار للنبات أو الارض غير أن الثمن الاصلى لمثل هذه الأجهزة يعتبر مرتفعا ويخشى من أخطار الإشاعات إذا أسىء إستخدامها .

ومن الناحية النظرية فان النيترونات المنبعثة من المصدر المشع تمثل جسيمات غير مشحونة Uncharged particles ولها تقريبا نفس وزن ذرة الأيدروجين والموجود فى الارض كمكون للماء . عند إنبعاث هذه النيترونات من مصدر الاشعاع فانها تصطدم بغيرها من الذرات وتتبعثر فى كل إتجاه ويؤدى كل



شكل ٢٥- رسم توضيحى لجهاز Gauge - d/M المستخدم لقياس المحتوى الرطوبى بطريقة الشنت النيترونات

إصطدام إلى فقد فى جزء من الطاقة الحركيـــة للذرات ، ومع إستمرار التصادم والإنخفاض فى الطاقة فانها تقرب من متوسط الطاقة الحركية للذرات فى الوسط المحيط وعند هذا المستوى المنخفض للطاقة فان النيترونات تعرف بأنهـا نيترونات بطيئة Slow neutrons ومتوسط الفقد للنيترونات السريعة يزداد عند إصطدامها بذرات ذات وزن جزيئى منخفض كذرات الايدروجين والتى يغلب وجودها فى الأرض المعدنية كمكون لجزىء الماء . هذه النيترونات البطيئة ترتد ثانية إلى الجهاز الحامل للمصدر المشع probe والمزود بجهاز Detector ومنها إلى Amplifier الـ Scaler . وعلى هذا فان عدد النيترونات المرتدة فى وحدة الزمن تؤخذ كدليل لتركيز الإيدروجين فى الوسط الخـــارجى أى المحتوى الرطوبى فى الأراضى المعدنية .

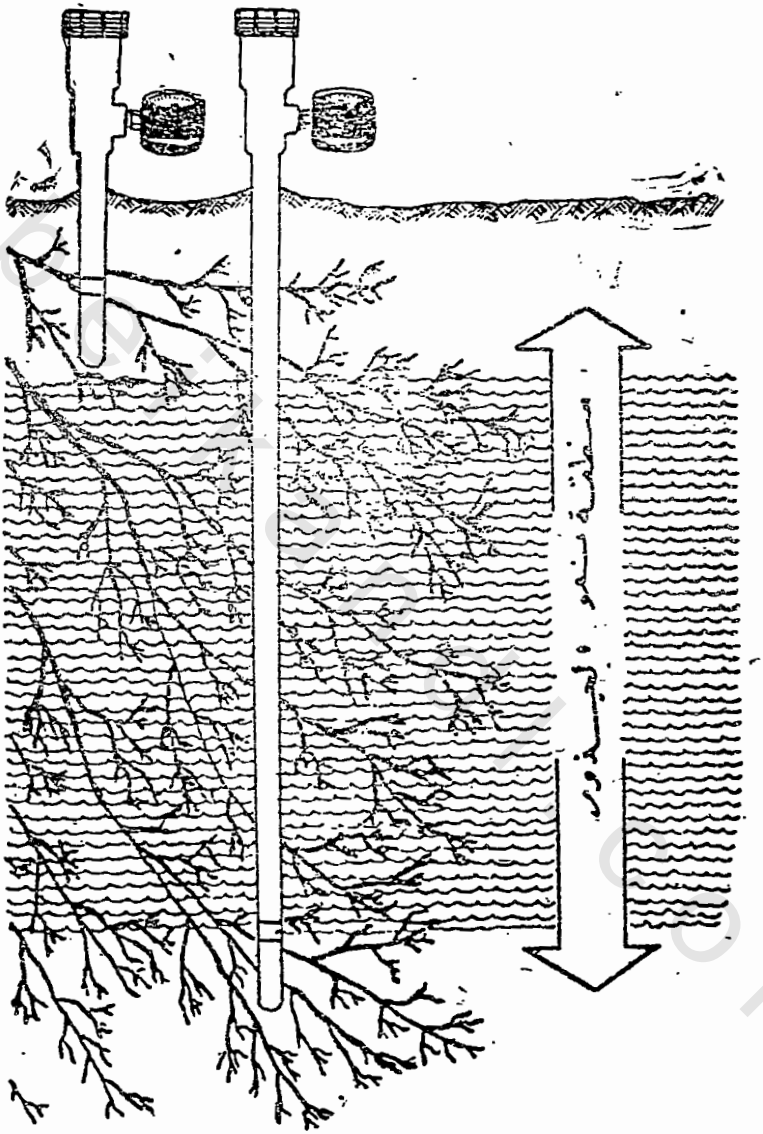
قياس الشد الرطوبى باستخدام التنشيومترات :

