



وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

جامعة ديالى – كلية الزراعة

قسم علوم التربة والموارد المائية

# فيزياء تربة

إعداد

أ.د. محمد علي عبود

للعام الدراسي (2021- 2022)

الفصل الدراسي الأول

**الصفات الفيزيائية العامة للتربة**

ان اصطلاح التربة يعود الى المواد المعرضة لعملية التجوية التي تقع ضمن القشرة الخارجية من سطح الأرض، وتتكون مبدئياً من تحليل وتكسر الصخور بواسطة العمليات الفيزيائية والكيميائية، وتتأثر بواسطة النشاط وجمع بقايا بعض الاصناف البيولوجية، ويمكن ان تدرس التربة وتوصف من أوجه مختلفة، وعليه فعلم التربة في الحقيقة عبارة عن مجموعة من العلوم المنفصلة التي تكون معتمدة على بعضها البعض.

**تعريف فيزياء التربة: Soil physics defined**

ينظر الى التربة من وجهة نظر فيزياء التربة والذي يمكن وصفه كفرع من علم التربة، يتعامل مع الصفات الفيزيائية التي تأخذ مجراها في وعبر التربة. وبما ان علم الفيزياء يتعامل مع أشكال وعلاقات المادة والطاقة، وعليه ففيزياء التربة تتعامل مع حالة وحركة المواد وكذلك التدفق وتحولات الطاقة في التربة

**الهدف من دراسة فيزياء التربة**

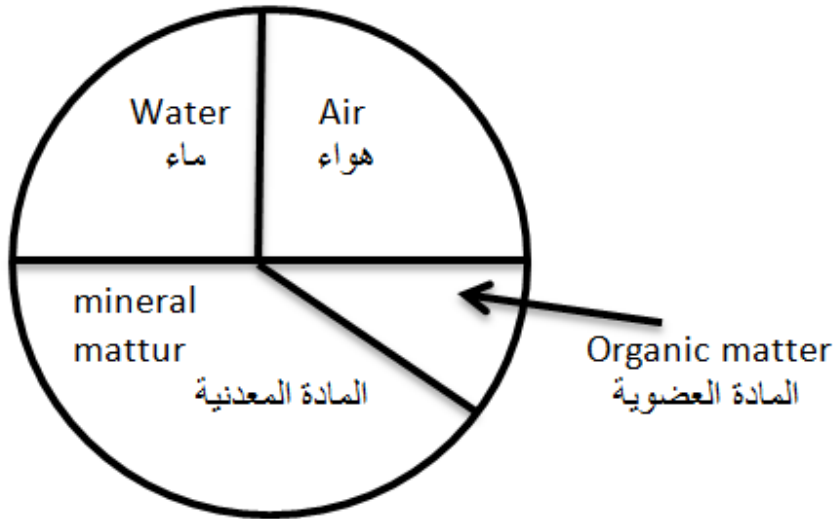
1. الوصول الى الهدف الأساسي للميكانيكية التي تتحكم في سلوك التربة.
2. الوصول الى دور التربة في المحيط الحيوي شاملة العمليات المتداخلة مثل تبادل الطاقة عند سطح الأرض ودوران الماء والمواد القابلة للنقل في الحقل.
3. الوصول الى الادارة المناسبة للتربة عن طريق الري والبزل وصيانة التربة والماء والحراثة والتهوية وتنظيم حرارتها.
4. الوصول الى كيفية استعمال مواد التربة للأغراض الهندسية.
5. الوصول الى قناعة بأن فيزياء التربة ترتبط ارتباطاً وثيقاً بمهنة الهندسة في مجال ميكانيكية التربة.

**Soil as disperse three phase system****التربة كنظام منتشر ثلاثي الاطوار**

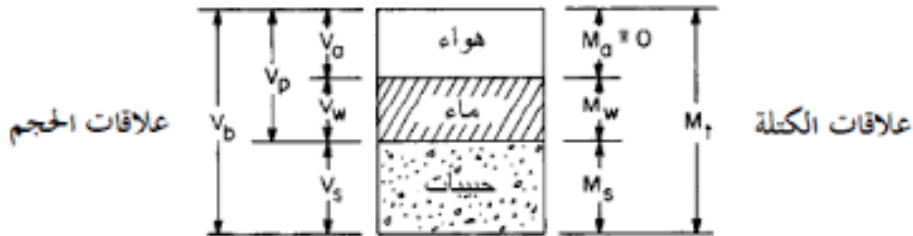
تتكون الانظمة الطبيعية من مادة واحدة أو اكثر ومن طور واحد أو اكثر. ان النظام المتكون من مادة واحدة يكون في نفس الوقت ذو طور واحد، اذا كانت صفاته الفيزيائية متجانسة كلياً والمثال على هذا النظام هو جسم الماء المتكون كلياً من ثلج متجانس ويسمى مثل هذا النظام متجانس. إن التربة عبارة عن نظام غير متجانس، ذو اطوار عديدة، منها دقائق Particulate ومنتشر ومسامي والتي يمكن ان تكون فيه مساحة الأوجه الداخلية لوحدة الحجم كبيرة جداً. إن الطبيعة المنتشرة

للتربة وبالتالي فعالية الأوجه الداخلية تؤدي الى وجود ظواهر مثل: الادمصاص للماء والكيميائيات Adsorption والتبادل الايوني (ion exchange)، والالتصاق adhesion، والتمدد Swelling، التقلص Shrinking التشتت dispersion، التجمع Flocculation والخاصية الشعرية Capillarity. ان الاطوار الثلاثة الاعتيادية في الطبيعة ممثلة في التربة بالشكل التالي:

- الطور الصلب: والذي يكون هيكل التربة.
- الطور السائل: والذي يكون محلول التربة، يمثل ماء التربة.
- الطور الغازي: والذي يسمى بجو التربة Soil atmosphere.



العلاقات الحجمية والكتلية لمكونات التربة: Volume & Mass Relationships of Constituents



- كثافة المادة الصلبة ((الكثافة الحقيقية))  $(\rho_s)$  Particle density في معظم الترب المعدنية يتراوح متوسط الكثافة الحقيقية بين 2.6-2.7 غم/سم<sup>3</sup> ويمكن تعريفها بانها النسبة بين كتلة الجزء الصلب الى حجم نفس الجزء ووحدة قياسها هي غم/سم<sup>3</sup> (ميكاغرام/ م<sup>3</sup>)، ويمكن حسابها بالقانون الآتي:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad \text{-----} \quad (1)$$

حيث ان:

$M_s$  = كتلة المادة الصلبة.

$V_s$  = حجم المادة الصلبة.

ان وجود اكاسيد الحديد وبمختلف انواع المعادن الثقيلة يزيد من قيمة  $\rho_s$  بينما وجود المادة العضوية يخفض من هذه القيمة، يعبر في بعض الاحيان عن الكثافة بالوزن النوعي والذي هو النسبة بين كثافة المادة الى كثافة الماء في درجة حرارة 4 م<sup>o</sup> وتحت ظروف الضغط الجوي. ولما كانت كثافة الماء في النظام المتري وعند الحرارة القياسية وحدة واحدة فان الكثافة النوعية مساوية للوزن النوعي.

### الكثافة الظاهرية ( $\rho_b$ ) Bulk Density

وهي عبارة عن النسبة بين كتلة الاجزاء الصلبة والجافة الى الحجم الكلي للتربة (والمتضمنة حجم الدقائق اضافة الى المسامات) والتعبير الرياضي لذلك يكون:

$$\rho_b = \frac{ms}{vt} \quad \text{-----} \quad (2)$$

حيث ان:

$Vt$  = الحجم الكلي للتربة.

ومن الواضح تكون قيمة  $\rho_b$  دائماً اصغر من  $\rho_s$ ، واذا كانت المسامات تكون نصف الحجم فان  $\rho_b$  تساوي نصف  $\rho_s$  أي 1.30 - 1.35 غم/سم<sup>3</sup>. تكون قيمة  $\rho_b$  في الترب الرملية عالية وتصل 1.6 غم/سم<sup>3</sup>، بينما تنخفض في الترب الحاوية على تجمعات غرينية وطينية لتصل الى 1.1 غم/سم<sup>3</sup> بصورة عامة تتأثر الكثافة الظاهرية ببناء التربة، درجة رص وانضغاط التربة، التمدد والانكماش المحتوى الرطوبي. الترب المتراصة تبقى الكثافة الظاهرية اقل قيمة من الكثافة الحقيقية، لكون دقائق التربة لا تتلاحم بصورة كاملة وتبقى التربة جسمًا مساميًا لها نفاذية.

**المسامية الكلية (f) Porosity**

تمثل المسامية مؤشراً لنسبة حجم المسام في التربة وقيمتها بصورة عامة تتراوح بين 0.3 – 0.6 (30 – 60) %، وتميل الترب الخشنة النسجة بأن تكون اقل مسامية من الترب الناعمة النسجة، على الرغم من كون معدل حجم المسامات المفردة كبيرة في التربة ذات النسجة الخشنة عند مقارنتها مع الترب ذات النسجة الناعمة. ويعبر عنها بالقانون التالي:

$$f = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_a + V_w + V_s} \text{----- (3)}$$

إذ تمثل:

$V_f$  = حجم الجزء الذي يشغله كل من الماء والهواء ( $V_a$  ،  $V_w$ )، حسب الترتيب.

$V_s$  = حجم المادة الصلبة.

تختلف المسامية بشكل كبير في الترب الناعمة النسجة (الطينية)، بسبب ان هذا النوع من الترب تتعرض الى التمدد والتقلص وتكوين مجاميع ثابتة والتشنت والرص والتشقق دورياً.

**نسبة الفراغات (e) Void Ratio**

وهي تعبر عن نسبة حجم المسام المملوءة بالماء والهواء الى حجم الجزء الصلب وتمثل رياضياً بالقانون التالي:

$$e = \frac{V_f}{V_s} = \frac{(V_a + V_w)}{(V_t - V_f)} \text{----- (4)}$$

ويستخدم هذا الاصطلاح كدليل نسبي لحجم الفراغات أو المسامات في التربة، لكنها تنسب الى حجم الجزء الصلب بدلاً من الحجم الكلي للتربة، حيث ان تغيير حجم الفراغات سوف يؤدي الى تغيير بسط ومقام المعادلة عند حساب المسامية في حين يغير بسط المعادلة في حساب نسبة الفراغات. يعد هذا الاصطلاح ذا أهمية ودليل يعتمد عليه في هندسة التربة والميكانيك، بينما المسامية تكون دليل للمشتغلين في مجال فيزياء التربة الزراعية. تتراوح نسب الفراغ بين (0.3-2.0).

**رطوبة التربة ( $\theta_m$ ) Soil wetness**

ويعبر عنها بطرق مختلفة منها:

**– الرطوبة الوزنية ( $\theta_m$ ) Mass wetness**

وهذه عبارة عن نسب كتلة الماء الى كتلة دقائق التربة الصلبة الجافة، وغالباً ما يسمى بالمحتوى المائي الوزني، ان عبارة التربة الجافة Dry Soil تعرف عادة بالترب المجففة الى حالة التوازن في درجة حرارة 105 م°، ان الترب المجففة بحرارة الجو الاعتيادية غالباً تحتوي على نسبة رطوبة أعلى من الترب

المجففة بالفرن وهذه الظاهرة تعود الى امتصاص البخار، وغالبًا ما يشار اليه بماء التقييد، ويعبر عنها بالقانون الرياضي التالي

$$\theta_m = \frac{M_w}{M_s} \text{-----} (5)$$

إذ تمثل:

$M_w$  = كتلة الماء المفقود، غم

$M_s$  = كتلة وزن التربة الصلبة او المجففة، غم.

### الرطوبة الحجمية ( $\theta_v$ ) Volume wetness

ان الرطوبة الحجمية تحسب عادة كنسبة مئوية الى الحجم الكلي للتربة بدلاً من حجم التربة لوحدها. في التربة الرملية تكون قيمة ( $\theta_v$ ) عند الاشباع بحدود 40-50%، وفي التربة المزيجة تكون بحدود 50%، بينما في التربة الطينية قد تصل الى 60%، بسبب ان التربة الطينية تتمدد عند الترطيب. استعمال تعبير المحتوى الرطوبي على اساس ( $\theta_v$ ) بدلاً من التعبير الوزني للمحتوى الرطوبي  $\theta_m$  يكون اكثر شيوعاً في التطبيق لأنه يحور مباشرةً للتعبير عن حجم التدفق وكمية الماء المضافة الى التربة سواءً عن طريق الري أو الأمطار وكذلك يعبر عن كمية الماء المفقودة عن طريق التبخر او البزل. ويعبر عنها حسابياً بالقانون التالي:

$$\theta_v = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{(V_a + V_w + V_s)} \text{-----} (6)$$

إذ يمثل:

$V_w$  = حجم الماء المفقود.

$V_t$  = الحجم الكلي للهواء والماء ومادة التربة الصلبة ( $V_s, V_w, V_a$ )، حسب الترتيب.

ويمكن الحصول على  $\theta_v$  بعد معرفة  $\theta_m$  و  $\rho_b$ ، حسب المعادلة التالية:

$$\theta_v = \theta_m \times \rho_b \text{-----} (7)$$

وكذلك معرفة عمق الماء الواجب اضافته عند الري ( $d$ ) بدلالة عمق التربة (عمق المنطقة

الجزرية)،  $D$  والنسبة المئوية للرطوبة على اساس الحجم  $\theta_v$ ، حسب المعادلة التالية:

$$d = \frac{\theta_v}{100} \times D \text{-----} (8)$$

**درجة الاشباع ( $\theta_s$ ) Degree of saturation**

يعبر هذا المؤشر عن حجم الماء الموجود في التربة نسبة الى حجم المسامات، وتتراوح قيمة هذا المؤشر من صفر في التربة الجافة الى 100% في تربة مشبعة (نادراً ما تصل التربة الى الاشباع الكامل، حيث يبقى الهواء اي جزء منه محصوراً في المسامات البينية، وهذا في تربة رطبة جداً) ويمكن تمثيلها حسب القانون التالي:

$$\theta_s = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \text{-----(9)}$$

**المسامية الهوائية (محتوى الهواء النسبي) ( $F_a$ ) Air Filled porosity**

هذه قياس لمحتوى الخواء النسبي في التربة، والذي يعد ذو اهمية كبيرة في تهوية التربة ويكون هذا الدليل ذي ارتباط سلبي مع درجة التشبع ( $\theta_s$ )

$$f_a = f - \theta_s$$

ويعبر عن هذا الدليل رياضياً، حسب القانون التالي

$$f_a = \frac{V_a}{V_t} = \frac{V_a}{V_a + V_w + V_s} \text{-----(10)}$$

**علاقات اضافية Additional interrelations**

- العلاقة بين المسامية ونسبة الفراغات.  $F$  ؛  $e$  :

$$e = \frac{f}{(1-f)} \Rightarrow f = \frac{e}{(1+e)}$$

- العلاقة بين الرطوبة الحجمية ودرجة الاشباع،  $\theta_v$  ؛  $\theta_s$  :

$$\theta_v = \theta_s \times f$$

- العلاقة بين المسامية والكثافة الظاهرية:  $F$  ؛  $\rho_b$  :

$$f = \frac{(\rho_s - \rho_b)}{\rho_s}$$

$$f = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}\right) \Rightarrow \rho_b = \left(1 - \frac{f}{\rho_s}\right)$$

- العلاقة بين الرطوبة الوزنية والرطوبة الحجمية،  $\theta_v$  ؛  $\theta_m$

$$\theta_v = \theta_m \times \frac{\rho_b}{\rho_w}$$

$$\theta_m = \theta_v \times \frac{\rho_w}{\rho_b}$$

- العلاقة بين الرطوبة الحجمية ومحتوى الهواء الجزئي ودرجة الاشباع  $\theta_v$  ؛  $fa$  ،  $\theta_s$

$$fa = f - \theta_v$$

$$fa = f(1 - \theta_s)$$

$$\theta_v = f - fa$$

\* الاكثر استعمالاً في توصيف خواص التربة الفيزيائية هي المسامية،  $F$ ، الكثافة الظاهرية،  $\rho_b$ ، الرطوبة على اساس الحجم  $\theta_v$  والرطوبة الوزنية  $\theta_m$  .

