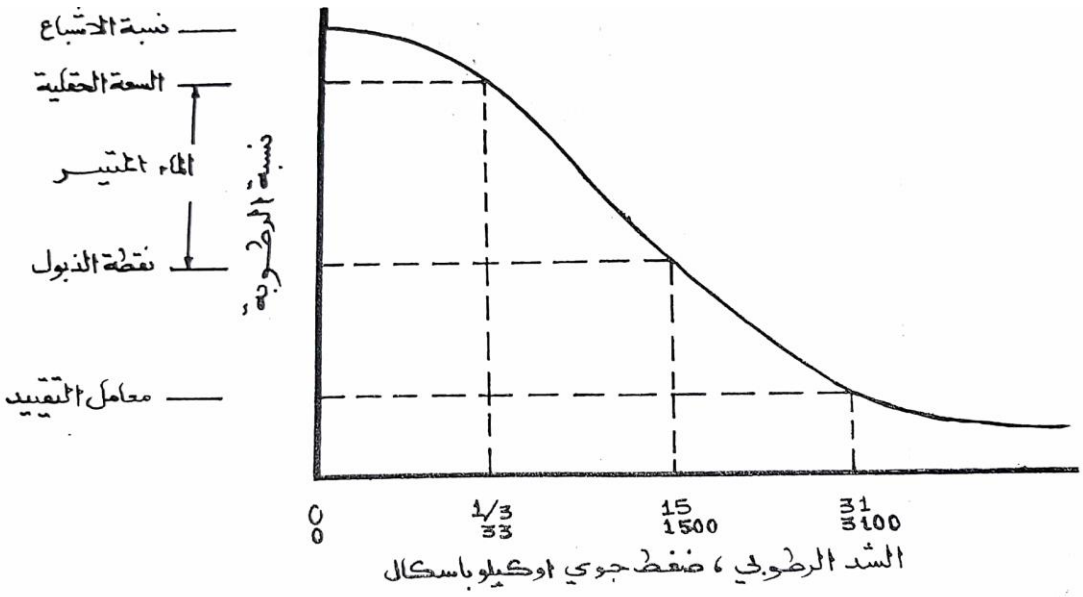
المادة: الري **المرحلة: الثالثة**
المحاضرة الثانية **القسم: التربة والموارد المائية**

العلاقة بين رطوبة التربة والشد الرطوبي:
يعرف الشد الرطوبي للتربة بانة القوة المسلطة على وحده المساحة لازالة الماء من التربة، ويمكن قياس الشد الرطوبي في التربة بعدد من الوحدات الضغط الجوي والبار حيث ان:

الضغط الجـوي	البـار
1 ضغط جوي= 1036 سم ماء	1 بار=10^6 داين/سم^2
=76.39 سـم زئبق	= 1023سـم ماء
= 1.013 ×10^6 داين/سـم^2	= 1000 مليبار
	= 100 كيلو باسكال

ان معرفة علاقات الشد الرطوبي تساعد في معرفة المحتوى الرطوبي للتربة ، اذ ان الشد الرطوبي ينخفض كلما ابتعدنا عن سطح دقيقة التربة الى ان يصل بحدود الصفر عند التشبع وهذا يعني ان الشد الرطوبي للتربة ينخفض مع زيادة المحتوى الرطوبي للتربة، وعند تمثيل الشد الرطوبي لنسب مختلفة من رطوبة التربة نحصل على منحنى يسمى منحنى خصائص الرطوبة، تختلف اشكال منحنيات خصائص الرطوبة تبعا لاختلاف الترب من حيث تراكيبها ونسجاتها، اذ تمسك التربة ناعمة النسجة نسب اعلى من الرطوبة عند مديات معينة من الشد الرطوبي مقارنة بالترب خشنة النسجة وهذا يرجع الى زيادة نسب مساماتها البينية ومساحتها السطحية النوعية واحتوائها على نسب اعلى من الدقائق صغيرة الحجم مما يزيد من قابليتها على مسك الماء، ويمكن استخدام منحنيات خصائص الرطوبة لتقدير كميات مياه الري الواجب اضافتها ومعرفة مدى الحاجة الى تقارب فترات الري.