Meagurement of soil moisture tension by tensiometers

تستخدم التنشيومترات لقيـــاس الشد الرطوبى الناشىء عن الـ Matric forces (القوى المؤثرة على المـاء نتيجة لوجود الصورة الصلبة) . وتعتمد الفكرة الأساسية لإستخدام التنشيومترات على حدوث إتزان بين جهد الماء بداخله مع الشد الرطوبى بالأرض عند اتصالها خلال مسام الوعاء المسامى porous cup . ويقاس الشد الرطوبى إما بمانومتر زئبقى أن مقياس لقوة الشد Vacuum gauge .

ويتكون الجهاز من وعاء مخروطى مسامى من السيراميك يسمح بمرور الماء خلاله حتى فرق ضغط قدره ٨٥ر٠ ضغط جوى ثم يصبح مقفلاً تماماً . يتصل بهذا الوعاء المخروطى أنبوبة ذات أطوال مختلفة تبعاً للعمق المراد وضع الوعاء

المخروطى عنده و يعنى آخر العمق المراد قياس الشد الرطوبى عنده كما فى الشكل رقم (٢٦) . هذه الأنبوبة المملوءة تماما بالماء السابق غليه لطرد الهواء منه تتصل



شكل ٢٦ مكان وضع أجهزة قياس الشد الرطوبى Tensiometers بالنسبة لمنطقة نمو الجذور بأشجار الفاكهة والمحاصيل المتعمقة الجذور

بطريقة محكمة مع جهاز قياس قوة الشد وعند وضع التنشيومتر بالأرض يجب العمل على إيجاد إتصال وثيق بين الوعاء المخروطى والأرض للاسراع من الوصول إلى حالة الإتزان بينهما ولهذا تعمل بالبريمة Auger حفرة صغيرة ذات قطر أكبر من قطر التنشيومتر ثم يوضع بها مع دفع طرفه المسامى خلال الإرض لضمان جودة الاتصال بينها وإذا تعذر ذلك لكون الارض جافة مثلا فيجب ترطيبها بقليل من الماء ثم يعاد ردم الحفرة وكبسها حول أنبوبة التنشيومتر . هذا ويجب حماية الاجزاء الظاهرة من التنشيومتر من الاشعة الشمسية إذ أن إرتفاع درجة حرارتها سيؤثر على الضغط البخارى وبالتالى على نتائج القياس .

وإذا ما تصورنا جهاز التنشيومتر عند وضعه بالأرض عقب الرى مباشرة فإن فرق الضغط فى هذه الحالة سيكون أقل ما يمكن ثم مع إستمرار إستهلاك النبات للماء أو فقده بالبخر أو الصرف فان جزء من الماء الموجود بالتنشيومتر سوف يتحرك للخارج تاركا فراغا جزئيا Artial Vacuum تسجله أجهزة قياس قوة الشد حتى ٨٥ر٠ ضغط جوى وإذا ما رويت الارض قبل ذلك فإن الفراغ الجزئى سوف يسحب الماء لداخل الجهاز من الخارج وبالتالى تنخفض قراءة أجهزة قياس قوة الشد . وفى الواقع فان الجهاز بهذه الصورة يمثل مستوى السهولة أو الصعوبة التى يمكن لجذور النبات إمتصاص الماء بها . أى أنها فى حد ذاتها لاتقيس المحتوى الرطوبى فقد تحصل على نفس القراءة لا جهزة قياس قوة الشد رغم إختلاف المحتوى الرطوبى للأرض . وما يهمنا فى الواقع من حيث علاقة النبات بالماء هو الشد الرطوبى أساسا وليس المحتوى الرطوب .

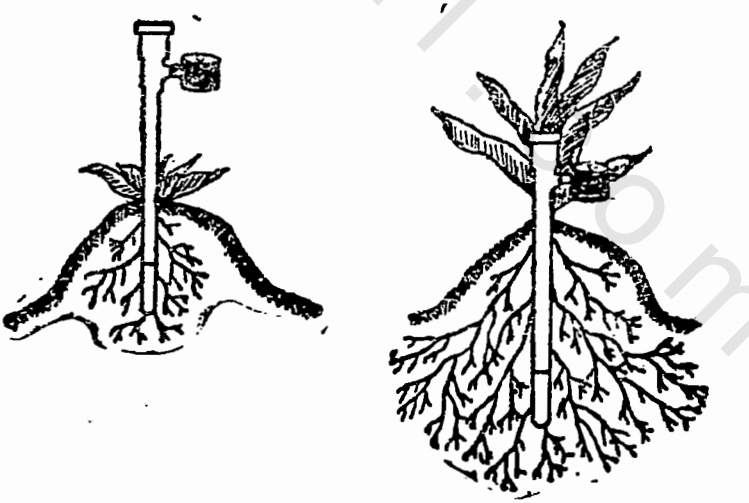
ولما كان جهاز التنشيومتر محدود الإستعمال لمجال شد رطوبى قدره ٨٥ ر٠