\* تمارين وتطبيقات على العلاقات الحجمية والكتلية لمكونات التربة:

تمرين 1: برهن العلاقة التالية بين المسامية والكثافة الحقيقية والظاهرية؟

$$f = \frac{(\rho_s - \rho_b)}{\rho_s} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}$$

Solution

الحل:

بالتعويض عن التعاريف  $F$ ،  $\rho_s$ ،  $\rho_b$  في المعادلة نحصل:

$$\frac{Vf}{Vt} = \left(1 - \frac{Ms}{Vt}\right)$$

تبسيط الجانب الايمن من المعادلة نحصل:

$$\frac{Vf}{Vt} = \left(1 - \frac{V_s}{Vt}\right) \Rightarrow \frac{Vf}{Vt} = \left(Vt - \frac{V_s}{Vt}\right)$$

$$Vt - V_s = Vf$$

$$\frac{Vf}{Vt} = \frac{Vf}{Vt}$$

∴

∴

تمرين 2:

برهن العلاقة التالية بين الرطوبة الحجمية  $\theta_v$  والرطوبة الوزنية  $\theta_m$  والكثافة الظاهرية  $\rho_b$

$$\left(\rho_w = \frac{Mw}{Vw}\right) \text{ وكثافة الماء}$$

$$\theta_v = \theta_m \times \frac{\rho_b}{\rho_w}$$



بالتعويض عن التعاريف  $\theta_v$  ،  $\theta_m$  ،  $\rho_b$  ،  $\rho_w$  ، نحصل:

Solution

الحل:

$$V_w/V_t = \left[ \left( \frac{M_w}{M_s} \right) \left( \frac{M_s}{V_t} \right) \right] \left( \frac{M_w}{V_w} \right)$$

وبإعادة ترتيب الجانب الايمن من المعادلة:

$$V_w/V_t = \frac{V_w}{M_w} \times \frac{M_w}{M_s} \times \frac{M_s}{V_t} = V_w/V_t$$

تمرين 3:

عينة تربة رطبة وزنها 1000غم وحجمها 640 سم<sup>3</sup> جففت في الفرن ووجد ان وزنها الجاف يساوي 800غم، على فرض ان الكثافة الحقيقية المثالية لتربة معدنية، احسب ما يلي:

أ. الكثافة الظاهرية  $\rho_b$ ؟

ب. المسامية  $F$ ؟

ج. نسبة الفراغات  $e$ ؟

د. الرطوبة الوزنية  $\theta_m$  والرطوبة الحجمية  $\theta_v$ ؟

هـ. نسبة حجم الماء  $V_w$  ، ودرجة الاشباع  $\theta_s$ ؟

و. المسامية الهوائية  $F_a$ ؟

Solution

الحل:

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t} = \frac{800}{640} \Rightarrow \rho_b = 1.25 \text{ gm / cm}^3$$

أ.

$$f = \left( 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \right) \times 100 \Rightarrow f = \left( 1 - \frac{1.25}{2.65} \right) \times 100 \quad f = 52.8\%$$

ب.

$$f = V_f / V_t \Rightarrow f = (V_t - V_s) / V_t$$

وبطريقة اخرى

$$V_s = \frac{M_s}{\rho_s} \Rightarrow V_s = 800/2.65 \Rightarrow V_s = 301.9 \text{ cm}^3$$

$$f = (640 - 301.9)/640 \Rightarrow f = 0.528 = 52.8\% \quad \therefore$$

$$e = V_f / V_s \Rightarrow e = V_t - V_s / V_s \Rightarrow e = 640 - 301.9 / 301.9$$

$$e = 1.12$$

ج.

$$\theta_m = M_w / M_s \Rightarrow \theta_m = M_t - M_s / M_s$$

د.

$$\theta_m = 1000 - 800 / 800 \Rightarrow \theta_m = 25\%$$

$$\theta_v = V_w / V_t \Rightarrow \theta_v = 200 / 640$$

$$\theta_v = 0.3125 \Rightarrow \theta_v = 31.25\%$$

$$V_w = V_w/V_s \Rightarrow V_w = 200/301.9 = 0.662$$

. هـ

$$\theta_s = V_w/V_t - V_s \Rightarrow \theta_s = 200/640 - 301.9$$

$$\theta_s = 59.2\%$$

$$f_a = V_a/V_t \Rightarrow f_a = V_t - (V_w + V_s)/V_t$$

. و

$$f_a = 640 - (200 + 301.9)/640$$

$$f_a = 21.60\%$$

**تمرين 4:** تربة غير مضغوطة حجم المادة الصلبة فيها 50 سم<sup>3</sup> وحجم الماء 20 سم<sup>3</sup> وحجم هواء

التربة 20 سم<sup>3</sup>، تم ضغط التربة الى ان اصبح حجم الهواء فيها 10 سم<sup>3</sup>. جد النسبة المئوية لنقصان

المسام الهوائية؟

الحل:

$$f_a = V_a/V_t \Rightarrow f_a = \frac{V_a}{V_a + V_w + V_s}$$

$$f_a = \frac{20}{20 + 20 + 50} \Rightarrow f_a = 0.222$$

الحالة البدائية:

$$f_a = \frac{10}{10 + 20 + 50} \Rightarrow f_a = 0.125$$

الحالة النهائية:

اذن النسبة المئوية لنقصان المسام الهوائية تصبح:

$$= \frac{0.222 - 0.125}{0.222} \times 100$$

$$= 0.44 \times 100$$

$$= 44\%$$

أو

$$\% = \frac{f_a(\text{start}) - f_a(\text{Find})}{f_a(\text{start})} \times 100$$

$$\% = \frac{0.222 - 0.125}{0.222} \times 100 = 44\%$$

جامعة ديالى

كلية الزراعة

قسم علوم التربة والموارد المائية

المادة : فيزياء تربة

المرحلة : الثالثة

مدرس المادة : ا.د.محمد علي عبود

محاضرة رقم 1

## نسجة التربة Soil texture

هي التوزيع النسبي لمفصولات التربة الثلاث، وهي تعبير يحدد مدى نعومة وخشونة التربة. هذه الدقائق بصورة عامة تشمل الرمل والغرين والطين، واهم التصنيف المستخدمة في تحديد مديات هذه المفصولات هي:

1. تصنيف قسم الزراعة الأمريكي (USDA):

United state department of agriculture Classification.

2. تصنيف جمعية علوم التربة العالمية (ISSS):

International Soil science society classification

(USDA)

		0.002	0.05	0.1	0.25	0.5	1.0	2.0mm
clay	silt	V.Fine	Fine	medium	Coarse	v.Coarse	gravel	
		Sand						
clay	silt	Sand					gravel	
		Fine		Coarse				

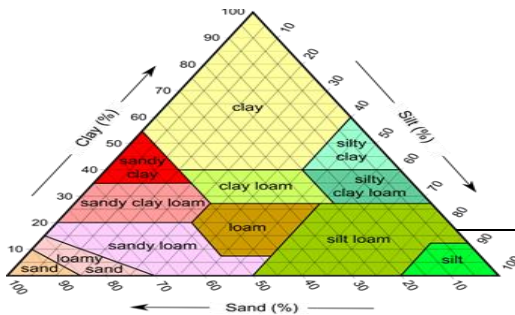
0.002 0.01 0.2 1.0 2.0mm

((ISSS))

المشكلة في الوهلة الأولى هي قيمة الحد الأعلى لحجم الدقائق والذي يمكن شموله بشكل مناسب في تعريف مواد التربة، وقد اصبح من الامور التقليدية والى حد كبير، أن تعرف مواد التربة بانها دقائق أقل من 2 مم\* في القطر والدقائق الاكبر عادة تعرف بالحصى (2-76mm) والاكبر منها تعرف بالحجارة (776mm) Stone ثم الاكبر تعرف بالجالسيد boulder.

إنّ تحديد مفصولات التربة تكون مستندة على أسس نسبة كتلة هذه المكونات الثلاثة، فالتراب ذات النسب المختلفة من الرمل والغرين والطين موضحة في مثلث النسجة شكل (1).

\* 1mm= 1000 micron



شكل (1) مثلث النسجة، يبين نسب الطين (اقل من 0.002 مم)، الغرين (0.002 – 0.05 مم)، الرمل (0.05 – 2.0 مم)

### توزيع حجوم الدقائق (التحليل الميكانيكي)

#### Particles Size distribution (Mechanical analysis)

ان فصل الدقائق الى مجاميع يمكن اجرائها بصورة عامة بواسطة عملية النخل خلال مناخل ذات اقطار مقارنة لأقطار الحبيبات والتي قد تصل لحد 0.05 مم، بصورة عامة يمكن استعمال طريقة الترسيب لفصل وتصنيف الدقائق الناعمة من معلق التربة، وقياس سرعة الترسيب لكل دقيقة من دقائق التربة وقياس كثافة المعلق الذي تكون فيه بعض الدقائق مترسبة أو مستقرة. لذا فان سرعة الترسيب تحت تأثير الجاذبية الأرضية تستند الى قانون ستوك، والتي تعتمد على لزوجة السائل وحجم وكثافة الدقيقة. ولأجل فهم ذلك سوف نشق القانون الذي يستند على سقوط الدقائق الكروية في السائل بفعل الجاذبية.

من المعروف ان القوة تكون مساوية الى حاصل ضرب الكتلة (m) في التعجيل الأرضي (a):

$$F = m \times a$$

$$m = v \times \rho$$

$$v \text{ at sphere} = \frac{4}{3} \pi r^3 \Rightarrow F = v \rho a$$

- هنالك ثلاثة قوى تؤثر بسقوط الدقائق الكروية في السائل بفعل الجاذبية الأرضية وهي:

1. القوة المرتبطة بكتلة الدقائق ( $F_1$ )

$F_1$ =Force which related to the mass of particles:

$$F_1 = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_s g \text{-----(1)}$$

حيث تمثل:

$$g = \text{التعجيل الأرضي.}$$

2. القوة المساوية لوزن الماء المزاح ( $F_2$ )

$F_2$ =Buoyant force which equal to the weight of water displaced.

$$F_2 = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_L g \text{-----(2)}$$

3. القوة المرتبطة بلزوجة القطرات ( $F_3$ )

$F_3$  = Force related to viscous drag:

$$F_3 = (-2\pi r)(3v\eta)$$

$$F_3 = -6\pi v\eta \text{-----(3)}$$

وعند ترتيب المعادلة تصبح:

إذن محصلة القوى اعلاه تكون مساوية الى الكتلة والتعجيل بفعل الجاذبية، وعند افتراض ان الدقائق في حالة سكون أو استقرار عند بدء التجربة:

$$F_1 + F_2 + F_3 = m \times a = 0 \quad \therefore$$

وبالتعويض عن هذه القيمة بما يساويها، نحصل على:

$$\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_s g + \left(-\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_L g\right) + (-6\pi r v \eta) = 0 \text{-----(4)}$$

$$\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_s g - \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_L g - 6\pi r v \eta = 0$$

$$\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_s g - \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_L g = 6\pi r v \eta$$

إذ تمثل:

$m =$  كتلة الدقائق للتربة (غم). ،  $g =$  التعجيل الأرضي (سم/ثا<sup>2</sup>).

$r =$  نصف قطر دقيقة التربة (سم).  $\xi =$  لزوجة السائل (غم/سم ثا).

$\rho_s$  ،  $\rho_L =$  كثافة دقيقة التربة والسائل (غم/سم<sup>3</sup>)، حسب الترتيب.

$V =$  سرعة دقيقة التربة (سم/ثا).

$$\frac{4}{3}\pi r^3 g (\rho_s - \rho_L) = 6\pi r v \eta \text{-----(5)}$$

$$\frac{4}{3}r^2 g (\rho_s - \rho_L) = 6 v \eta$$

$$V = \frac{4r^2 g (\rho_s - \rho_L)}{18\eta} \Rightarrow V = \frac{2r^2 g (\rho_s - \rho_L)}{9\eta} \text{-----(6)}$$

$$r = \frac{1}{2}d \Rightarrow r^2 = \frac{1}{4}d^2$$

بما ان

وعند التعويض عن قيمة  $r^2$  في معادلة رقم (6)، نحصل:

$$V = \frac{2d^2 g (\rho_s - \rho_L)}{4 \times 9 \times \eta}$$

$$V = \frac{d^2 (\rho_s - \rho_L) g}{18 \eta} \text{-----(7)}$$

وبما ان السرعة = المسافة/ الزمن.

$$V = d/t \Rightarrow d = v \times t \text{-----(8)}$$

وبالعودة الى معادلة (6) والتعويض عن قيمة  $v$  في معادلة (8) نحصل:

$$d = \frac{2}{9\eta} \times r^2 g (\rho_s - \rho_L) \times t$$

اذن الزمن اللازم لسقوط دقيقة التربة يساوي:

$$t = \frac{9\eta d}{2r^2 g(\rho_s - \rho_L)} \text{-----} (9) \quad \text{(قانون ستوك)}$$

ان قانون ستوك قد اعتمد على افتراضات تبسيطية معينة، والتي ربما لا تتوافق مع واقع الحال، ومن هذه الافتراضات ما يلي:

1. يجب ان تكون الدقائق كبيرة الحجم نسبياً لكي لا تتأثر بالحركة البروانية.
2. يجب ان تكون الدقائق كروية وصلبة وناعمة.
3. ان جميع الدقائق لها نفس الكثافة.
4. يجب ان يكون العالق مخفف بدرجة ان الدقائق لا تتداخل مع بعضها وان كل منها يسقط بصورة مستقلة.
5. جريان المائع يجب ان يكون رقائقاً حول الدقائق Laminar.

من الملاحظ ان قانون ستوك لقياس توزيع حجوم الدقائق قد اعتمد على الفرضيات البسيطة الآتية الذكر والتي لم تكن متماشية مع حقيقة دقائق التربة. في الحقيقة نلاحظ بأن دقائق التربة ليست كروية، حيث ان بعضها قد يكون على شكل صفائح، وعليه فحساب القطر المؤثر على سرعة الترسيب واستقرار الدقائق نفسها قد لا يكون من الضروري مرتباً مع الابعاد الحقيقية للدقائق لذلك فنتيجة التحليل الميكانيكي المعتمد على اساس النخل ربما يختلف عن التحليل المعتمد على عملية الترسيب، واكثر من ذلك فان دقائق التربة ليس جميعها ذات كثافة متشابهة. لذلك لكي يكون قانون ستوك أكثر تطبيقاً يمكن قياس الكثافة الحقيقية لدقائق التربة بالطريقة المعروفة بكنوميتير (قنينة الكثافة)، وتحديد مقدارها الحقيقي. من الملاحظ بأن دقائق التربة ذات طبيعة تجميعية، ويجب تفرقتها بإجراء العمليات التالية:

- أ. ازالة الاملاح الذائبة، وذلك بعملية الغسل المتكرر لعينة التربة بالماء المقطر.
- ب. تحطيم المادة العضوية التي تعمل على تجميع دقائق التربة مع بعضها، عن طريق الاكسدة بواسطة بيروكسيد الهيدروجين (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>).
- ج. اضافة مادة تعمل على تفريق دقائق التربة، ويستخدم لهذا الغرض مادة الكالكون، (NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub> Sodium – Hexameta phosphate، عن طريق احلال الصوديوم محل ايونات الكالسيوم والمغنسيوم، العاملة على تجميع دقائق التربة.

## بعض التطبيقات حول مثلث النسجة وقانون ستوك

## تمرين 1:

إذا توافرت لديك نسب المفصولات التالية:

$$\% \text{ clay} = 12 , \text{ Silt} = 30 , \text{ Sand} = 58$$

المطلوب: كيف تمثل هذه النسب بيانياً على مخطط الدائرة؟

الحل: بما ان الدائرة =  $360^\circ$

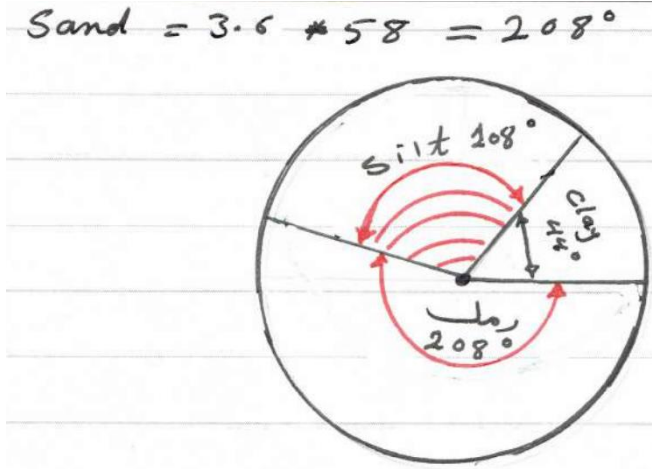
$$\text{Clay} = 3.6 \times \left. \begin{array}{l} 360 \\ 100\% \\ 1\% \end{array} \right\} \therefore$$

$$x = \frac{1 \times 360}{100} \Rightarrow x = 3.6^\circ$$

$$\times 12 = 44^\circ$$

$$\text{Silt} = 3.6 \times 30 = 108^\circ$$

$$\text{Sand} = 3.6 \times 58 = 208^\circ$$



تمرين 2: مثل النتائج المذكورة في تمرين 2 على مثلث النسجة الوارد ذكره في المحاضرة مع بيان صنف النسجة؟

الحل:

أ. يتم تحديد 12% والتي تمثل نسبة الطين على الضلع الأيسر للمثلث والتحرك بموازاة قاعدة المثلث.

ب. يتم تحديد النسبة 30% والتي تمثل نسبة الغرين على الضلع الأيمن والتحرك بموازاة الضلع الأيسر.



ج. يتم تحديد النسبة 58% والتي تمثل نسبة الرمل على القاعدة والتحرك بموازاة الضلع الأيمن. إذن نقطة التلاقي للخطوط الثلاثة تمثل صنف النسجة للتربة المأخوذة منها العينة (صنف النسجة مزيجة رملية).

تمرين 3: دقائق تربة كروية الشكل نصف قطرها R تسقط لعمق 2 سم في مدة ساعة واحدة في وعاء الترسيب (سلندر). كم تستغرق دقائق مشابه نصف قطرها R لكي تستقر عند العمق 10 سم؟

الحل:

لحل هذا التمرين يجري الرجوع الى قانون ستوك.

$$v = \frac{d}{t} \Rightarrow \frac{d}{t} = \frac{2}{9} \times \frac{(\rho_s - \rho_L)gr^2}{\eta}$$

على فرض ان الكثافة الحقيقية لدقائق التربة  $(\rho_s) = 2.6$  غم / سم<sup>3</sup> وان كثافة الماء  $(\rho_L) = 1$  غم / سم<sup>3</sup>

$$\frac{10\text{cm}}{t} = \frac{2}{9} \times \frac{(2.6 - 1.0) \times 980 \times \frac{R}{4}}{\eta}$$

$$t = \frac{10 \times 9 \times 4 \times \eta}{1.60 \times 2 \times 980 \times R^2}$$

وعند معرفة قيم كل من  $\eta$  و R، يتم حساب الزمن اللازم لترسيب هذه الدقائق لعمق 10 سم.

$$r = \frac{1}{2}R \Rightarrow r^2 = \left(\frac{1}{2}R\right)^2$$

$$\Rightarrow r^2 = \frac{1}{4}R^2$$

تمرين 3: كيف يتم تعيين صنف نسجة التربة، حقلياً؟

ج: تستعمل هذه الطريقة من قبل العاملين بمسح وتصنيف التربة في الحقل وتعتمد على الخبرة العلمية والعملية، اذ يتم تحديد صنف نسجة التربة بواسطة اللمس، حيث يتم فرك التربة الرطبة بين اصابع اليد والابهام أو بين الابهام وراحة اليد الثانية، فيستدل على نسبة الطين من امكانية عمل شريط التربة بين الاصابع والابهام، اما نسبة الرمل فيمكن الاستدلال عليها من دعك التربة بين الاصابع والابهام أو من دعكها بين الابهام وراحة اليد الثانية، حيث ان الرمل يكون خشن الملمس. أما الغرين فان ملمسه طحيني أو مسحوقي عندما يكون جافاً ويتصف بدرجة متوسطة من اللدانة

(plasticity) والالتصاق (adhesion) عندما يكون رطباً. وقد يتصف كل من الطين والغرين بالقدرة على التكتل.