شكل يبين منحنى خصائص الرطوبة

القوى التي تمسك الماء في التربة:

هناك نوعان من القوى المؤثرة على مسك الماء في التربة:

1- قوى التلاصق adhesion forces: وهي القوى الناتجة عن تجاذب جزيئات الماء مع دقائق التربة، وهذا يحصل بسب وجود شحنات سالبة على سطوح دقائق التربة تجذب اليها جزيئات الماء المستقطبة بقوة تسمى قوة التلاصق.

2- قوى التماسك cohesion forces :يحصل التماسك بين جزيئات الماء بعضها مع البعض الاخر بفعل الاواصر الهيدروجينية, ان قوة التجاذب بين جزيئات الماء تسمى بقوة التماسك وتؤثر قوتا التماسك والتلاصق على كل من قابلية التربة على مسك الماء وحركة الماء في التربة.

تتحدد الطاقة التي يمسك بها ماء التربة بموقع جزيئات الماء من سطوح الدقائق الصلبة فكلما بعدت قلة قوة التجاذب وقل مقدار الطاقة التي يمسك بها ماء التربة.

جهد ماء التربة:

يعرف الجهد بانه كمية الشغل المنجز على وحدة الكتلة, لذلك عند قسمة كمية الطاقة في ماء التربة عند نقطة معينة على كتلة الماء نحصل على جهد الماء Ψw في تلك النقطة ولتسهيل دراسة جهد الماء يمكن تجزئته الى مكونات:

$$\Psi\omega = \Psi_p + \Psi_m + \Psi_o$$

حيث ان:

Ψw = جهد الماء Water potential

Ψp = جهد الضغط Pressure potential

Ψm = جهد المادة او الهيكل Matric potential

Ψo = جهد تركيز الاملاح (التنافذ) Osmatic potential

اما الجهد الكلي فيعبر عنه

$$\Psi t = \Psi p + \Psi m + \Psi g + \Psi o$$

حيث ان :

Ψ_t = الجهد الكلي total potential

Ψ_g = جهد الجاذبية Gravity potential

1- جهد الجذب الارضي(Ψg): ينشا هذا الجهد من تاثير قوة الجذب الارضي على الماء باتجاه مركز الارض، ويقاس بفرق الارتفاع بين نقطة معينة عن مستوى ثابت (مستوى المقارنة), فاذا كانت النقطة التي يراد قياس الجهد عندها تقع فوق مستوى المقارنة فان قيمة جهد الجذب الارضي تكون موجبة لان تأثير الجاذبية يكون نحو الاسفل, من هذا يتضح ان جهد الجذب الارضي يتحدد فقط بفرق الارتفاع عن مستوى المقارنة ولاعلاقة له بصفات التربة والماء.

2- جهد الضغط(Ψp): ينشا هذا الجهد عن القوى التي يسببها ضغط عمود الماء فوق التربة, ويكون عند اي نقطة مساويا للمسافة العمودية بين تلك النقطة ومستوى الماء الحر المرتبط بالتربة، ان قيمة جهد الضغط عند مستوى الماء الارضي تكون صفراً وتأخذ قيما سالبة فوق مستو الماء الارضي.

3- جهد المادة(Ψm): ينشا جهد المادة عن ارتباط جزيئات الماء بسطوح دقائق التربة، يمسك الماء في التربة بقوة تزداد بالقرب من سطوح الدقائق, والملاحظ ان جذب الماء بهذه القوة يقلل من جهد الماء الحر ولذلك يأخذ هذا الجهد قيمة سالبة وتكون قيمته في الترب المشبعة مساويا للصفر.