ضغط جوى لذ فإن صلاحيته للاستعمال تعتبر محدودة بالأراضى الطينية إذ تفقد جزء من مائها الميسر عند هـــذا الشد الرطوبى . وعلى العكس من ذلك بالنسبة للأراضى الرملية فهى النوع الأكثر ملائمة لاستخدام أجهزة التنشيومترات الدلالة على مدى الحاجة للرى . وعلاوة على ذلك فإن إستخدام التنشيومترات يمكن من تتبع التغيرات فى الجهد الرطوبى بطريقة سريعة دون الحاجة إلى أخذ عينات وما يتبع ذلك من مجهود وتغيرات الأرض والنبات . كما يستفاد بها عند تتبع التوزيع الرطوبى فى الأرض بعد الرى وما لذلك من أهمية فى تحديد كفاءة الرى وإنتقال الأسمدة مع المياه بالقطاع . وتصلح كذلك مع جميع طرق الرى بما فيها الرى بالرش .

ومن الناحية العملية فإن عدد التنشيومترات اللازمة لحقل ما تعتمد على مدى الإختلاف فى خواص القوام ومدى تجانس القطاع مع العمق . وتحت الظروف الملائمة ـــ أرض مستوية ، متجانسة الخواص ، كبر المساحة المروية ـ فقد يكفى جهاز واحـــد لكل ٢٠ فدان أو أكثر . وفى أسوء الظروف فقـــد يحتاج إلى جهاز واحـــد لكل فدان . وعند الرى بالخطوط أو الأحواض يوضع جهاز بالقرب من منطقة دخول الماء وآخر عند نهاية الحقل للاستفادة من ذلك فى تعديل نظام الرى بما يسمح بكفاءة أعلا . ويعتبر المكان المثالى لوضع الجهاز هو بالقرب من جانب النبات أو جذع الشجرة من داخل الخط . أما عند الرى بالرش فإن التوزيع المتجانس لمياة الرى يحدد إستخدام التنشيومترات فى المواضع التى تختلف بها طبيعة الأرض .

وقد توضع الأجهزة بالقرب من نباتات جيدة النمو وأخرى ضعيفة للمقارنة بينهما مع إستخدام القياسات المتحصل عليها . النباتات القوية كنموذج يهتدى

به فى تعديل نظام الرى للنباتات الضعيفة. هذا ويجب تتبع مسلك الأجهزة والنباتات بالأرض عما قد يستدعى إجراء تعديل مواضعها أو أعماقها . ولما كانت النباتات تختلف فى طبيعة جذورها وتعمقها لذا فإن إختيار العمق المناسب لكل نوع منها يعتبر ذا أهمية خاصة من الناحية العملية والإقتصادية . وينصح فى كثير من الأحيان بوضع جهازين عند كل محطة قياس على عمقين مختلفين كما هو مبين بالشكل رقم (٢٦) بحيث يكون الطرف المسامى للعلوى منهما فى حدود ١/٤ عمق الجذور الفعلى والسفلى منهما عند ٣/٤ هذا العمق وذلك للإسترشاد بهما عند تحديد بداية الحاجة للرى (الجهاز القريب من السطح) وكذا مدى تعمق الرطوبة وكفايتها بالجزء السفلى من القطاع (الجهاز البعيد عن السطح) . أما فى حالة المحاصيل ذات الجذور السطحية (أقل من ٥٠ سم عمق) فيكتفى بجهاز واحد على أن يعمق وضع الطرف المسامى فى الأرض مع كبر النبات فى الحجم كما هو موضح بالشكل رقم (٢٧) .



شكل ٢٧ - تغيير مكان وضع جهاز الشد الرطوبى عبر النبات
إلى اليسار - نبات صغير العمر وإلى اليمين - نبات متقدم العمر

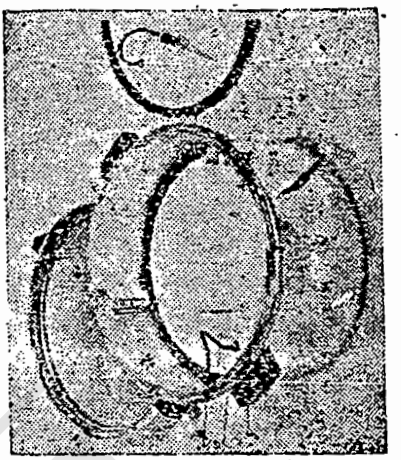
وينصح بعدم لوضع أجهزة التنشيومترات فى بطن الخطوط أو المواضع المنخفضة من سطح الأرض إذ أن تجمع المياه بهذا المناطق سوف يعطى نتائج خاطئة تقل من قيمة الشد الرطوبى عن المناطق المجاورة .