**تمرين 4:** احسب الزمن اللازم لكل الدقائق التي قطرها 50 مايكرون لكي تستقر خارج العمق (10) سم في معلق مائي درجة حرارته 25 م°، اذا علمت ان لزوجة المعلق 0.008 غم/سم. ثا وكثافة دقائق التربة 2.65 غم/سم<sup>3</sup> وكثافة الماء 1 غم/سم<sup>3</sup>؟

$$d = \frac{9\eta d}{2r^2 g(\rho_s - \rho_L)} = \frac{9 \times 0.008 \times 10}{2(0.05)^2 \times 9.80 \times (2.65 - 1.0)}$$

**الحل:**

$$t = \frac{0.72}{0.08085} \Rightarrow t = 9.0 \text{ sec}$$

**تمرين 5:** طلب منك تحديد النسبة المئوية لمفصولات التربة باستخدام المكثاف وقد كانت درجة حرارة المعلق 24 م°، كيف تجري عملية التصحيح لقراءة المكثاف، علماً ان درجة الحرارة القياسية 20 م°؟

$$24 - 20 = 4c^\circ$$

$$4 \times 0.4 = 1.6$$

**الحل:**

\*\* يضاف 1.6 الى قراءة المكثاف لكي نحصل على القراءة الصحيحة.

**تمرين 6:** طلب منك تحديد النسبة المئوية لمفصولات التربة، باستخدام المكثاف وقد كانت درجة حرارة المعلق 17 م°، كيف تجري عملية التصحيح لقراءة المكثاف؟ علماً ان درجة الحرارة القياسية 20 م°.

$$20 - 17 = 3c^\circ$$

$$3 \times 0.4 = 1.2$$

**الحل:**

يُطرح 1.2 من قراءة المكثاف، لكي نحصل على القراءة الصحيحة.

**تمرين 7:** اذكر القوانين التي من خلالها يتم حساب نسب مفصولات التربة بطريقتي المكثاف والماصة؟  
**الحل:** في طريقة المكثاف:

$$100 * \frac{\text{القراءة المصححة للمكثاف بعد 40 ثانية}}{\text{وزن التربة الجافة}} = \% \text{ للطين + الغرين}$$

$$100 * \frac{\text{القراءة المصححة للمكثاف بعد 2 ساعة}}{\text{وزن التربة الجافة}} = \% \text{ للطين}$$

$$\% \text{ للغرين} = (\% \text{ للطين} + \% \text{ للغرين}) - \% \text{ للطين}$$

$$\% \text{ للرمل} = \frac{\text{الوزن الجاف للتربة المفصولة بواسطة النخل}}{\text{وزن التربة الجافة}} \times 100$$

\* في طريقة الماصة:

$$\% \text{ للرمل} = \frac{\text{الوزن الجاف للتربة المفصولة بواسطة النخل}}{\text{وزن الجاف للتربة المأخوذة للتحليل}} \times 100$$

$$\% \text{ للغرين} = \frac{\text{الوزن الجاف للتربة عند السحبة الأولى} * 40}{\text{وزن التربة الجافة المأخوذة للتحليل}} \times 100$$

$$\% \text{ للطين} = \frac{\text{الوزن الجاف للتربة عند السحبة الثانية} * 39}{\text{وزن التربة الجافة المأخوذة للتحليل}} \times 100$$

\* أما تحديد صنف النسجة للطريقتين اعلاه، يجري من خلال تحديد نسب المفصولات اعلاه على مثلث النسجة، وبتقاطع الخطوط المستقيمة لجميع المفصولات، يجري معرفة صنف النسجة للتربة المأخوذة للتحليل.

**المساحة السطحية: Specific surface area:**

تعد المساحة السطحية النوعية من أهم خصائص دقائق التربة لأن معظم العمليات الفيزيائية والكيميائية المهمة كالتلاصق Adhesion والتماسك Cohesion واللدانة Plasticity وحرارة الابتلال Heat of wetting والتبادل الايوني ion exchange تجري على اسطح دقائق التربة، ان مفهوم المساحة السطحية لنظام معروف كالتربة يعبر عنه بدلالة المساحة النوعية، وتعرف على انها (المساحة السطحية الكلية لوحدة كتلة am أو لوحدة حجم من الدقائق av أو وحدة حجم كلي من التربة ab).

$$am = \frac{Asm^2}{Ms}, av = \frac{Asm^2}{Vsm^3}, ab = \frac{Asm^2}{Vtm^3}$$

اذ تمثل:

$$As = \text{المساحة الكلية (م}^2\text{)}$$

$$Ms = \text{كتلة دقائق التربة (غم).}$$

$$Vs = \text{حجم دقائق التربة (م}^3\text{)}$$

$$Vt = \text{الحجم الكلي لدقائق التربة (م}^3\text{)}$$

تعتمد المساحة السطحية النوعية على حجم الدقائق وشكلها، لذا فان دقائق الطين ذات اشكال صفائحية وعليه فإنها تملك مساحة نوعية اكبر، قد تصل الى عشرات أو مئات الأمتار المربعة في الغرام. كما ان نوع الطين له أثر بذلك، فطين المونتموريلونايت له مساحة نوعية كبيرة لوجود سطوح داخلية اضافية الى السطوح الخارجية.

المساحة السطحية النوعية (سم <sup>2</sup> /غم)	ISSS	المساحة السطحية النوعية (م <sup>2</sup> /م <sup>3</sup> )	USDA	نوع التربة
11	رمل خشن	2.0	41	رمل خشن جداً
113	رمل ناعم	0.2	45	رمل خشن
1132	غرين	0.02	91	رمل متوسط
11321	صين	0.002	227	رمل ناعم
			454	رمل ناعم جداً
			11321	صين
				صين

السطح النوعي صفة مهمة تفسر سلوك التربة، اذ ان قابلية التربة على مسك الماء والتبادل الكاتيوني وجاهزية بعض العناصر الغذائية ترتبط بهذه الصفة بدرجة اساسية لذلك فان تفسير سلوك التربة الفيزيوكيميائية يتحدد اساساً بهذه الصفة. وعليه فإنها صفة مهمة للدراسة وقياسها يوفر الأسس لتقييم وفهم سلوك التربة. ومن المحتمل ان قياس المساحة السطحية النوعية للتربة (رغم انه غير شائع كقياس نسجة التربة التقليدية) قد يبرهن فائدته كمؤشر ذو علاقة في توصيف اكثر من النسبة المئوية للرمل والغرين والطين.

نستنتج من الجدول اعلاه بان المساحة السطحية النوعية تزداد كلما صغر قطر الدقائق، فالطين الناعم مثلاً مساحة سطحية نوعية تزيد ملايين المرات على المساحة السطحية النوعية للرمل الخشن وتزيد الالف المرات على المساحة السطحية النوعية للغرين لذا فان تأثير الرمل على الصفات الفيزيائية والكيميائية للتربة ضئيل مقارنة بتأثير الطين والغرين . أي ان للرمل تأثير على هيكل التربة فقط. ان الطريقة الاعتيادية لتعيين المساحة السطحية هي بقياس كمية الغاز او السائل المطلوب لتكوين طبقة ذو جزيئة واحدة حول المساحة الكاملة في عملية الادمصاص وباستعمال غاز حامل مثل النيتروجين وقد يستعمل بخار الماء والسوائل العضوية مثل الكليسروول والاثيلين كلايكلول. يمكن تقدير المساحة السطحية النوعية حسابياً اعتماداً على حجوم واشكال الدقائق:

$$1. \text{ على فرض ان الدقائق كروية، ذات نصف قطر قدره } r$$

لذا فان المساحة السطحية النوعية على اساس الحجم والكتلة، تكون:

$$\text{Volume of sphere} = \frac{4}{3} \pi r^3$$

$$\text{mass} = \text{volume} \times \text{density}$$

$$\text{total surface} = 4\pi r^2$$

$$\therefore av = \frac{As}{Vs} = \frac{4\pi r^2}{\frac{4}{3}\pi r^3} \Rightarrow av = \frac{3}{r}$$

$$am = \frac{As}{Ms} = \frac{4\pi r^2}{\left(\frac{4}{3}\pi r^3\right)(\rho_s)} \Rightarrow am = \frac{3}{r\rho_s}$$

عندما تكون كثافة الدقيقة 2.65 جم / سم<sup>3</sup>، نحصل على سطح نوعي تقريبياً:

$$am = \frac{3}{r\rho_s} = \frac{3}{r \times 2.65} \Rightarrow am = \frac{1.1}{r}$$

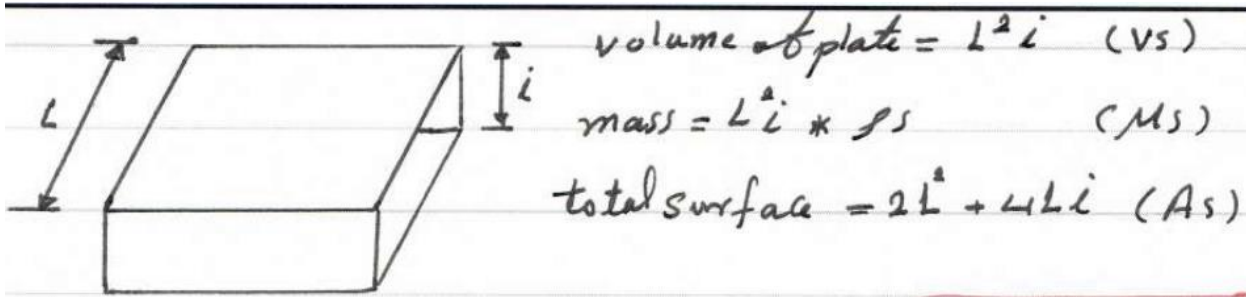
2. على فرض ان الدقائق مكعبة الشكل، فسطحها النوعي على اساس الحجم والكتلة، عندما يكون ضلعها = L، تصبح:

$$\begin{aligned} \text{volume of cube} &= L^3 \\ \text{mass} &= \text{volume} \times \text{density} \\ \text{total surface} &= 6L^2 \end{aligned}$$

$$a_v = \frac{A_s}{V_s} = \frac{6L^2}{L^3} \Rightarrow a_v = \frac{6}{L}$$

$$a_m = \frac{A_s}{M_s} = \frac{6L^2}{L^3 \rho_s} \Rightarrow a_m = \frac{6}{L \rho_s}$$

3. على فرض ان الدقائق صفائحية، ذات شكل مربع طول ضلعها L وسمكها i، فان السطح النوعي على اساس الحجم والكتلة يساوي:



$$a_v = \frac{A_s}{V_s} = \frac{2L^2 + 4Li}{L^2 i} \Rightarrow \frac{2L(L + 2i)}{L^2 i} \Rightarrow a_v = \frac{2(L + 2i)}{Li}$$

$$a_m = \frac{A_s}{M_s} = \frac{2L^2 + 4Li}{L^2 i \times \rho_s} \Rightarrow \frac{2L(L + 2i)}{L^2 i \times \rho_s} \Rightarrow a_m = \frac{2(L + 2i)}{Li \times \rho_s}$$

- وعليه فالتعبير عن الدقائق التي تكون تقريباً متساوية في ابعادها مثل معظم المعادن، دقائق الغرين تكون متشابهة والمعلومات عن احجام توزيع الدقائق المتوزعة يمكن ان تساعدنا في حساب السطح النوعي التقريبي بواسطة معادلة التجميع:

$$a_m = \frac{6}{\rho_s} \sum c_i \left( \frac{d_i^2}{d_i^3} \right)$$

حيث ان:

$C_i$  = تمثل نسبة الدقائق.

$d_i$  = قطر تلك الدقائق.

وعندما تكون  $\frac{6}{\rho_s} = 2.3$ ، نحصل على:

$$a_m = 2.3 \sum c_i \left( \frac{d_i^2}{d_i^3} \right)$$

$$a_m = 2.3 \sum \frac{c_i}{d_i}$$

ففي الطين وعندما تكون الصفائح ذات سمك رقيق جداً (i) فيمكن اهمالها مقارنة الى الابعاد المتساوية (L)، وعندما تكون قيمة  $\rho_s = 2.3$  غم/سم<sup>3</sup> فعلية:

$$a_m = \frac{2}{\rho_s i} = \frac{2}{2.65 \times i} \Rightarrow a_m = \frac{0.75}{i}$$

فعلى سبيل المثال يمكن تقدير السطح النوعي للطين اذا كان سمك الصفيحة معلوم. فمثلاً سمك الصفائح لمعدن المونتموريلونايت المعلق يمكن تقديره عندما تكون قيمة  $A^\circ 10 = i$  (اي ما يعادل  $10^{-7}$  سم). وعليه:

$$a_m = \frac{0.75}{i} \Rightarrow a_m = 0.75/10^{-7} \Rightarrow 7500000 \text{ cm}^2/\text{gm}$$

$$\therefore 1 \text{ m}^2 = 10000 \text{ cm}^2$$

$$\therefore a_m = 750 \text{ m}^2/\text{gm}$$

أما طين اللايت فانه  $A^\circ 50 = i$  (اي ما يعادل  $10^{-5}$  سم)، وعليه:

$$a_m = \frac{0.75}{i} \Rightarrow a_m = 0.75/10^{-5} \Rightarrow 1500000 \text{ cm}^2/\text{gm}$$

$$a_m = 1500000/10000 = 150 \text{ m}^2/\text{gm}$$

وهنا تكون مساحة السطح النوعي لهذا الطين واطئة، مقارنة بباقي الاطيان ولكنها تظهر فعالية سطحية اكثر، حيث يتميز بكثافة الشحنة الكهربائية العالية.

تمارين وتطبيقات حول حساب المساحة السطحية النوعية:

تمرين 1:

احسب المساحة النوعية التقريبية للرمل المكون من توزيع حجوم الدقائق التالية:

معدل القطر (مم): 1.0 0.5 0.2 0.1

% على اساس الكتلة (%): 40 30 20 10

الحل: Solution

$$a_m = \frac{6}{\rho_s} \sum \frac{c_i}{d_i}$$

$$a_m = \frac{6}{2.65} \left( \frac{0.40}{0.1} + \frac{0.30}{0.05} + \frac{0.20}{0.02} + \frac{0.10}{0.01} \right)$$

$$a_m = 67.92 \text{ cm}^2/\text{g}$$

ملاحظة: ان الجزء ذات القطر الأصغر يكون فقط عُشر كتلة المزيج، الا أنه يشكل حوالي ثلث مساحته السطحية. فمثلاً:

$$a_m = \frac{6}{2.65} \left( \frac{0.10}{0.01} \right) \Rightarrow a_m = 22.64 \text{ cm}^2/\text{g}.$$

مقارنة بالجزء ذات القطر الأكبر

$$a_m = \frac{6}{2.65} \left( \frac{0.40}{0.10} \right) \Rightarrow a_m = 9.06 \text{ cm}^2/\text{gm}$$

تمرين 2:

احسب المساحة السطحية النوعية التقريبية (م<sup>2</sup>/غم)، لتربة متكونة من 10 % رمل (معدل القطر 0.10 مم) و 20% رمل (معدل القطر 0.01 مم) و 30% غرين (معدل القطر 0.002 مم) و 20% طين كاؤولينايت (معدل سمك الصفيحة 400 Å) و 10% طين مونتموريلونايت (معدل سمك الصفيحة 10 Å) و 10% طين ألايت (معدل سمك الصفيحة 50 Å)؟



**Solution : الحل**

لأجزاء الرمل والغرين، نستخدم المعادلة التالية:

$$a_m = \frac{6}{2065} \left( \frac{0.10}{0.10} + \frac{0.20}{0.01} + \frac{0.30}{0.002} \right) \Rightarrow a_m = 387 \text{ cm}^2/\text{g}.$$

$$\therefore a_m = 0.0387 \text{ m}^2/\text{g}.$$

اذن

لجزء الطين، نستخدم المعادلة التالية:

$$a_m = \frac{2}{\rho_{si}} \Rightarrow a_m = \frac{2}{2.65 \times i} \Rightarrow a_m = \frac{0.75}{i} \text{ cm}^2/\text{g} \quad \uparrow \quad a_m = 387 \text{ cm}^2/\text{gm}$$

$$a_m = \frac{(0.20 \times 0.75)}{(400 \times 10^{-8})} + \frac{(0.10 \times 0.75)}{(10 \times 10^{-8})} + \frac{(0.10 \times 0.75)}{50 \times 10^{-8}}$$

$$a_m = 3.78 \text{ m}^2/\text{gm}(\text{Kaol.}) + 75.45 \text{ m}^2/\text{gm}(\text{mont.}) + 15.09 \text{ m}^2/\text{gm}(\text{ill.})$$

$$a_m = 94.32 \text{ m}^2/\text{gm}$$

$$\text{total specific surface area of soil} = 0.0387 + 94.32 = 94.36 \text{ m}^2/\text{gm}$$

\* يبدو من النتائج اعلاه ان الطين الذي يشكل حوالي 40% من كتلة التربة، كانت نسبته حوالي 99.96% من المساحة الكلية النوعية (أي  $\frac{94.32}{94.36}$ ) المونتورللينايت لوحده يشكل 80% تقريباً من المساحة السطحية النوعية للتربة.

**Soil structure** بناء التربة

يمكن تعريف بناء التربة بأنه انتظام دقائق التربة الأولية (Primary particles) ومجاميعها (aggregates) في نظام معين. يؤدي الاختلاف في انتظام هذه الدقائق والمجاميع بين تربة واخرى بالضرورة الى اختلاف في احجام واشكال وانتظام المسامات البينية في الترب. والذي يعتبر من أهم التأثيرات المباشرة لبناء التربة على خواصها الاخرى. لهذا لم تكن هنالك طريقة عملية لقياس بناء التربة بصورة مباشرة لذا فظاهرة بناء التربة تكون مستعملة في التعبير النوعي. في الحقيقة ان الطريقة المستعملة لوصف بناء التربة تكون غير مباشرة، وذلك من خلال قياس بعض الصفات المؤثرة على البناء بصورة مباشرة وهي المتبعة في أغلب الأحيان.