4- جهد التنافذ(تركيز الاملاح) Ψo : تسلط الاملاح الذائبة الموجودة في التربة قوة جذب على جزيئات الماء مما يقلل من قابلية الماء على الحركة , لذا فان الجهد الكلي للماء تنخفض قيمته تبعا لزيادة جهد التنافذ والذي يأخذ قيمة سالبة.

حركة الماء في التربة:

ان القوى المسؤولة عن حركة الماء في التربة هي قوى الضغط والجذب الارضي والمادة والتنافذ, الا ان القوى تختلف في درجة تأثيرها على حركة الماء في الظروف المشبعة عنها في الظروف غير المشبعة، وعادة يحتسب معدل حركة الماء في التربة او كمية الماء المار خلال جسم التربة (لوحدة المساحة ولزمن معين) بتطبيق قانون دارسي في الظروف المشبعة وغير المشبعة وكالاتي:

$$q = -k\frac{\Delta H}{L}$$

حيث يتناسب معدل حركة الماء خلال التربة (q) طرديا مع معامل التوصيل المائي k والفرق في مجموع الضغوط بين نقطتين (ΔH) وعكسيا مع مسافة الجريان(L).

رطوبة التربة Soil moisture:

يعتبر تقدير المحتوى الرطوبي في التربة من الفعاليات الاساسية التي نحتاج اليها في عمليات الري, وقد اتضح لنا ان من بين ما تهدف اليه ممارسة الري في الحقل هو توفير الكميات المناسبة من المياه في التربة بقصد تزويد النبات باحتياجاته المائية وبيسر, يشمل الماء المتيسر للنبات على الماء الموجود في التربة بين حدود السعة الحقلية ونقطة الذبول الدائم لذلك تهدف عمليات الري الى ايصال المحتوى الرطوبي في التربة الى حدود السعة الحقلية ليصبح في متناول النبات.

الا ان الاجابة على سؤال ((ماهي كمية الماء الواجب اضافتها وما هو موعد الاضافة المناسب)) يستدعي معرفة رطوبة التربة وتوزيعها, كذلك فان اختيار تناسق توزيع مياه الري (Uniformity) وكفاءة الري (efficiency) يتطلبان التعرف على توزيع الرطوبة

في مقد التربة، ان اضافة كميات قليلة من المياه عند الري لاتكفي لايصال رطوبة التربة الى حدود السعة الحقلية قد يجعل استفادة النبات من المياه المضافة محدودة، كما ان الاستخدام المفرط لمياه الري قد يزيد عن قابلية التربة وحاجة النبات ويكون سببا في ارتفاع منسوب الماء الارضي وتملح الترب، وبتقدير المحتوى الرطوبي للتربة تضمن تحقيق كفاءة عالية في ادارة عمليات الري واستثمار الموارد المائية وزيادة انتاجية التربة.

الغيض Infiltration

يطلق على حركة الماء من السطح الى التربة الغيض. وتسمى الكمية الكلية للماء التي تدخل للتربة في زمن معين بالغيض التراكمي او الكلي cummulative infiltration ويمثل بوحدات طول، اما معدل الغيض Infiltration rate فيمثل حجم الماء المار خلال سطح التربة لوحدة المساحة وفي وحدة الزمن ووحداته عبارة عن (حجم/ مساحة/ زمن) اي وحدات سرعة. ينخفض معدل الغيض مع استمرار الري بمعدل متناقص الى ان يصل قيمة ثابتة وحينها يسمى معدل الغيض الاساسBasic infiltration rate ، وهناك عدة تعبيرات عن معدل الغيض حيث يطلق على معدل غيض الماء في التربة عند زمن معين بمعدل الغيض الاني Instantaneous infiltration اما كمية الماء المار خلال سطح التربة (سم) لفترة زمنية معينة مقسوما على ذلك الزمن فيعزى الى معدل الغيض المتوسط Average infiltration rate. يعتبر تتبع حركة الماء من السطح الى التربة ذو اهمية كبيرة لعلاقته بالزمن اللازم للري وبتحديد كمية الماء الواجب اضافتها للتربة، يكون معدل الغيض اعلى مايمكن في بداية اضافة الماء للتربة بسبب الفرق بين جهد الماء الحر وجهده في التربة وارتفاع قيمة الميل الهيدروليكي، وتبطا الحركة تدريجيا نتيجة انخفاض قيمة الانحدار الهيدروليكي مع الزمن وانخفاض قيمة التدرج بالجهد او انعدامها فتتحرك طليعة الابتلال الى اسفل بمعدل متناقص. يعد فهم عملية دخول الماء للتربة تحت الظروف الحقلية ذو اهمية كبيرة في دراسة طرق الري.