قياس الشد الرطوبى باستعمال اجهزة الضغط :

pressure plate, pressure membrane

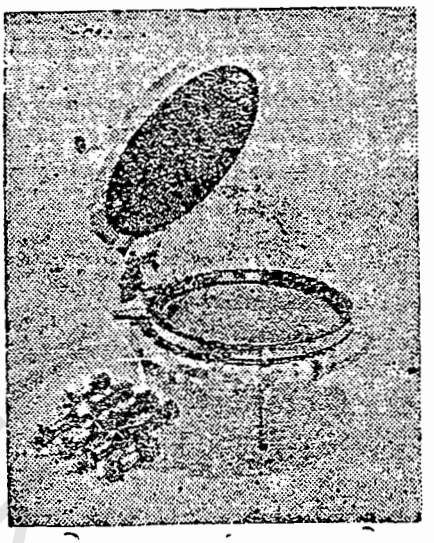
نظراً لأهمية الجهد الرطوبى فى تحديد علاقة النبات بالماء وعدم كفاية مجال التنشيومتر للعمل بكفاءة فى بعض أنواع الأراضى فان إستخدام الأجهزة الخاصة بقياس الشد الرطوبى لمدى واسع قد يزيد عن ١٥ ضغط جوى يعتبر أمراً مفيداً لتحديد مدى الحاجة للرى . ولو أن هذه الطرق تعتبر طرقا معملية إلا أنها تستخدم لمعرفة وإيجاد منحنيات الشد الرطوبى والتى منها نعرف سلوك الأراضى فى علاقتها بالماء ومجال الماء الميسر للنبات كما تستخدم لعمل المنحنيات القياسية لأجهزة قياس الرطوبة بالأرض والتى يستدل منها على الشد الرطوبى .

ويتكون جهاز الـ pressure plate المبين بالشكل رقم (٢٨) من قرص مسامى من السيراميك ترضع عليه عينات الأرض داخل حلقات من المطاط وتشبع بالماء ثم يوضع هذا القرص فى إناء محكم يتحمل الضغط pressure cooker ويوصل الجهاز بضغط الهواء المعلوم . وعند حدوث الاتزان يمنع خروج الماء من عينات الأرض وهنا تصبح قوة مسك الأرض للماء مساوية للضغط المبذول . وبتقدير الرطوبة فى عينات الأرض عند مراحل مختلفة من الإتزان فانه يمكن رسم العلاقة بين القوى المسوك بها الماء فى الأرض وبين المحتوى الرطوبى ويستعمل هذا الجهاز حتى ضغط قدره ١ - ٢ ضغط جوى أى إلى أن يصبح القرص المسامى منفذاً للهواء .

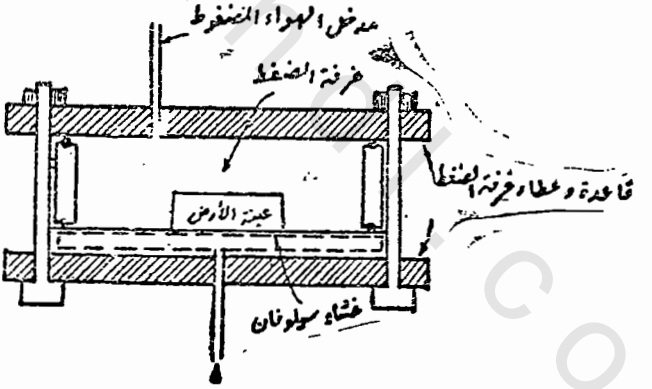


شكل ٢٨ - جهاز Pressure plate

أما جهاز الـ Pressure membrane فيعتمد على نفس الأساس النظرى السابق ويستعمل لقياس شد رطوبى يصل إلى ١٥ ضغط جوى واكثر ولذا فإن الجهاز مصنوع من الصلب ومصمم لتحمل الضغوط المرتفعة (شكل ٢٩) كما ان الغشاء المصنوع من السلوفان أو السايلوز لا يسمح بمرور الهـــواء حتى ضغوط مرتفعة .



(أ)



(ب)

شكل ٢٩ - (أ) جهاز Pressure membrane

(ب) قطاع يبين بعض تفاصيل الجهاز عند الإستعمال