من الملاحظ بأن النسجة والسطح النوعي للتربة المعنية يكونان ثابتين على مدى فترات زمنية طويلة مقارنة ببناء التربة المتغير بدرجة كبيرة من وقت لآخر نتيجة لتغير الظروف الطبيعية، النشاطات البيولوجية وادارة التربة وكذلك العمليات الزراعية ، ان بناء التربة قد يكون العامل المحدد لإنتاجية التربة

بسبب تأثيره العالي على محتوى الماء والهواء وكذلك حرارة التربة والتي بدورها تؤثر على انبات البذور ونمو الجذور وكذلك تأثيرها على العمليات الزراعية مثل الحراثة والري والبزل.  
إنَّ التغيرات المهمة في الصفات الفيزيائية للتربة التي يعملها المزارع أو الفلاح عن طريقة الحراثة والعزق (**Cultivation**) والبزل والتسميد العضوي وازضافة الكلس والجبس ما هي الا محاولات لتغيير بناء التربة وليس نسجتها.

### تصنيف بناء التربة Classification of Soil structure

بالإمكان وضع الطرق المختلفة المستعملة في تصنيف بناء التربة في المجاميع التالية:

1. التصنيف المعتمد على شكل مجاميع.
2. التصنيف المعتمد على حجم المجاميع.
3. التصنيف المعتمد على وضوح المجاميع.
4. التصنيف المعتمد على صلابة المجاميع.
5. التصنيف المعتمد على ثباتية المجاميع.
6. التصنيف المعتمد على احجام المسامات البيئية للمجاميع.

الجدول التالي يبين تصنيف بناء التربة بالنسبة للنوع والصف والدرجة، حسب مقترح خدمات

الصيانة الاميركية للتربة:

1- نوع البناء Structure type : يعتمد على شكل وانظام الجدر.					
صفائح	مضغوري	عمودي	كتلي	حبيبي	نقائ
platy	prismatic	columnar	Blocky	granular	Crumb
2- صنف البناء Structure class : يعتمد على حجم الجدر:					
ناجم جداً رقيق جداً	أقل من 1م	أقل من 10م	أقل من 5م	أقل من 1م	أقل من 1م
ناجم أو رقيق	1-2م	10-20م	5-10م	1-2م	1-2م
متوسط	2-5م	20-50م	10-20م	2-5م	2-5م
خشن أو رسيك	5-10م	50-100م	20-50م	5-10م	5-10م
خشن جداً أو رسيك جداً	أكثر من 10م	أكثر من 100م	أكثر من 50م	أكثر من 10م	أكثر من 10م

3 - درجة البناء Structure grade :	
تعتمد على مدى متانة ووضوح المدر :	
5 عديم البناء	لا توجد مجاميع أو تنظيم واضح .
1 ضعيف	ضعيف التكوين ، غير متين ، المدر واضمة وتشر إلى مزيج من نسبة قليلة من مدر كامله ونسبة من المدر المكسر ومعظم المدر غير متجمعة
2 متوسط	جيد التكوين ، مدر متوسطة المتانة والمدر غير واضمة في معد التربة وتشر إلى نسبة كبيرة من المدر لكامله وقليلة من المدر المكسر ، معظم المدر متجمعة .
3 قوي	جيد التكوين ، مدر متينة وراضمة مرتبطة ببعضها بصورة ضعيفة ، تشر بصورة تامة تقريباً إلى مدر كامله .

يعتمد تصنيف بناء التربة على الطرق التالية:

1. تحديد نوع (type) البناء والذي يعتمد على شكل وانتظام المدر.
2. تحديد صنف (Class) البناء الذي يعتمد على حجم المدر.
3. تحديد درجة (grade) البناء والذي يعتمد على وضوح ومتانة المدر.

أهمية البناء للزراعة:

1. ملائم لتطوير ونمو الجذور.
2. يسمح بتهوية مناسبة وظروف بزل جيدة في المنطقة الجذرية.
3. يسمح بوصول كمية مناسبة من العناصر الغذائية للنبات.
4. يسمح للتربة بمسك كمية كافية من الماء.

العوامل المؤثرة على تكوين بناء التربة:

1. المواد العضوية الغروية ومخلفات الأحياء الدقيقة.
2. الأيونات الممدصة على معقد التبادل.

## تكوين البناء Structure Formation

الدقائق الثانوية توجد كمجاميع من الدقائق الأولية تسمى بالوحدات التركيبية Structure units أو التجمعات Aggregate. ان التوزيع الحجمي للتجمعات وثباتيتها وكميتها والتوزيع الحجمي للمسامات بين التجمعات وداخلها توصف ببناء التربة، لذلك لا يعتبر الـ Aggregation رديفًا لـ Soil structure لان الـ Aggregation يمثل فقط وحدة واحدة من البناء. ومن وجهة نظر زراعية فأن مجموع دقائق التربة التي تكون التجمعات مهمة جدًا لتكوين أحسن وأمثل فلاحية للتربة Soil tilith. Soil tilith: تشير بصورة عامة الى احسن قابلية لتجمعات التربة للنبات ضد التدهور نتيجة الفعل الميكانيكي لقطرات المطر وجريان الماء.

هنالك اتجاهات عديدة توضح الفعاليات التي يمكن ان تساهم في تكوين تجمعات التربة، منها:

### 1. دقائق الطين Clay particles

دقائق الطين تعمل كجسور رابطة بين دقائق الرمل الكبيرة وحبيبات التربة الاخرى، قوى التلاصق تنشأ بفعل ميكانيكي فيزيوكيميائي وكالاتي:

- أ. قوى فاندروالز، التي قد تختلف عكسيًا مع مكعب المسافة بين الدقائق.
- ب. التجاذب الالكتروستاتيكي بين سطوح الطين المشحونة بشحنات سالبة وحواف الاطيان المشحونة بشحنات موجبة.
- ج. الترابط بين الدقائق المشحونة بشحنات سالبة وجزيئات الماء.
- د. التأثير الرابط للمادة العضوية واكاسيد الحديد والالمنيوم.
- هـ. قوى الشد السطحي.

### 2. المادة العضوية organic matter

تلعب المادة العضوية دورًا مهمًا في الفعاليات الميكروبية للتربة، وتكون العامل الرئيس المسؤول عن تكون التجمعات. وهي اكثر تأثيرًا من الأطيان في تكوين تلك التجمعات ودورها يزداد مع زيادة النشاط الميكروبي بفعل مايسيل الفطريات. زيادة النشاط الميكروبي اكثر من المقرر له أثر سيء في تعجيل تحلل المادة العضوية وتدهور بناء التربة.

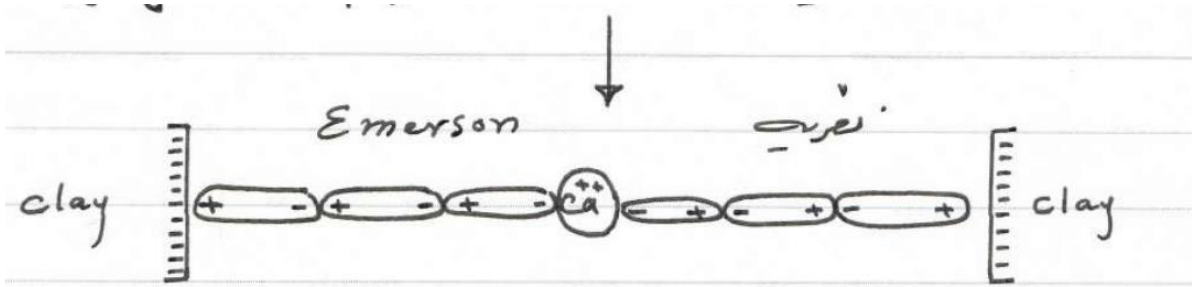
وهناك عوامل اخرى تؤثر على التجمعات وتكوينها:

1. التمدد والتقلص Swelling & shrinkage.
2. الضغط الناجم عن الجذور plant root system.
3. الذوبان والانجماد Freezing & thawing.

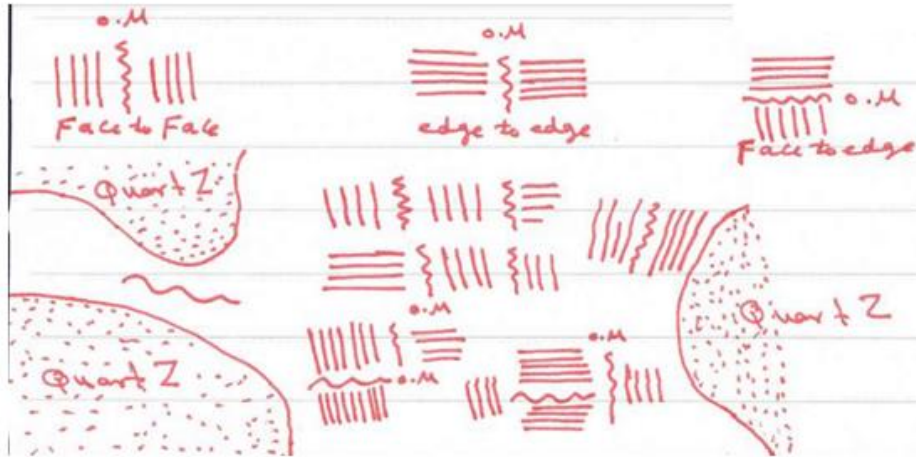
## 4. التجفيف والترطيب Wetting &amp; drying

يوصف بناء التربة الرملية بعديم البناء Structure less. أو Single grain structure لان عدد قليل من الدقائق متماسك أو مترابط فيما بينها عند جفاف التربة.

## تطور نظرية Russell لتكوين الـ Aggregation



اضاف Emerson بأن دقائق الطين توجد بشكل pockets (مجموعة دقائق تسمى Domains مثل  $Ca^{++}$ ) ترتبط وجهاً لوجه Face to Face، أو وجه لحافة Face to edge أو حافة لحافة edge to edge.



## ادارة بناء التربة Management of soil structure

هنالك ثلاث عمليات مهمة في إدارة بناء التربة، هي:

1. تغيير البناء Modification: يؤثر استعمال الارض في طبيعة بناءها، فاذا كانت التربة قديمة فيها اعشاب فان حرارتها تؤدي الى تدهور البناء، بسبب انخفاض المادة العضوية، بينما يمكن

زراعة التربة بالأعشاب لمدة اربع سنوات فيحسن بناءها، لذا يمكن السيطرة على البناء الجيد بطريقة الحراثة ونوعها وتوقيتها. ويطلق على التربة good tilith or Melon عندما تكون مجاميع الطبقة السطحية Crumb or soft. لذا فان الحراثة المستمرة تحطم بناء التربة وتجعل الطبقة السطحية بعد فترة متصلبة عند الجفاف.

2. **تثبيت البناء Stabilization**: استعملت طرق طبيعية وصناعية لتثبيت بناء التربة مثل اضافة المادة العضوية أو تغطيتها بالمادة العضوية أو زراعتها بالمحاصيل أو اضافة المحسنات، خاصة على السطح مثل المحسنات اللاعضوية مثل ( phosphoric acid ، cement ، lime ) او مصلاحات عضوية مثل (PVA و PAM و VAMA، ..... وغيرها).

3. **الحفاظ على البناء Preservation**: ان اهم مشكلة في ادارة التربة هي صيانة المسامات وثباتيتها لتوفير ظروف جيدة للجذور ونشاط احياء التربة التي تنتج اصماغ تسهم في تحسين البناء، لذلك فان تجهيز المادة العضوية للتربة ضروري لفعاليات الاحياء والتربة نفسها. ان الحفاظ على مستوى عالي لخصوبة التربة ضروري جداً لإعطاء ظروف مشجعة للبناء الجيد.

تقليل الفعل الميكانيكي من خلال تقليل حركة الآلات الثقيلة التي تسبب دك مستمر للتربة قد تساهم في صيانة بناء التربة، لذا فإن الـ zero tillage تقلل من حركة الآلات الى اقل ما يمكن.

### ثباتية التجمعات Aggregate stability:

ان تعيين حالة التجمع للتربة في أية لحظة ولزمن معين ربما لا يكفي لوصف السلوك البنائي الحقيقي للتربة، حيث انها ربما تتغير بصورة مستمرة خلال فترة من الزمن، لذا فان درجة التجمع في حقيقة الأمر خاصية متغيرة مع الزمن، اذ ان التجمعات تتكون وتتكسر ويعاد بناءها بصورة دورية، وقد تتكسر المجاميع عند الترطيب Break down of aggregate by wetting وسبب ذلك هو:

1. التفسير بالتغطيس Slaking.

2. التفسير بالتشتيت Dispersion.

3. التفسير بتعرض المجاميع للإجهاد أو القص Shearing of aggregate.

\* **التفسير بالتغطيس Slaking**: هو التفسير الأولي للمجاميع عند تغطيسها بالماء .... وسبب هذا التفسير هو اختلاف التمدد differential swelling وتأثير دخول الهواء entrapped air ... لذا كلما زادت سرعة امتصاص المجاميع للماء كلما زاد تأثير الهواء، كذلك تعمل المادة العضوية والمواد الأخرى الكارهة للماء على تقليل سرعة الترطيب فتقلل من تأثير الهواء... ان اهمية العاملين (المادة

العضوية والمواد الكارهة للماء) تعتمد على المساحة السطحية للطين الموجود وكذلك على نسبة الطين في التربة. ان ظاهرة التفسير تكون في بداية الغمر وتسبب تكسر المجاميع.

### التفسير بالتشتت Dispersion:

ان تشتت دقائق الطين Dispersion يبدأ بعد ان يبدأ فصل Hydration للماء ووجود الاملاح .... الصوديوم يكون دوره رئيسياً في فصل التشتت ويزداد التأثير لـ  $Na^+$  بوجود عنصر  $Mg^{++}$ ، اما الالمنيوم  $A^{+++}$  فتأثيره معاكس بسبب تأثير شحنته العالية.

اكاسيد الحديد والالمنيوم الصغيرة الحجم قد تمنع الـ Dispersion عن طريق عملها كجسور بين دقائق الطين حسب نظرية Russell. المادة العضوية organic matter تعمل على صنع الـ Dispersion بسبب عملها كروابط بين دقائق الطين حتى عند وجود الـ  $Na^+$ ، لأنها تزيد من زاوية التماس وتمنع من وصول الماء الى دقيقة التربة.

### \* التفسير بتعرض المجاميع للإجهاد shearing of aggregate:

الاجهاد على التجمعات قد يأتي بصورة تامة عند ترطيب التربة ...

اجهادات أخرى قد تأتي للتربة من الحرارة

والعمليات الزراعية وضغط الجذور ... وكذلك

من وقع قطرات المطر على سطوح الترب

المكشوفة.



### تحليل التجمعات Aggregate analysis:

هنالك ثلاث تقنيات استخدمت لتحليل المجاميع، هي:

1. النخل الرطب والجاف wet & dry sieving.

2. طريقة فصل التجمعات التي يصعب فصلها بالنخل الرطب Elutriation.

3. طريقة الترسيب Sedimentation.

- النخل الجاف Dry sieving: تستعمل لتقييم توزيع التجمعات. إنَّ النخل الجاف باستعمال مجموعة من المناخل الدوارة تعطي دليلاً مهماً للتربة فيما يتعلق بالتعرية الريحية. وان هذه الطريقة بالرغم من انها تعطي توزيع حجوم التجمعات الا انها تعاني من نقص في معرفة ثباتية التجمعات.

- **النخل الرطب Wet sieving**: انها طريقة جيدة لقياس تجمعات التربة واستناداً لهذه الطريقة فان التربة ترطب ببطء بالخاصية الشعرية لمدة 30 دقيقة ثم تنقل الى مجموعة من المناخل المغمورة بالماء ترتفع وتنخفض في الماء 30 مرة في الدقيقة ولمدة 30 دقيقة (ترتفع وتنخفض لمسافة 1.25 انج) ويحسب وزن التربة المتبقي على كل منخل، حيث ان قطر فتحات آخر منخل 0.25 مم.

$$\frac{\text{(وزن المتبقي على المنخل - وزن الرمل)}}{\text{(وزن النموذج الكلي - وزن الرمل)}} = \%SA$$

ان من مشاكل النخل الرطب، هي طريقة الترطيب للنماذج، حيث:

- التجفيف هوائياً يقلل نسبة المجاميع الكبيرة.
  - الترطيب السريع يسبب تحطم المجاميع الكبيرة.
  - الغمر المفاجئ يسبب تحطم المجاميع مقارنة بالترطيب بالخاصية الشعرية.
- لذا فان رش الماء على مجاميع التربة فانه يعطي اقل تحطيم، مقارنة بالطرق الثلاث (النخل الجاف، النخل الرطب، النخل المبثقل)، اذ تعتمد هذه الطريقة على قطرات المطر الساقطة على التربة، حيث تتحرك الكمية الموجودة من التربة خلال عمود ماء، في حين تحت ظروف الحقل، يتحرك الماء بين نسيج التربة والذي من خلاله يتم تحديد ثباتية تجمعاتها.

- **Elutriation**: طريقة جديدة لفصل التجمعات والتي من غير الممكن فصلها بالنخل الرطب.
- **Sedimentation**: وتستعمل لفصل التجمعات الصغيرة التي يصعب فصلها بالنخل، وتستعمل طريقة الهيدروميتر أو الماصة لهذا الغرض، ولكن هنالك مشكلة في عملية الترسيب هي:

أ. التجمعات تختلف في كثافتها.

ب. قد يحصل تخثر اثناء الترسيب.

**طرق تمثيل تجمعات التربة Expression Data**:

هنالك طرق عديدة لتمثيل التجمعات في التربة، فقد اقترح مصطلح Stability of aggregation لتحديد نسب التجمعات الأكبر من حجم معين سائد في وزن من التربة.



ان التعبير عن توزيع حجوم التجمعات، يعد مقياساً لتوزيع حجوم المسامات وانعكاس لقابلية التربة على التعرية وخاصة بواسطة الرياح، وهناك بعض المعاملات المستخدمة في هذا المجال، ومن اكثرها شيوعاً:

1. **معدل القطر الموزون (MWD) Mean weight diameter**: ويشير هذا التعبير على وزن

كتل من التجمعات، اعتماداً على حجومها النسبية. ويمثل رياضياً:

$$MWD = X = \sum_{i=1}^n x_i w_i \text{-----}(4.1)$$

حيث:

$X$  = معدل القطر الموزون.