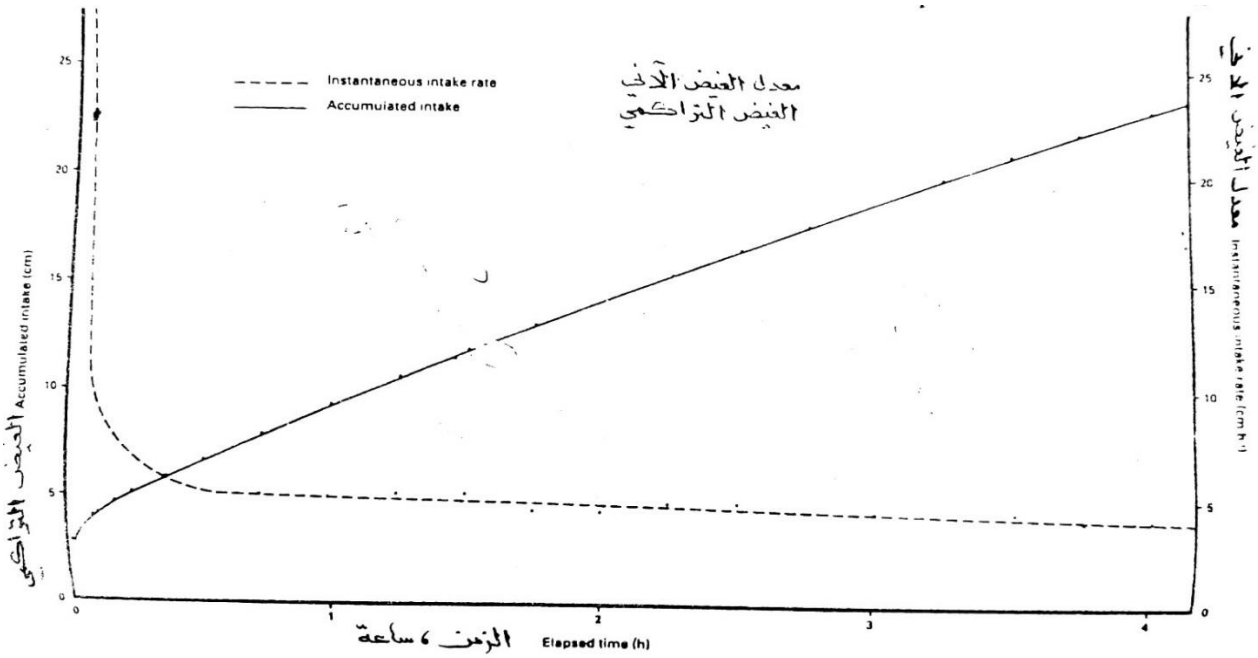
يجب ان ترتبط طريقة تقدير غيض الماء في التربة بطبيعة اضافة الماء للتربة. يعتبر غيض الماء في التربة عاملا مهما في تقدير في تقييم كفاءات الري ويستعمل الغيض مع قياسات اخرى كالنفوذية والاحتياجات المائية للنبات والمعلومات المناخية في تحديد افضل طريقة للارواء، كذلك يتحدد بموجب الغيض معدل اضافة الماء واطوال المروز والواح الري الشريطي كما يدخل في حسابات السيح(Runoff)، في طرق الري السطحي يمكن تمييز ثلاث متغيرات مشتركة احدها معدل الغيض، فلضمان تحقيق التناسق في توزيع مياه الري يجب تعديل التصريف والمساحة المروية في ضوء معدل الغيض.