$X_i$  = معدل القطر لأي مدى حجمي خاص للتجمعات المفصولة بالنخل.

$W_i$  = وزن التجمعات في ذلك المدى الحجمي كنسبة الى الوزن الجاف الكلي للنموذج.

2. **معدل القطر الهندسي (GMD) Geometric mean diameter**:

يستخدم كمؤشر للتجمع حيث ان وزن التجمعات لحجم معين من مفصولات التربة

مضروباً باللوغاريتم لمعدل ذلك الجزء من القطر. ويمثل رياضياً:

$$Y = \exp \left[ \frac{\sum_{i=1}^n w_i \log x_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \right] \text{-----}(4.2)$$

حيث:

$Y$  = معدل القطر الهندسي.

$W_i$  = وزن التجمعات في المدى الحجمي.

3. **الانحراف القياسي Standard deviation**.

4. **معامل التجمع Coefficient of aggregation**.

**تقشر التربة Soil Crust**:

تعرف القشرة السطحية او التصلب السطحي بأنها الطبقة المتكونة على سطح التربة نتيجة لفعل

قوى خارجية ويتراوح سمكها بين عدة مليمترات الى عدة سنتيمترات وتمتاز بما يلي:

أ. كثافة ظاهرية عالية مقارنة بالطبقات التي تليها.

ب. تتلون تحت تأثير الفعل الميكانيكي لقطرات المطر أو عملية الري بفعل التعاقب لعمليتي

الترطيب والتجفيف.

ان سقوط قطرات المطر واصطدامها بسطح التربة الجافة الخالية من الغطاء النباتي يؤدي الى تحطم تجمعات التربة، ويعقب هذه العملية تفرق الدقائق الناعمة، مما يؤدي الى غلق المسامات عند انتقالها خلال التربة وتتكون طبقة مضغوطة عند السطح ذات كثافة ظاهرية عالية، هذه الطبقة تعمل على سد المسامات السطحية الكبيرة وخفض غيض الماء في التربة وتبادل الغازات بين التربة والجو، تسمى هذه الطبقة السداد السطحي Surface seal، عند التجفيف تصبح صلبة تقاوم بزوغ البادرات. لنوع المعدن الطيني ونسبته أهمية في تكوين الطبقة السطحية المتصلبة.

الطرق المتبعة لتقدير قوة القشرة المتصلبة، هي:

1. استعمال مقياس الاختراق (المخراق) Penetrometer.

2. طريقة فحص بزوغ البادرات Emergency.

3. فحص معامل الكسر Modulus of Rupture.

والطريقة الأخيرة مختبرية تعطي دليلاً عن مدى قوة القشرة المتصلبة، ويعبر عنها رياضياً

بالمعادلة الآتية:

$$S = \frac{3FL}{2bd^2} \text{-----(4.3)}$$

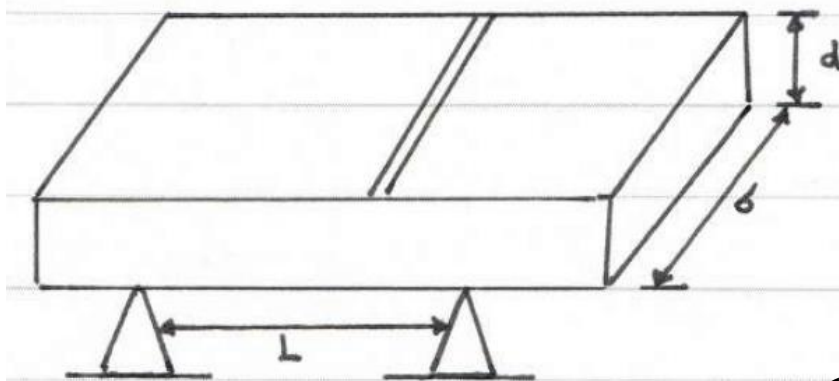
اذ يمثل:

F = القوة اللازمة للكسر (داين).

L = المسافة بين نقاط الارتكاز (سم).

b = عرض القالب (سم).

S = معامل الكسر (داين/سم<sup>2</sup>)



العوامل المؤثرة على معامل الكسر:

1. المحتوى الرطوبي: يزداد معامل الكسر بانخفاض المحتوى الرطوبي للتربة.
2. الكثافة الظاهرية: يقل معامل الكسر بانخفاض قيم الكثافة الظاهرية للتربة.
3. المادة العضوية: انخفاض في المادة العضوية في التربة يزيد من قوة القشرة السطحية.

4. المحتوى الطيني: تزداد قيم معامل الكسر بزيادة المحتوى الطيني في التربة.

((تطبيقات حول المعايير المستخدمة لتقييم ثباتية التجمعات))

تمرين 1: احسب معدل الاقطار الموزونة لأنظمة التجمعات المبينة في الجدول التالي:

النخل الرطب		النخل الجاف		مدى قطر التجميع (مم)
تربة مزروعة	تربة بكر	تربة مزروعة	تربة بكر	
%50	%30	%25	%10	0.50 - 0.0
%25	%15	%25	%10	1.00 - 0.50
%15	%15	%15	%15	2.00 - 1.00
%5	%15	%15	%15	5.00 - 2.00
%4	%15	%10	%20	10.00 - 5.00
%1	%5	%7	%20	20.00 - 10.00
%0	%5	%3	%10	50.00 - 20.00

ملاحظة: النسبة المئوية تشير الى كتلة الاجزاء من التربة الجافة في كل مدى قطري.

الحل: يجب تعيين معدل الاقطار.

المدى	0.5-0	1.0-0.5	2.0-1.0	5.0-2.0	10.0 - 5.0	20-10.0	50-20
المعدل	0.25	0.75	1.50	3.5	7.5	15.0	35

معدل القطر الموزون للترب البكر بالنخل الجاف

$$x = \sum x_i w_i$$

$$x = [(0.25 \times 0.1) + (0.75 \times 0.1) + (1.50 \times 0.15) + (3.5 \times 0.15) + (7.5 \times 0.2) + (15 \times 0.2) + (35 \times 0.1)] \Rightarrow x = 8.85 \text{ mm}$$

معدل القطر الموزون للترب المزروعة بالنخل الجاف

$$x = \sum x_i w_i$$

$$x = [(0.25 \times 0.25) + (0.75 \times 0.25) + (1.50 \times 0.15) + (3.5 \times 0.15) + (7.5 \times 0.1) + (15 \times 0.07) + (35 \times 0.03)] \Rightarrow x = 4.30 \text{ mm}$$

معدل القطر الموزون للترب البكر بالنخل الرطب

$$x = \sum x_i w_i$$

$$x = [(0.25 \times 0.30) + (0.75 \times 0.15) + (1.50 \times 0.15) + (3.5 \times 0.15) + (7.5 \times 0.15) + (15 \times 0.05) + (35 \times 0.05)] \Rightarrow x = 4.56 \text{ mm}$$

معدل القطر الموزون للترب المزروعة بالنخل الرطب

$$x = \sum x_i w_i$$

$$x = [(0.25 \times 0.5) + (0.75 \times 0.25) + (1.5 \times 0.15) + (3.5 \times 0.05) + (7.5 \times 0.04) + (15.0 \times 0.01) + (35 \times 0.0)] \Rightarrow x = 1.16 \text{mm}$$

**ملاحظة:** لقد انخفض معدل القطر الموزون للترب البكر من 8.85 مم عند النخل الجاف الى 4.56 مم لنفس الترب عند استخدام النخل الرطب. وكذلك للترب المزروعة لقد انخفض معدل القطر الموزون من 4.30 مم عند النخل الجاف الى 1.16 مم عند النخل الرطب. وهذا يعني درجة عدم الثبات للتجمعات المختلفة بفعل الانهدام الناتج عند الغمر بالماء. ان تأثير الزراعة يقلل بشكل عام من ثباتية التجمعات للتربة بالماء وعليه يجعل التربة اكثر عرضة لعمليات التفسير والتعرية.

## ماء التربة Soil water

## المحتوى والجهد Contain and potential

ان اختلاف كل من المحتوى المائي في وحدة وزن أو حجم التربة، وحالة طاقة الماء في التربة، عاملان مهمان في نمو النبات. وتعتمد العديد من صفات التربة بدرجة كبيرة على المحتوى المائي، من ضمنها الصفات الديناميكية للتربة. وان تغير المحتوى المائي اثناء الترطيب والتجفيف لتربة طينية يرافقه تغير في الحجم الكلي لها نتيجة ظاهرتي التمدد والانكماش مما يغير من كثافة التربة الظاهرية والمسامية الكلية والتوزيع الحجمي للمسام، فضلاً عن ان المحتوى المائي للتربة متحكم بالتبادل الغازي في التربة مما ينعكس على تنفس الجذور للنبات والاحياء الدقيقة.

توصف رطوبة التربة Soil wetness كنسبة مئوية لكمية الماء لوحدة كتلة ( $\theta_m$ ) وكوحدة حجم ( $\theta_v$ ) في التربة. كذلك توصف رطوبة التربة بدلالة الطاقة الحرة لوحدة الكتلة والذي يعرف بالجهد potential.

مكونات الجهد متعددة لكن جهد الضغط أو الجهد الهيكلي هو الذي يصف قوة مسك الماء من قبل هيكل او مادة التربة. ان المحتوى المائي وجهد الماء مرتبطان مع بعضهما بعلاقة بيانية هي منحني الوصف الرطوبي.

## - محتوى ماء التربة Soil water Content:

يتم التعبير عن المحتوى المائي للتربة بدلالات عديدة وهي:

أ. بدلالة الكتلة ( $\theta_m$ ):

$$\theta_m = \frac{Mw}{Ms}$$

ب. بدلالة الحجم ( $\theta_v$ ):

$$\theta_v = \theta_m * (\rho_b / \rho_w) \text{ or } \theta_v = \frac{Vw}{Vt}$$

$$d = \theta_v D$$

ج. بدلالة العمق (d):

## - قياس رطوبة التربة Measurement of soil wetness

في كثير من الاحيان تدعو الحاجة الى تعيين كمية الماء الموجودة في التربة في تحريات الزراعة والبيئة والهيدرولوجي، وذلك لفهم العلاقات الكيميائية والميكانيكية والهيدرولوجية. هنالك طرق مباشرة واخرى غير مباشرة لقياس المحتوى المائي للتربة، هي:

1. الطريقة الوزنية gravimetric method.

2. طريقة المقاومة الكهربائية Electrical resistance.

3. طريقة التشتت النتروني Neutron scattering.

4. طريقة قياس الشد الرطوبي Tensiometer method.

5. امتصاص اشعة كاما Gamma-Ray absorption.

6. طرق اخرى Other methods.

- حالة طاقة ماء التربة **Energy state of soil water**:

يمتلك الماء نوعين من الطاقة هما:

أ. الطاقة الحركية **Kinetic energy**.

ب. الطاقة الكامنة **potential energy**.

تتناسب الطاقة الحركية لماء التربة مع مربع السرعة، ويعبر عنها كالاتي:

$$\text{Kinetic energy} = 0.5 MV^2$$

حيث:  $M =$  الكتلة (غم).

$V =$  السرعة (سم/ثا).

وبما ان سرعة حركة الماء في التربة قليلة لذلك تهمل الطاقة الحركية. أما الطاقة الكامنة لماء

التربة والتي سببها الموقع أو الظروف الداخلية فهي مهمة في تعيين حالة وحركة الماء في التربة. لذا

يعبر عن الطاقة الكامنة كميًا، كالاتي:

$$\text{potential energy} = Mgh$$

حيث:

$g =$  التعجيل الأرضي (سم/ثا<sup>2</sup>)،  $h =$  الارتفاع (سم).

ان اختلاف طاقة الماء الكامنة من نقطة الى اخرى تؤدي الى جريان الماء ضمن التربة. وعادة

ينتقل الماء من الموقع الذي تكون فيه الطاقة الكامنة عالية الى الموقع الذي تكون فيه الطاقة الكامنة

واطئة، وحتى الوصول الى حالة الاستقرار equilibrium حيث تكون الطاقة متجانسة في كل مكان.

القوة الدافعة للجريان هو نسبة معدل الانخفاض في الطاقة الكامنة الى المسافة التي يتحرك بها الماء

وهو ما يعرف بانحدار الجهد potential gradient وبهذه الحالة تكون حركة الماء تلقائيًا ولكن عند

نقل الماء باتجاه عكس انحدار الجهد فان ذلك يتطلب انجاز شغل.

يُعد مفهوم جهد ماء التربة Soil water potential معيار لطاقة ماء التربة ولكن يعبر عن

الطاقة الكامنة النوعية لماء التربة نسبة الى الماء وعند نقطة تعد مرجعًا لحالة قياسية [R.L]

[Reference level]. ان الحالة القياسية تفترض على انها خزان مائي عند الضغط الجوي وله نفس درجة حرارة ماء التربة وله ارتفاع ثابت ومعلوم. فعندما تكون التربة مشبعة وماءها تحت ضغط هيدروليكي ساكن اكبر من الضغط الجوي، فان قيمة الطاقة الكامنة لهذا الماء تكون اعلى من قيمة الماء في الخزان وعليه يتحرك الماء تلقائياً من التربة الى الخزان. وعندما تكون التربة رطبة وغير مشبعة فان الماء فيها يكون مفيد وغير حر في الجريان باتجاه الخزان ويحدث العكس، فان الماء يسحب تلقائياً من الخزان الى التربة بطريقة الامتصاص.

عندما يكون الضغط الهيدروليكي الساكن اكبر من الضغط الجوي فان جهد ماء التربة يكون اكبر وعليه تكون قيمة الجهد موجبة (تحت منسوب الماء). أما في حالة التربة غير المشبعة حيث الضغط الهيدروليكي الساكن اقل من ضغط الماء في الخزان المرجعي بسبب ان الماء تحت تأثير قوى الخاصية الشعرية وقوى الامتصاص لذلك تكون قيمة جهد ماء التربة هنا سالبة (فوق منسوب الماء).

تتولد القوة الدافعة للجريان عند اختلاف جهد الماء بين موقعين بينهما مسافة (X). وان القوة المؤثرة على ماء التربة من منطقة الجهد العالي الى منطقة الجهد الواطئ تساوي القيمة السالبة في

انحدار الجهد Potential gradient  $\left[ -\frac{d\psi}{dx} \right]$  يمثل انحدار الجهد التغير في جهد الطاقة مع المسافة

وان القيمة السالبة، تشير ان القوة تكون مؤثرة باتجاه انخفاض الجهد.

#### - جهد ماء التربة Soil water potential:

يعرف جهد ماء التربة الكلي Total Soil water potential بأنه كمية الشغل المنجزة لنقل وحدة كمية من الماء النقي متناهية في الصغر وبصورة عكسية في درجة حرارة ثابتة من خزان ماء نقي عند ارتفاع معين وتحت الضغط الجوي الى ماء التربة.

يتعرض ماء التربة لقوى عديدة تسبب اختلاف جهده عن جهد الماء النقي الحر تنتج هذه القوى عن جذب هيكل التربة للماء ونتيجة تواجد مواد ذائبة في الماء فضلاً عن تأثير ضغط الغاز الخارجي والجذب الأرضي. وعليه فان جهد ماء التربة الكلي، هو محصلة لمجموع مساهمات العوامل المختلفة والمؤثرة التالية:

$$\psi_t = \psi_g + \psi_p + \psi_o + \dots$$

حيث

$$\psi_t = \text{جهد ماء التربة الكلي.}$$

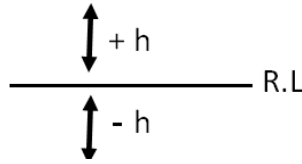
$$\psi_g = \text{جهد الجذب الارضي.}$$

$$\psi_p = \text{جهد الضغط او جهد الهيكل.}$$

$\Psi_0 =$  جهد التنافذ او الجهد الازموزي.

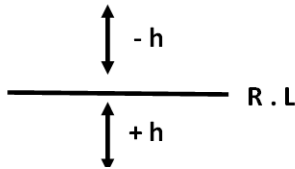
### - جهد الجذب الارضي Gravitational potential:

جميع الاجسام تتجذب نحو مركز الارض بفعل الجاذبية وبقوة تعادل وزن الجسم، والوزن هو حاصل ضرب كتلة الجسم في التعجيل الأرضي، ولرفع اي جسم ضد هذا الجذب، يجب بذل شغل وان هذا الشغل المنجز يخزن في الجسم المرفوع على شكل طاقة كامنة للجاذبية gravitation of potential energy. يتم تعيين جهد الجاذبية الارضية لماء التربة عند كل نقطة نسبة الى ارتفاع النقطة عن منسوب مرجعي افتراضي. وللسهولة يفترض مستوى القياس المرجعي عند ارتفاع داخل التربة، عندئذ يكون جهد الجذب الارضي قيمة موجبة (+) واذا اختير سطح التربة مستوى القياس فان قيمة جهد الجذب الارضي لكل نقطة تحت سطح التربة سيكون سالباً (-) بالنسبة الى مستوى القياس. باختصار فان جهد الجذب الارضي عند مستوى القياس (صفر) والى الاعلى منه (موجب) والى الاسفل (سالب).



### - جهد الضغط pressure potential:

عندما يكون ماء التربة تحت ضغط ساكن اكبر من الضغط الجوي، يكون جهد الضغط موجباً. وعندما تكون تحت ضغط اقل من الضغط الجوي يكون جهد الضغط سالباً، وهو ما يعرف بالشد tension أو السحب Suction. وعليه فان الماء تحت سطح الماء الحر يكون تحت جهد ضغط موجب وعند السطح يكون جهد الضغط صفر والماء المرفوع بالخاصية الشعرية فوق سطح الماء الحر يتصف بجهد ضغط سالب.





يسمى جهد الضغط السالب بالجهد الشعري Capillary potential أو بجهد الهيكل matric potential. اسباب هذا الجهد هو القوى الشعرية وقوى امدصاص الماء من قبل هيكل التربة. هذه القوى تجذب وتربط الماء في التربة فتتخفف الطاقة الكامنة للماء الهيكلية الى اقل من طاقة الماء الكلي.

### - الجهد الازموزي Osmotic potential:

ان وجود المواد الذائبة في ماء التربة يؤثر على صفاته الترموديناميكية وتخفض من طاقته الكامنة. لا يؤثر الجهد الأزموزي على جريان السائل في التربة ولكنه مهم جداً فكلما وجد غشاء او حاجز للانتشار والذي ينقل الماء بسهولة اكبر من الاملاح. ان الضغط الازموزي مهم في التفاعل بين جذور النبات والتربة وكذلك العمليات التي تشمل انتشار الجذور.

### - التعبير الكمي لجهد الماء Quantitative Expression of Soil – water potential

يعبر عن جهد ماء التربة فيزيائياً بثلاث طرق هي:

#### 1. الطاقة لوحدة الكتلة:

الطاقة = الشغل.

الشغل = القوة × المسافة = الكتلة × التعجيل الأرضي × المسافة.  
∴ التعبير الكمي لوحدة كتلة، اذن:

المسافة

$$\frac{\text{الطاقة}}{\text{الكتلة}} = \text{التعجيل الارضي} \times \text{المسافة}$$

الطاقة = التعجيل الارضي × المسافة.

$$= \frac{\text{سم}^2}{\text{أرك/غم}} = \text{سم}^2 \times \text{سم} = \frac{\text{سم}^3}{\text{أرك}}$$

∴ وحدة جهد الماء لوحدة كتلة هي (أرك / غم) أو (جول / كغم).

#### 2. الطاقة لوحدة الحجم:

الطاقة = الشغل

الشغل = القوة × المسافة = الكتلة × التعجيل الأرضي × المسافة  
∴ التعبير الكمي هو لوحدة حجم، اذن:

الكتلة = الكثافة × الحجم

$$\frac{\text{الطاقة}}{\text{الحجم}} = \text{الكثافة} * \text{الحجم} * \text{التعجيل الارضي} * \text{المسافة}$$

الطاقة = الكثافة × التعجيل الارضي × المسافة.

$$\text{الطاقة} = \frac{\text{غم}}{\text{سم}^3} * \frac{\text{سم}}{\text{ثا}^2} * \text{سم} = \text{غم/سم} \cdot \text{ثا}^2 = \text{داين} / \text{سم}^2$$

∴ وحدة جهد الماء لوحدة حجم هي داين / سم<sup>2</sup> أو نيوتن / م<sup>2</sup>.

### 3. الطاقة لوحدة الوزن:

الطاقة = الشغل

الشغل = القوة × المسافة = الكتلة × التعجيل الأرضي × المسافة

∴ التعبير هو لوحدة وزن اذن:

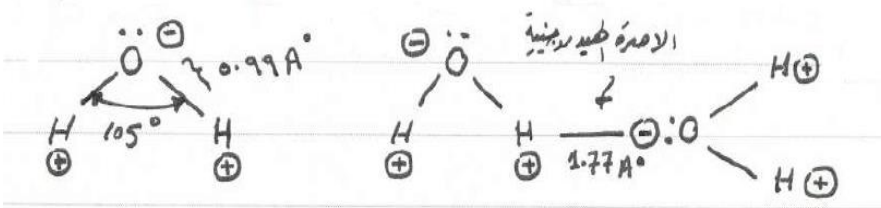
~~الطاقة = الكتلة × التعجيل الأرضي × المسافة / الكتلة × التعجيل الأرضي~~

الطاقة = المسافة = سم

∴ وحدة جهد الماء لوحدة الوزن هي سم.

### - الصفات الفيزيائية لجزيئات الماء:

يتكون جزيء الماء من ذرتين هيدروجين وذرة واحدة أوكسجين وهذا الجزيء من الماء محملاً بشحنة موجبة على أحد الجوانب وشحنة سالبة على الجانب الآخر ولذلك ينظر اليه على انه ثنائي القطب Dipole ويلاحظ ان تركيب الماء يشبه الى حد كبير مركب Tetrahedra (أي يشبه معادن 1:1 المتكونة من صفيحة رباعية الاوجه السليكا SiO<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ومرتبطة بصفيحة ثمانية الاوجه من الالومينا (Al<sub>3</sub>(OH)<sub>6</sub>).



يبين المخطط ان ذرة أوكسجين في المركز وترتبط بها جزيئتين من الهيدروجين موجبتى الشحنة بينما يكون الجانبين الآخرين من الشكل الرباعي سالبى الشحنة نتيجة وجود الالكترونات المنفصلة وهذا ما يجعل جزيء الماء يعمل ثنائي القطب Dipole.

## - أهم خواص ماء التربة

1. البناء الجزيئي **Molecular structure**:

كل سم<sup>3</sup> واحد من الماء السائل يحتوي على حوالي  $3.4 \times 10^{28}$  جزيئة، قطر الواحد منها  $3A^0$  (1 أنكستروم =  $10^{-8}$  سم<sup>2</sup>) في الظروف القياسية، الماء له صفة القطبية Polarity أي كل جزيئة ماء تتكون من ذرتي هيدروجين مرتبطتان بذرة أوكسجين بترتيب يجعلها متوازنة في الشحنة المستقرة.

2. الشد السطحي **Surface tension**:

مقدار الشد السطحي للماء النقي عالي ويعتمد على درجة الحرارة فهو يتراوح بين 75.6 داين/سم في درجة الصفر المئوي الى 69.5 داين/سم في درجة 40 م°. اضافة الى الاملاح والمواد العضوية يؤدي الى زيادة الشد السطحي للماء النقي وبالعكس فان اضافة الاحماض العضوية يؤدي الى تقليل الشد السطحي للمحلول لذا يطلق على ظاهرة سحب أو شد السوائل بحيث تأخذ اشكال معينة ذات اغشية مرنة لها القدرة على الحركة بظاهرة الشد السطحي.

3. الضغط البخاري **Vapor pressure**:

القدرة أو الميل على التبخر بسبب الطاقة الحركية التي تمتلكها جزيئات الماء السائل فإنها في تحول مستمر في الحالة السائلة الى الحالة الغازية وبالعكس معتمدة على ضغط البخار الجوي المحيط بالسائل وكذلك درجة الحرارة ودائمًا ما يكون في حالة توازن. ونظرًا لوجود الاملاح المختلفة في محلول التربة فان ذلك يؤدي الى تقليل الضغط البخاري بالنسبة للماء.  $\frac{1}{100}$

4. اللزوجة **Viscosity**: وهي مقياس لمقاومة السائل للقوى المحركة له وهذه المقاومة ناتجة من قوى التماسك بين جزيئات السائل والتي تظهر عندما يكون السائل في حالة حركة. وتقاس اللزوجة بوحدات poise وان  $\frac{1}{100}$  تسمى Centipoise. تقل لزوجة الماء النقي بزيادة درجة الحرارة، اما في ماء التربة فانه اضافة لدرجات الحرارة تعتمد اللزوجة على أنواع الايونات الموجودة في المحلول.

5. تغير حالته: الماء يتمدد عند الانجماد او يطلق كمية معلومة من الطاقة الحركية عند تحويله من حالة الى اخرى وهذه الصفات مهمة جدًا لتفاعلات الماء والتربة. تحويل غم واحد من الثلج الى ماء يحتاج الى 80 سعرة حرارية، بينما يحتاج تحويل غم واحد من الماء الى بخار 540 سعرة حرارية في درجة 100 م°.

6. الكثافة **Density**: تتخفض كثافة معظم المواد بزيادة درجة الحرارة، بينما تزداد كثافة الماء بزيادة درجة الحرارة لحد 4 م°، ان ارتفاع درجة الحرارة يسبب تكسير الاواصر الهيدروجينية وتحويل تركيب الماء الى تركيب مفكك بما يزيد من الفراغ الذي تشغله الجزيئات وبالتالي يزداد الحجم وتتنخفض الكثافة.

**الخاصية الشعرية Capillary properties**

هي احدى الظواهر الهامة للشد السطحي، إذ هي عبارة عن تجاذب جزيئات السائل وخصوصاً الماء خلال المسام الشعرية الضيقة المفتوحة، وتتناسب مع قطر الأنابيب الشعرية. ترتبط الخاصية الشعرية بظاهرتي التماسك cohesion والتلاصق Adhesion مما يسبب صعود الماء في الانابيب الشعرية، ويمكن تقدير الارتفاع الشعري الذي يصل اليه السائل في الانابيب الشعرية من معرفة الشد السطحي وقطر الانبوب الشعري.

ان الماء لا يجذب الى الاعلى بالخاصية الشعرية، بل يندفع بواسطة الاختلاف في الضغط. بصورة عامة هنالك ضغط يوجد اسفل الشكل الهلالي المقعر Concave هذا الضغط يكون مقداره اقل من الضغط الموجود اسفل السطح المستوي لنفس السائل عند نفس الارتفاع، ونتيجة لوجود الفرق يرتفع الماء بالخاصية الشعرية، اما في حالة الشكل الهلالي المحدب Convex فالوضع يكون معكوس وكما هو الحال في الانابيب الشمعية Wax capillary، مما يجعل او يقوم بسحب الماء للأسفل.

**كيفية اشتقاق قانون احتساب الارتفاع الشعري:**

هنالك قوتان تعملان على صعود الماء في الخاصية الشعرية، وهما:

1. قوة وزن القطرة Net Force Low.

2. قوة الشد السطحي Net Force up.

في حالة الاتزان:

$$\text{Net Force Low} = \text{Net Force up}$$

$$\text{Net Force Low} = \text{weight} = \text{mass} \times \text{gravity} = V\rho w \times g$$

$$= Ah\rho w g$$

$$= \pi r^2 h \rho w g$$

$$\text{Net Force up} = 2\pi r \gamma \cos \Theta$$

إن:

$$\pi r^2 h \rho w g = 2\pi r \gamma \cos \Theta$$

$$r h \rho w g = 2\gamma \cos \Theta \Rightarrow h = \frac{2\gamma \cos \Theta}{r \rho w g}$$

• القوى التي تعمل الى الاسفل هي (قوة وزن القطرة):

$h$  = يمثل الارتفاع الخاص بالسائل فوق سطح الماء الحر (وحدة طول سم، L).

$\rho w$  = كثافة السائل (غم/سم<sup>3</sup>) ، (ML<sup>-3</sup>).

$$g = \text{الجاذبية الارضية (سم/ثا}^3\text{) ، (LT}^{-2}\text{)}.$$

$$\pi r^2 = \text{مساحة المقطع العرضي للأنبوبة الشعرية (سم}^2\text{ ، L}^2\text{)}.$$

• القوى التي تعمل الى الاعلى هي (قوة الشد السطحي).

$$\gamma = \text{الشد السطحي للسائل (داين/سم}^2\text{) (ML}^{-2}\text{)}.$$

$$2\pi r = \text{طول الاتصال بين السائل والانبوبة الشعرية (L)}.$$

$$h \rho w g \pi r^2 = \gamma 2 \pi \cos \Theta$$

$$L M L^{-3} L T^{-2} L^2 = M T^{-2} L$$

$$M L T^{-2} = M L T^{-2}$$

فإذا طبقنا المعادلة على الماء على اعتبار أن:

$$\gamma = 72.75 \text{ داين/سم}^3 \text{ عند درجة حرارة } 20^\circ \text{ م}.$$

$$\rho w = 0.998 \text{ غم/سم}^3.$$

$$g = 981 \text{ سم/ثا}^2.$$

بالتعويض في قانون الارتفاع الشعري، نحصل:

وباعتبار ان:

$$r = \frac{1}{2}d \text{ ، } \Theta = \text{Zero} \text{ ، } \cos \Theta = 1$$

$$h = \frac{2 * 72.75 * 1}{\frac{1}{2}d * 0.998 * 981} \Rightarrow h = \frac{0.297}{d} \Rightarrow h_{\downarrow} = \frac{0.3}{h}$$

$$h = \frac{0.3}{2r} \Rightarrow h = \frac{0.15}{r} \quad \text{or} \quad d = \frac{0.3}{h}$$

إذن يمكن استنتاج الارتفاع الشعري بدلالة قطر الانبوب، لذا يتضح ان العلاقة بين قطر المسام

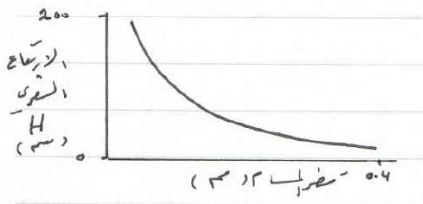
والمسافة التي يصعد او يرتفع فيها الماء في الانبوب الشعري، هي علاقة عكسية وكالاتي:

يلاحظ في الشكل التالي ان الانابيب الشعرية التي

قطرها اكبر من 0.4 سم لا يرتفع فيها الماء أي

تتوقف الخاصية الشعرية فيها، كما يلاحظ ان اقصى

ارتفاع هو 200 سم في حالة التربة ذات النسجات الناعمة.

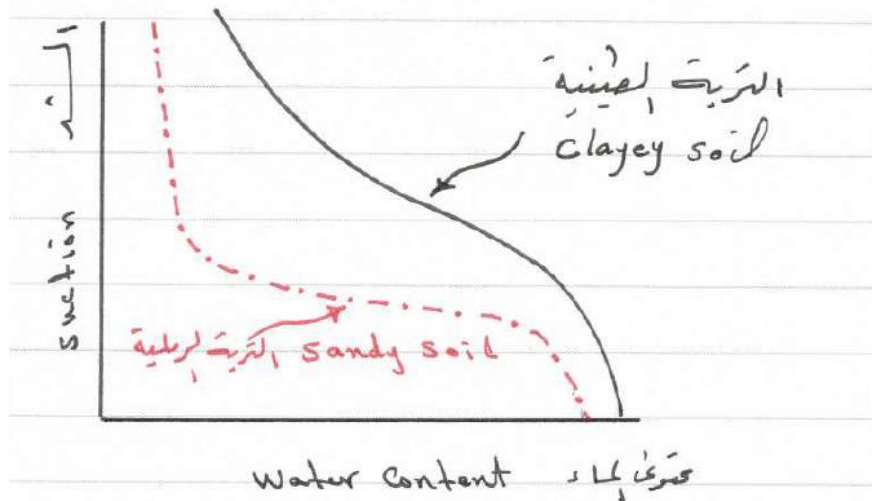


### منحنى وصف رطوبة التربة Soil moisture characteristic Curve

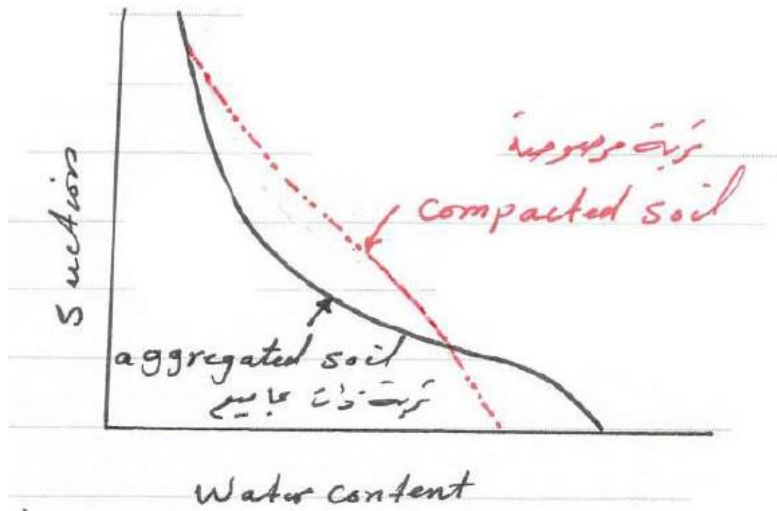
في التربة المشبعة والتي هي في حالة اتزان مع الماء الحر وعلى نفس الارتفاع يكون الضغط معادلاً للضغط الجوي وان قيمة الشد تساوي صفراً. عند تعرض التربة المشبعة لشد معين يبدأ اكبر مسام بتفريغ مائه، ويزيادة الشد يخرج من التربة ماء اكثر وخاصة من المسامات الكبيرة والتي لا تستطيع ان تحتفظ بالماء تحت هذه الشدود. وبالرجوع الى معادلة الخاصية الشعرية نجد ان الزيادة في الشد المسلط، يؤدي الى تفريغ المسامات بالتدرج وحسب حجمها، الى ان تصل الى الشدود العالية حيث المسامات الصغيرة هي التي تمسك الماء فقط وفي نفس الوقت فان الزيادة في الشد الرطوبي تقلل من سمك الغشاء المائي المحيط بدقائق التربة. ان زيادة الشد يرافقه انخفاض في رطوبة التربة.

يمكن قياس الجهد في المختبر وكذلك علاقته بالمحتوى المائي. يعبر عن العلاقة بين جهد الماء والمحتوى الرطوبي للتربة بيانياً بمنحنى يسمى منحنى الوصف الرطوبي للتربة عند الشدود الواطئة من صفر الى واحد بار تعتمد كمية الماء التي تحتفظ بها التربة على تأثير الخاصية الشعرية وتوزيع حجوم المسامات. أما كمية ما تحتفظ به التربة من ماء عند الشدود العالية فيكون نتيجة لامدصاص الماء من قبل سطوح دقائق التربة، وعليه فان التوزيع الحجمي للدقائق والمساحة النوعية لمواد التربة هي التي تؤثر على طبيعة العلاقة لمنحنى الوصف الرطوبي.