العوامل المؤثرة على الغيض

1-المحتوى الرطوبي للتربة 2- عمق الماء فوق سطح التربة 3- خصائص السطح بما فيها الانحدار والتوصيل الهيدروليكي لمقد التربة 4- خصائص المقد ونسجة وتركيب التربة ومساميتها

5-محتوى التربة من المادة العضوية والدقائق الغروية 6- طبيعة الغطاء النباتي

7- فترات الري وسقوط المطر 8- درجة حرارة الماء ولزوجته 9- طبيعة عمليات خدمة التربة من حراثة وعزق واستزراع وغيرها.



شكل يبين العلاقة بين الغيض التراكمي ومعدل الغيض والزمن

يصنف غيض الماء في التربة على اساس قيمة معدل الغيض الاساس، لقد اعتبرت القيم المثالية لمعدل الغيض الاساس للري السطحي من 0.7 - 3.5 سم ساعة$^{-1}$ بالرغم من ان القيم التي تتراوح من 0.3 - 6.5 سم ساعة$^{-1}$ تعتبر مقبولة وقد اقترح التصنيف التالي لغيض الماء في التربة.

التصنيف	الغيض الاساس سم/ ساعة
بطئ جدا	اقل من 0.10
بطئ	0.50-0.10
متوسط البطيء	2.00-0.50
متوسط	6.30-2.00
متوسط السرعة	12.70-6.30
سريع	24.50-12.70
سريع جدا	اكثر من24.50

طرق قياس غيض الماء في التربة:

1- طريقة الاحواض المغمورة Flooded basin infiltration

2- طريقة المرشات Sprinkler infiltration

3- طريقة الاسطوانات او الحلقات المزدوجة Cylinders infiltrometers or double ring infi

تعد طريقة الاسطوانات المزدوجة من ابسط الطرق واكثرها شيوعا في التطبيق، يمكن استعمال اسطوانة واحدة او اسطوانتين الا ان استعمال اسطوانة واحدة يسبب تغيرات كبيرة في قياسات الغيض بسبب عدم السيطرة على الحركة الجانبية للماء بعد ان تصل جبهة الرطوبة الى اسفل الاسطوانة، لذلك يفضل الخيار باستعمال اسطوانتين احدهما داخلية لاغراض القياس والاخرى خارجية الهدف منه تشبع المنطقة المحيطة بالاسطوانة الداخلية لمنع حصول حركة جانبية للماء تؤثر على طبيعة القياس.

تمتاز الاسطوانات بانها مصنوعة من المعدن بسمك 2 ملم وبارتفاع 25 سم وبقطر 30 ،60 سم للاسطوانتين الداخلية والخارجية على التوالي، ترطب التربة التي يراد قياس غيض الماء فيها ثم تغرس الاسطوانتين بعمق 10 سم في التربة. يحفظ مستوى الماء ثابتا في كلا الاسطوانتين باستعمال طوافات ترتبط بخزانات للمياه ويجب ان يكون قطر الخزان المرتبط بالاسطوانة الداخلية مساويا لقطر هذه الاسطوانة، يفضل ان يتصل الخزان من الجانب بانبوب زجاجي مدرج لبيان ارتفاع الماء في الخزان وتغيره مع الزمن، وقد يستغنى بوضع مقياس لارتفاع الماء في الاسطوانة الداخلية مباشرةً، يوضع الماء في الاسطوانات بما يقارب 3/4 من ارتفاع الاسطوانات نفسها. ومن محدداتها انها تجري على مساحة صغيرة من الارض وهذا يتطلب اجراء عدد كبير من الاختبارات واستخراج معدلاتها، كما ان الماء يبقى ثابتا خلال اجراء الاختبارات وهذا قد لايمثل حالة وظروف الري السطحي تماما. تبدا القياسات باخذ قراءات لعمق الماء الغائض مع الزمن اذ يلاحظ ان هذا العمق (الغيض التراكمي) يزداد مع الزمن حتى تصل الى حالة الثبوت.