مما ورد اعلاه تؤثر نسجة التربة على منحنى الوصف الرطوبي، فكلما كانت نسبة الطين عالية كلما زادت كمية الماء الممسوكة من قبل التربة عند شد رطوبي معين، وينحدر المنحنى بشكل تدريجي، ويكون توزيع حجوم المسامات في التربة متجانس ومعظم الماء الممسوك يكون ممدصاً وان زيادة الشد تؤدي الى انخفاض تدريجي في رطوبة التربة. اما الترب الرملية فإنها تظهر سلوك مختلف بسبب ان معظم مساماتها كبيرة وان ما تحتفظ به من ماء قليل عند شد معين بالمقارنة مع الترب الطينية وكما هو في الشكل التالي:



يؤثر بناء التربة على منحنى الوصف الرطوبي للتربة وخاصة عند الشدود الواطئة. يؤدي رص التربة مثلاً الى انخفاض المسامية الكلية فتتخفف نسبة المسامات الكبيرة الموجودة بين تجمعات التربة. وهذا يعني ان المحتوى المائي عند الاشباع يكون قليلاً. من ناحية اخرى فان نسبة المسامات ذات الحجم المتوسط تزداد في الترب المتراسة بسبب ان المسامات الكبيرة أصلاً صغر حجمها الى مسامات متوسطة نتيجة الرص اما المسامات الصغيرة الموجودة داخل تجمعات التربة تبقى غير متأثرة بالرص مما يظهر المنحنى سلوكاً متشابهاً تقريباً في الترب المتراسة وغير المتراسة عند الشدود العالية، وكما هو موضح في الشكل البياني التالي:



وعند الشدود العالية جداً يكون احتفاظ التربة بالماء اعتماداً على قوى الامدصاص بدلاً من قوى الخاصية الشعرية وبذلك تكون كمية الماء الممسوكة من قبل التربة تعتمد كلياً على نسجة التربة اكثر من اعتمادها على بناء التربة. من العوامل الأخرى التي تؤثر على منحنى الوصف الرطوبي حالة انتفاخ التربة ووجود فقاعات هوائية والتغير في بناء التربة اثناء الترطيب.

### ظاهرة تخلف التربة Soil Hysteresis

يمكن الحصول على منحنى الوصف الرطوبي بطريقتين:

1. التجفيف او الاستخلاص Desorption or Drying:

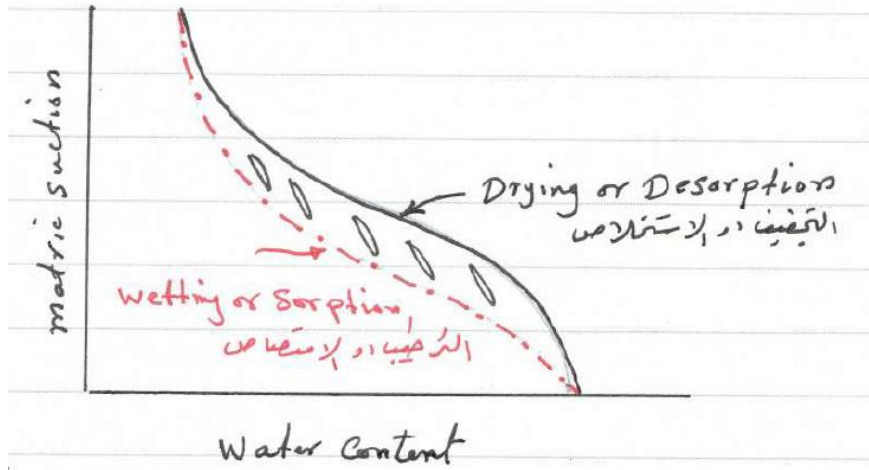
تؤخذ تربة مشبعة ويسلط عليها شد متزايد لتجفيف التربة تدريجياً مع أخذ قياسات

مستمرة للرطوبة مقابل الشد.

## 2. الترطيب أو التشبييع Sorption or wetting:

تؤخذ تربة جافة وترطب تدريجياً فينخفض الشد المسلط على التربة مع أخذ قياسات الرطوبة مقابل الشد.

إنَّ كلتا الطريقتين ينتجان منحنى مستمر ولكن بصورة عامة لا يكون المنحنيين متشابهين. إذ تكون رطوبة التربة في حالة التوازن عند أي شد معين تكون اعلى في دورة التجفيف منها في دورة الترطيب. هذا التباين في المحتوى المائي عند أي شد مسلط يؤدي الى ما يسمى بالهسترة أو ظاهرة تخلف التربة، وكما هو واضح في الشكل التالي:



إن اسباب حدوث ظاهرة تخلف التربة (الهسترة) أثناء ترطيب وتجفيف التربة يعزى الى:

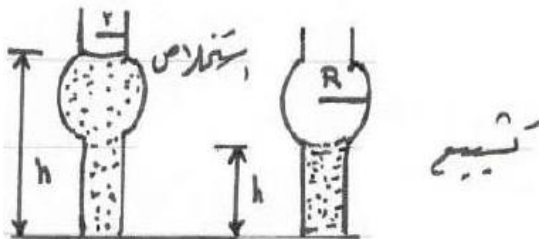
1. الاختلاف في الشكل أو التنظيم الهندسي للمسامات المنفردة غير المنتظمة والمتصلة ببعضها البعض بقنوات صغيرة تنتج ما يسمى بتأثير عنق الزجاجة ink bottle.

2. تأثير زاوية التماس Contact angle: الناتجة عن اتصال الماء بالجدران الصلبة للمسامات.

حيث ان الماء في حالة الترطيب يكون متقدم، فتكون زاوية التماس كبيرة، أما في حالة التجفيف

حيث الماء ينسحب فتكون زاوية التماس صغيرة. وعليه فان كمية الماء تظهر شداً اكبر في

منحنى التجفيف عنه في منحنى الترطيب.





3. الهواء المحصور والذي يقلل من كمية الماء في التربة اثناء الترطيب.

4. ظاهرة الانتفاخ والانكماش وتأثير فترة الاتزان التي تؤدي الى تغير في بناء التربة، فينعكس على كمية الماء الممسوكة بين حالتي الترطيب والتجفيف.

### قياس منحنيات الوصف الرطوبي Measurement of soil moisture potential

تقاس العلاقة بين المحتوى الرطوبي والشد الهيكلي عن طريق:

1. مقياس الشد The Tensiometer.

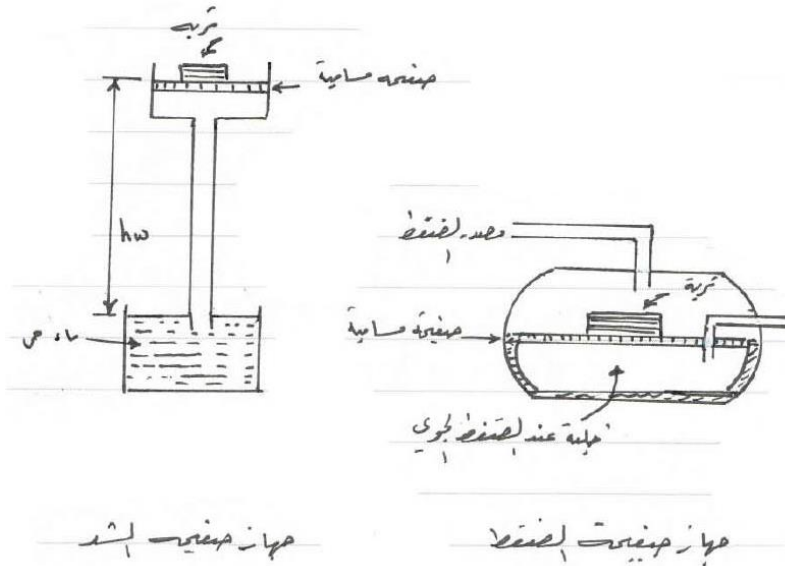
2. المرطاب المزوج الحراري Thermocouple psychomotor.

3. قياس منحنيات خاصة رطوبة التربة.

حيث ان الأخيرة تقيس العلاقة بين السحب Suction والمحتوى الرطوبي عن طريق:

أ. نظام **صفحة الشد** tension plate assembly (سحب واطى أقل من 1 بار).

ب. جهاز **صفحة الضغط** Pressure plate أو غشاء الضغط pressure membranes (في مدى السحب العالي).



### الحيز المسامي (المجال المسامي) pore space

هنالك علاقة وثيقة بين توزيع حجوم المسامات ومنحنى الوصف الرطوبي (علاقة  $\Theta_v$  مع

$\psi$  أو  $\psi_s$ ) حيث يمكن من هذه العلاقة ايجاد مسامات التربة وذلك من خلال الخاصية الشعرية:

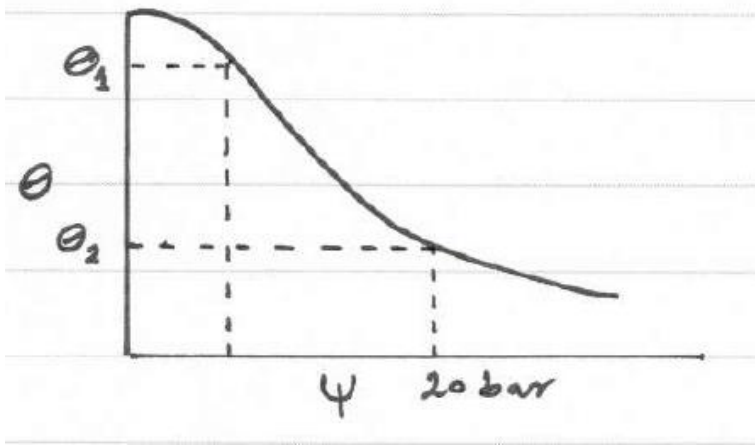
$$\psi = \frac{2\gamma \cos \theta}{\rho_w g r} = \frac{0.15}{r} \text{ (cm at } 20^\circ\text{C)}$$

$$\text{اذ ان } \gamma = 72.75 \text{ دايين/سم}^2$$

$$\rho_w = 0.998 \text{ غم/سم}^3$$

$$g = 980 \text{ سم/ثا}^2$$

$\theta$  = زاوية تماس الماء مع التربة (مع السطوح الصلبة ويفترض انها صفر)



من هذا المنحني يمكن ايجاد توزيع حجوم مسامات التربة فمثلاً لحساب قطر المسام الذي يرتبط مع قيمة شد مقدارها 1 متر (100 سم).

$$\psi = \frac{0.15}{r} \Rightarrow r = \frac{0.15}{100} \uparrow r = 0.0015 \text{ cm}$$

$$1 \text{ mm} = 1000 \text{ micron}$$

بما ان:

$$\therefore 0.0015 \text{ cm} \times 10 = 0.015 \text{ mm}$$

$$r = 1000 \times 0.015 = 15 \text{ micron}$$

وهذا يعني ان الماء سيخرج من المسامات التي قطرها اكبر من 15 مايكرون، لذلك فان من

الممكن ان نستخدم منحني الوصف الرطوبي لبيان توزيع حجوم المسامات.

## تمارين وتطبيقات حول ماء التربة

تمرين 1: اعطيت لك البيانات التالية:

1500	1000	330	100	0	قيم الشد المسلط (سم):
9	10.2	22	35	48	المحتوى الرطوبي الحجمي (%)

المطلوب:

1. احسب الكثافة الظاهرية.
2. احسب المحتوى الرطوبي لكل شد.
3. احسب كمية الماء ب(سم) ولعمق 50 سم عند تغير الشد من 330 الى 1500 سم.

الحل:

1. يمكن تقدير الكثافة الظاهرية من الرطوبة الحجمية عند الاشباع عند قيمة الشد = صفر، على فرض انها تساوي المسامية (أي عدم وجود هواء محصور).

$$F = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}\right) \Rightarrow \rho_b = \rho_s (1 - F)$$

$$\rho_b = 2.65(1 - 0.48) \Rightarrow \rho_b = 1.378 \text{ gm/cm}^3$$

2. قيم المحتوى الرطوبي تحسب على اساس الرطوبة الحجمية والكثافة الظاهرية:

$$\theta_v = \theta_m \times \rho_b / \rho_w \Rightarrow \theta_m = \theta_v \times \rho_w / \rho_b$$

$$\theta_m = 0.48 \times (1/1.378) = 34.8\%$$

$$\theta_{m_2} = 0.35 \times (1/1.378) = 25.39\%$$

$$\theta_{m_3} = 0.22 \times (1/1.378) = 15.39\%$$

$$\theta_4 = 0.102 \times (1/1.378) = 7.40\%$$

$$\theta_5 = 0.09 \times (1/1.378) = 6.53\%$$

$$\theta_v = 22 - 9 \Rightarrow \theta_v = 13\% = 0.13$$

.3

$$d = \theta_v \times D / 100 \Rightarrow d = 0.13 \times 50 / 100 \Rightarrow d = 6.5 \text{ cm}$$

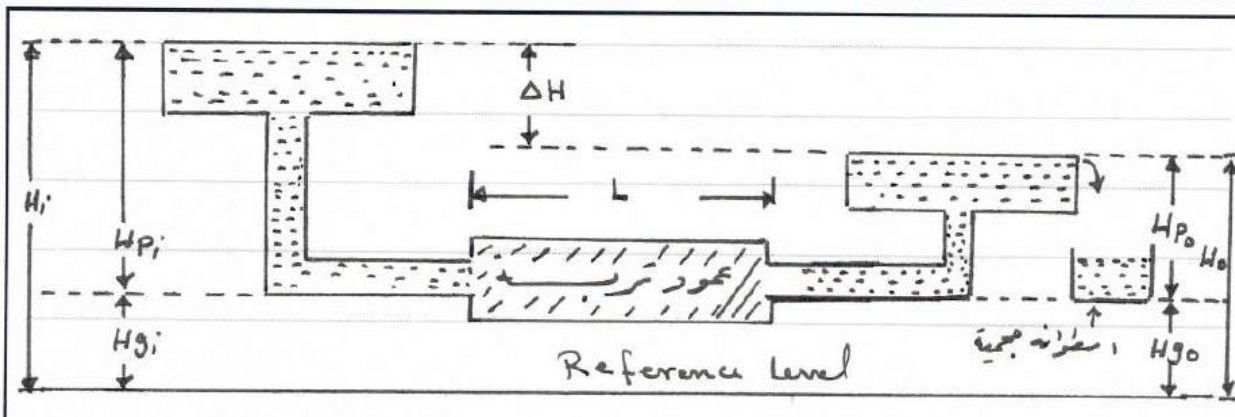
## جريان الماء في التربة المشبعة Soil Flow of water in saturated Soil

عندما نفترض ان التربة عبارة عن حزمة من الأنابيب الشعرية المستقيمة والناعمة نستطيع ان نقول بأن معدل الجريان الكلي يساوي معدلات الجريان المنفصلة خلال كافة الأنابيب، ان معرفة حجم وتوزيع أنصاف اقطار الانابيب تساعد في حساب الجريان الكلي خلال الحزمة المتسبب عن فرق الضغط باستخدام معادلة بوزيل Poiseuille's equation:

$$Q = \pi R^4 \frac{\Delta p}{8\eta L}$$

من الناحية الواقعية التربة لا تشبه أنابيب ملساء متجانسة بل هي متكونة من مجموعة غير منتظمة ومتعرجة ومعقدة من المسامات وان الجريان خلال هذا النظام محدد بأعناق ضيقة أو نهايات مسدودة. عموماً فان وصف جريان الماء في نظام تربة وبشكل مفصل يعد من الامور المعقدة بسبب تغير سرعة الجريان بشكل كبير من نقطة الى اخرى، حتى عبر نفس الممر. لهذا السبب فان جريان الماء خلال مادة مسامية معقدة يوصف بدلالة متجه السرعة للجريان الاجمالي macroscopic Flow velocity vector والذي هو المتوسط الكلي للسرعات التفصيلية على الحجم الكلي للتربة.

يوصف جريان الماء في جسم تربة مشبعة ومتجانسة من خلال العلاقات الكمية التي تربط سرعة جريان الماء بأبعاد جسم التربة (مساحة مقطع الجريان وطول الجريان) والظروف الهيدروليكية المتمثلة باختلاف جهد الماء عند نقطة دخول الماء الى التربة in Flow، ونقطة خروج الماء منها out Flow، وكما مبين في الشكل الآتي، والذي يوضح عمود تربة متجانسة ومشبع وضع فيه بشكل افقي، ويحصل فيه جريان مستمر للماء من اليسار الى اليمين ومن الخزان العلوي الى الخزان السفلي مع الحفاظ على منسوب ثابت للماء في الخزائين.



ان معدل التصريف (Q) يكون عبارة عن حجم تدفق الماء (V) خلال عمود التربة لكل وحدة زمن (t).  
 يتناسب بمعدل التصريف طرديًا مع مساحة المقطع العرضي للجريان (A) وكذلك مع الانخفاض في شحنة  
 الضغط المائي ( $\Delta H$ ) وعكسيًا مع طول عمود التربة (L).

$$Q = \frac{v}{t} \alpha \frac{A \Delta H}{L}$$

ان الطريقة الاعتيادية لتعيين الانخفاض في شحنة الضاغط خلال جسم التربة هو قياس  
 الضاغط عند حدود التدفق الداخل ( $H_i$ ) والخارج ( $H_o$ ) من التربة، وان ( $\Delta H$ ) هو الاختلاف بين  
 الشحنتين:

$$\Delta H = H_i - H_o$$

ان الانخفاض في شحنة الضاغط لكل وحدة مسافة باتجاه التدفق يمثل الانحدار المائي  $\left(\frac{\Delta H}{L}\right)$   
 hydraulic gradient والذي هو بالواقع القوة المحركة. وان نسبة الجريان الى مساحة المقطع العرضي  
 للجريان  $\frac{Q}{A}$  تمثل التدفق للماء (q)، Flux عبر عمود التربة، بصورة عامة فان التدفق يتناسب مع  
 الانحدار المائي  $\left(\frac{\Delta H}{L}\right)$

$$q = \frac{\theta}{A} \alpha \frac{\Delta H}{L} \quad \text{or} \quad \frac{v}{At} \alpha \frac{\Delta H}{L}$$

وان ثابت تناسب العلاقة اعلاه هو الايصالية المائية للتربة (K) Hydraulic Conductivity

$$q = k \frac{\Delta H}{L} \quad \text{or} \quad q = ki$$

$$i = \frac{\Delta H}{L} \quad \text{انحدار الجهد}$$

هذه المعادلة تمثل قانون دارسي اشارة الى مكتشفه العالم دارسي عام 1856م في مدينة ديجان  
 الفرنسية.

يعد جريان الماء المستقر الحالة التي لا يتغير فيها التدفق مع الزمن عند أي مقطع من مقاطع  
 عمود التربة المتجانس وان الضغط ثابت على جانبي العمود. اما جريان الماء غير المستقر هو الحالة  
 التي يتغير فيها التدفق مع الزمن نتيجة ان التربة غير متجانسة وان انحدار الجهد للماء يقل باتجاه  
 انخفاض الجهد بشكل غير خطي. وفي هذه الحالة ان الضغط المائي ربما لا يقل خطيًا مع اتجاه

الجريان. لهذا فان وضع قانون دارسي بصيغة تفاضلية هو الأمثل (حركة الماء بثلاث اتجاهات)، لذا يكتب القانون بهذه الصيغة:

$$q = -k \nabla H$$

$\nabla H$  = انحدار الضغط المائي بثلاث اتجاهات.