4- طريقة المروز Furrow infiltration

من المعروف ان خصائص غيض الماء في التربة تتغير تبعا لطريقة الري، ففي الري الشريطي والري الحوضي فان سطح التربة يغمر بكامله بالماء وان حركة الماء تكون عمودية في حين انه في ري المروز فقط جزء معين من سطح التربة يكون مغمورا ويتحرك الماء الى الاسفل والجانب تبعا لطبيعة سطح التربة. ان الغيض في المروز يتاثر بنفس العوامل المؤثرة على الغيض في الطرق التي ذكرت سابقا يضاف لها شكل المروز واحجامها وطريقة اضافة الماء فيها، وفي الواقع فان التعبير عن معدل الغيض بمعدل التشرب (Intake rate) بدلا من (Infiltration rate) يشير الى حدوث الغيض من سطح غير مستوي كما هو الحال في ري المروز. يعتبر غيض الماء في التربة اهم متغير مؤثر على خصائص الجريان في ري المروز وتعد طريقة الجريان الداخل والخارج (Inflow-outflow method) من اكثر الطرق ملائمة وشيوعا لتقدير الغيض بالمروز، بمعرفة طول المرز ومساحة المقطع المبتل وقياس الجريان الداخل والخارج من المرز. وينبغي ان تجري القياسات في المروز الواقعة وسط المساحة التي يراد تقدير الغيض فيها كما يستحسن استعمال ثلاث مروز لهذا الغرض حيث يستخدم الاثنين الخارجيين منها لمنع الرشح الجانبي وتنظيم حركة الماء للاسفل ويستعمل المرز الوسطي لاجراء الاختبارات والقياسات. يعبر عن معدل التشرب للمروز بالمتر المكعب/ دقيقة لكل 10 متر طولاً او باللتر/ دقيقة لكل 100 متر من المرز وقد تستعمل ايضا 25 ،30 ،50 متر. بالرغم من ان هذه الطريقة تحتاج الى كميات كبيرة من المياه الا انها تعبر تعبيرا حقيقيا عن واقع عمليات الري ويستفاد منها في تخطيط مشاريع، باستعمال هذه الطريقة يقسم المرز الى عدد من المقاطع وثبت مقياس بارشال او اية مقاييس اخرى مناسبة للماء عند كل محطة لقياس معدل الجريان.

5- تعيين غيض الماء من بيانات تقدم الماء على سطح التربة.

معادلات الغيض:

1- معادلة كوستاكوف Kostiakov Equations

تعد معادلة كوستاكوف1932 من اولى واقدم المعادلات لوصف غيض الماء في التربة:

$$D = ct^{m}$$

D = عمق الغيض التراكمي (سم).

t=زمن الغيض التراكمي (دقيقة).
m, c=ثوابت
وللحصول على معادلة لوصف معدل غيض الماء في التربة، نشتق المعادلة اعلاه بالنسبة للزمن كالاتي:

$$I = \frac{dD}{dt} = cmt^{m-1} = kt^{n}$$

حيث ان:
I=معدل غيض الماء في التربة (سم/ دقيقة).
n, k= ثوابت دالة معدل الغيض، حيث ان k يساوي cm و n يساوي(m-1).
2-معادلة فلب Phillip Equations
لقد اقترح Phillip 1957 صيغة لاحتساب معدل الغيض تستند على تفسير فيزيائي من خلال معادلة الاستمرارية وبطريقة التحليل العددي وقد اعطت نتائج قريبة للنتائج التجريبية علما ان اشتقاقها على اساس نظري:

$$I = St^{0.5} + At$$

حيث ان:
S= دليل يعتمد على قابلية التربة على امتصاص الماء (Sorptivity).
A=دليل يعتمد على قابلية التربة على نقل الماء (Transmission).