أما عندما يتحرك الماء باتجاه واحد، يكتب القانون بالصيغة التالية

$$q = -k \frac{dH}{dx}$$

ان قانون دارسي يشبه رياضياً قوانين الانتقال الخطية في الفيزياء الكلاسيكية والتي تشمل:

- قانون اوم Ohm's Law (ان معدل جريان الكهرباء يتناسب مع انحدار الجهد الكهربائي).
- قانون فوريير Fourier Law (ان معدل توصيل الحرارة يتناسب مع انحدار درجة الحرارة).
- قانون فكس Fick's Law (يتناسب معدل الانتشار مع انحدار التركيز).

أعمدة الجاذبية والضغط المائي الكلي

### : Gravitational , pressure and total hydraulic Heads

لأجل تطبيق قانون دارسي على الجريان الأفقي والعمودي، يجب الأخذ بنظر الاعتبار قيمة

جهد الماء الكلي عند نقطة دخول الماء ( $H_i$ ) ونقطة خروجه ( $H_o$ )

$$H_i = H_{pi} + H_{gi}$$

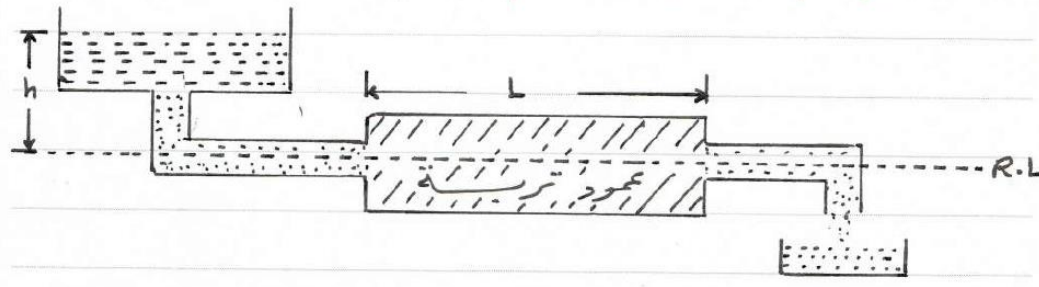
$$H_o = H_{po} + H_{go}$$

وبذلك يصبح قانون دارسي بالصيغة الآتية:

$$q = -k \frac{(H_{Po} + H_{Go}) - (H_{Pi} + H_{Gi})}{L}$$

وفيما يلي أمثلة لتطبيق قانون دارسي للجريان الأفقي والعمودي:

### 1. جريان الماء في أعمدة التربة الأفقية:



عندما يكون عمود التربة بشكل افقي يصبح قانون دارسي بالشكل الآتي:

$$H_{total} = H_p + H_g$$

$$H_i = H_{pi} + H_{gi} \quad , \quad H_i = H_{pi} + 0 \Rightarrow H_i = H_{pi}$$

$$H_o = H_{po} + H_{go} \quad , \quad H_o = 0 + 0 \Rightarrow H_o = 0$$

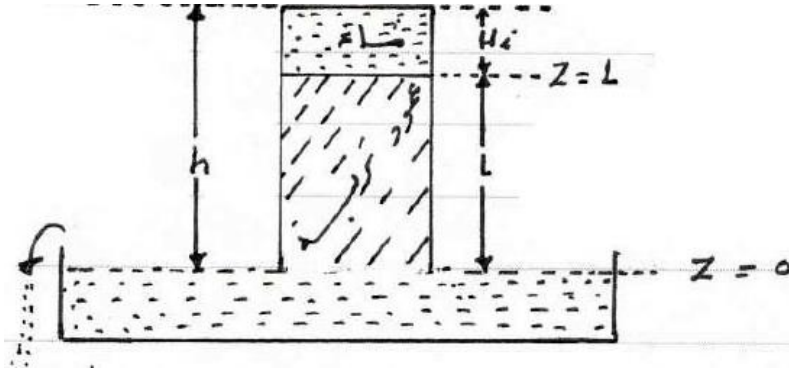
$$q = -k \frac{(H_{po} + H_{go}) - (H_{pi} + H_{gi})}{L} \Rightarrow q = -k \frac{(0 + 0) - ((H_{pi} + 0))}{L}$$

قانون دارسي في حالة جريان الماء بأعمدة التربة الأفقية

$$\therefore q = k \frac{H_{pi}}{L}$$

ويحدث هذا الجريان نتيجة انحدار عمود الضغط بين نقطة دخول الماء وخروجه.

2. جريان الماء في اعمدة التربة القائمة، عندما تكون حركة الماء من الأعلى إلى الأسفل:



عندما يتحرك الماء في عمود تربة قائم من الاعلى الى الاسفل، يصبح قانون دارسي بالشكل الآتي:

$$H_i = H_{pi} + H_{gi} \Rightarrow H_i = H_{pi} + L$$

$$H_o = H_{po} + H_{go} \Rightarrow H_o = 0 + 0 \Rightarrow H_o = 0$$

$$q = -k \frac{H_o - H_i}{L}$$

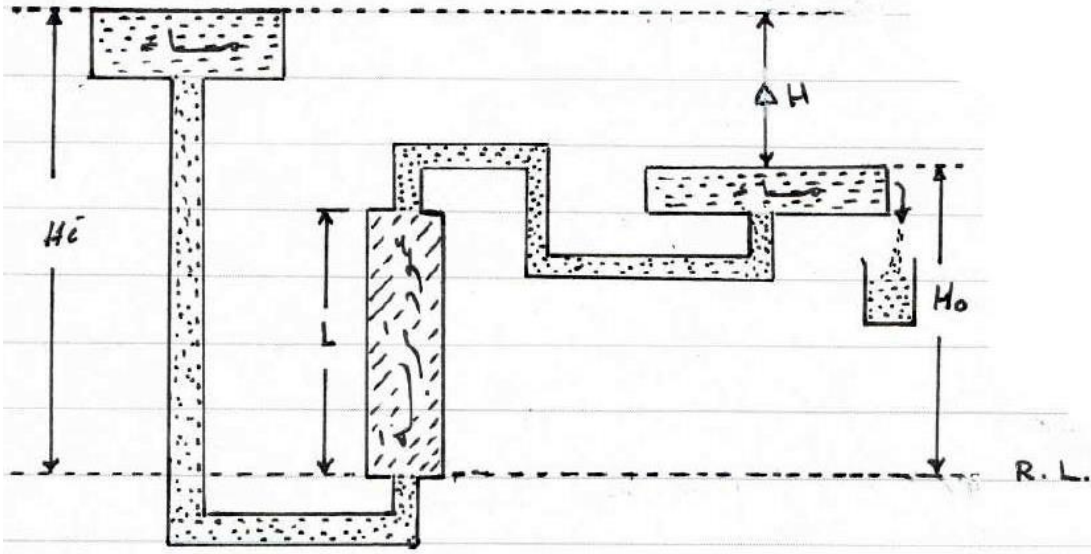
$$q = -k \frac{(0 + 0) - (H_{pi} + L)}{L} \Rightarrow q = k \frac{H_{pi} + L}{L}$$

$$q = k \left[ \frac{H_{pi}}{L} + \frac{L}{L} \right] \Rightarrow q = k \left[ \frac{H_{pi}}{L} + 1 \right]$$

قانون دارسي في حالة جريان الماء بأعمدة التربة القائمة عندما يتحرك الماء من الأعلى إلى الأسفل.

\* نستنتج بأن الجريان العمودي يكون اكبر من الجريان الافقي بقيمة تساوي الايصالية المائية (k) عندما يتحرك الماء بعمود التربة من الاعلى الى الاسفل.

3. جريان الماء في أعمدة التربة القائمة، عندما تكون حركة الماء من الأسفل الى الأعلى:



عندما يتحرك الماء في عمود تربة قائم من الاسفل الى الاعلى، يصبح قانون دارسي بالشكل الآتي:

$$H_i = H_{pi} + H_{gi} \Rightarrow H_i = H_{pi} + 0 \Rightarrow H_i = H_{pi}$$

$$H_o = H_{po} + H_{go} \Rightarrow H_o = 0 + L \Rightarrow H_o = L$$

$$q = k \frac{H_o - H_i}{L} \Rightarrow q = k \frac{(0 + L) - (H_{pi} + 0)}{L}$$

$$q = k \frac{L - H_{pi}}{L} \Rightarrow q = k \left[ \frac{L}{L} - \frac{H_{pi}}{L} \right]$$

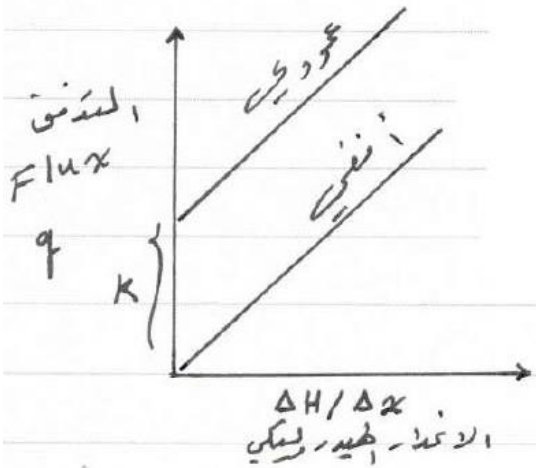
$$q = k \left[ \frac{H_{pi}}{L} - 1 \right] \Rightarrow q = k \left[ \frac{H_{pi}}{L} - k \right]$$

قانون دارسي في حالة جريان الماء بأعمدة التربة القائمة عندما يتحرك الماء من الاسفل الى الاعلى. نستنتج بأن الجريان العمودي يكون اقل من الجريان الافقي بقيمة تساوي الايصالية المائية (k) عند حركة الماء بعمود التربة من الاسفل الى الاعلى.



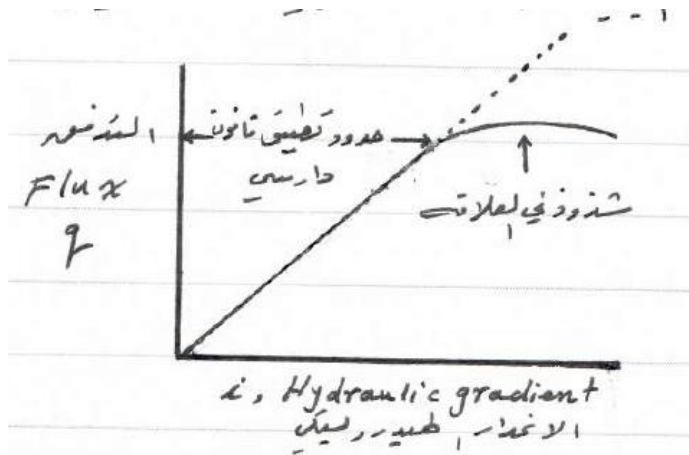
## تطبيقات قانون دارسي في الظروف المشبعة:

إن كمية الماء المستلمة أثناء الجريان العمودي نحو الاسفل هي اكبر من كمية الماء المستلمة أثناء الجريان الافقي، هذا الاختلاف بين الحالتين والمتمثل بقيمة (k) ناتج عن تأثير الجاذبية الارضية في الحالة العمودية عما هو عليه في الحالة الأفقية، تتأثر حركة الماء في الحالة الأفقية بقوة ضغط الماء، وينعدم تأثير الجذب الأرضي كما في الشكل المجاور:



## تحديدات قانون دارسي : Limitation of Darcy's Law

من اجل ان يكون قانون دارسي صحيحاً، يجب ان يكون جريان الماء في التربة طباقياً (Laminar Flow) عادة يكون الجريان طباقياً عندما تكون سرعة حركة الماء بطيئة، وقد يصبح الجريان اضطرابياً (Turbulent Flow) عندما تزداد السرعة). فقد وجد ان العلاقة بين التدفق (Flux, q) والانحدار الهيدروليكي (i) تكون علاقة خط مستقيم عندما يكون الجريان طباقياً، فيما تتغير هذه العلاقة عند تغير الجريان الى اضطرابياً، لذا لا يصح تطبيق قانون دارسي في هذه الحالة.



ان الخاصية الكمية لبداية الجريان المضطرب هو رقم رينولد  $NR_c$  Reynolds's number، ويكتب بالصيغة الآتية:

$$NR_c = \frac{d\bar{u}\rho}{\eta}$$

حيث ان:

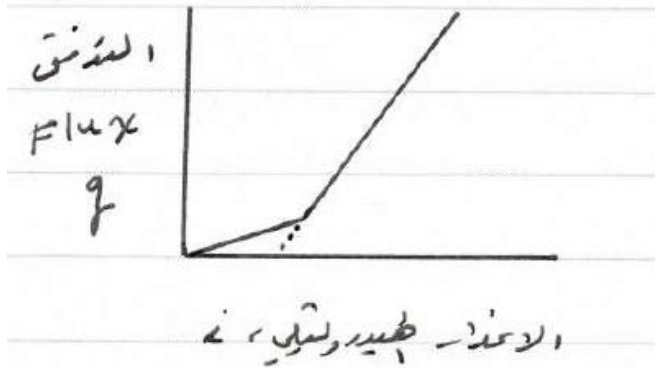
$d$  = قطر المسام (مم).

$\bar{u}$  = معدل سرعة الجريان (م/ثا).

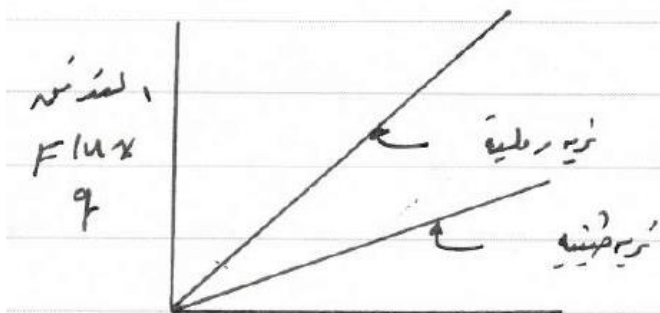
$\rho$  = كثافة السائل (غم/سم<sup>3</sup>).

$\eta$  = لزوجة السائل (بوايز) . أ (غم/سم.ثا)

وعادة يعد الجريان اضطرابياً حينما تتراوح قيمة رقم رينولد  $1000 - 2200$ ، وقد يحصل انحراف آخر في قانون دارسي، خصوصاً في الانحدارات الواطئة والمسامات الصغيرة حيث اشار بعض الباحثين انه قد يحصل في الترب الطينية مثل هذا النوع من الانحرافات، وربما لا يحصل أي نوع من الجريان بسبب قوى الامصاص الحاصلة بين جزيئات السائل ودقائق الطين.



\* ومن تطبيقات قانون دارسي الأخرى، ان كمية الماء المستلمة اثناء الجريان في تربة رملية اكبر بكثير من كمية الماء المستلمة من تربة طينية تحت نفس الظروف والمتغيرات وكما في الشكل الآتي:



## قياس التوصيل المائي في الظروف المشبعة

## measurement of hydraulic Conductivity at Saturated Soil

ان دراسة وتقدير معدل حركة الماء في التربة مهمة لأغراض زراعية وهندسية... ومن الناحية الزراعية ترتبط حركة الماء في التربة بدخول أو تسرب الماء خلال التربة، حركة الماء الى الجذور، جريان الماء الى المبازل والآبار وتبخر الماء من سطح التربة... قد يلجأ الانسان الى محاولة تغيير التوصيل المائي للتربة. ففي الترب الرملية عالية النفاذية قد يضاف الطين لتقليل نفاذيتها وزيادة قابليتها على مسك الماء، وفي الترب الطينية قد يضاف الرمل لزيادة نفاذيتها وقد تزرع نباتات عشبية أو تنفذ فيها شبكة مبازل أو تحرث حراثة عميقة لغرض زيادة نفاذيتها وذلك لتحسين تهويتها وظروفها الفيزيائية وهناك طرق عديدة لقياس التوصيل المائي:

## 1. الطرق المختبرية Laboratory methods

أ. طريقة العمود الثابت Constant – head method .

ب. طريقة العمود الساقط Variable falling – head method .

## 2. الطرق الحقلية Field methods

أ. تحت مستوى الماء الارضي under water table .

ب. فوق مستوى الماء الأرضي above water table .

الرمز	الايصالية المائية (م / )	الصنف
1	اقل من 0.05	بطيء جداً
2	0.15 – 0.05	بطيء
3	0.50 – 0.15	بطيء الى متوسط
4	1.50 – 0.50	متوسط
5	3.00 – 1.50	متوسط الى سريع
6	6.00 – 3.00	سريع
7	اكثر من 6.00	سريع جداً

## العلاقة بين النفاذية والتوصيل المائي:

$$k = \frac{\bar{k} \rho g}{\eta}$$

حيث ان:

= k معامل التوصيل المائي، وحدات سرعة (سم/ثا)

=  $\bar{k}$  النفاذية (الفعلية أو الحقيقية) وحدات مساحة (سم<sup>2</sup>).

اذن قيمة k لا تكون صحيحة الا اذا اخذنا بنظر الاعتبار الحرارة وعامل اللزوجة.

=  $\rho$  كثافة السائل (غم/سم<sup>3</sup>).= g = التعجيل الارضي (سم/ثا<sup>2</sup>)=  $\eta$  لزوجة لسائل (غم/سم.ثا)

اللزوجة	الحرارة
1.303	10 C°
1.002	20 C°
0.189	30 C°

ولما كانت اللزوجة تقريباً 1 سنتي بواز في درجة 20 م° فيمكن اعتبارها مرجعية عند الربط بين التوصيل والنفاذية الفعلية أو الحقيقية.

$$k_{20^\circ c} = k_{x^\circ c} \frac{\eta_x}{\eta_{20}}$$

تمارين وتطبيقات حول جريان الماء في الترب المشبعة:

تمرين 1: عمود تربة طوله 50 سم معبأ بالرمل ايصالته المائية المشبعة 5 سم/ساعة، وضع العمود

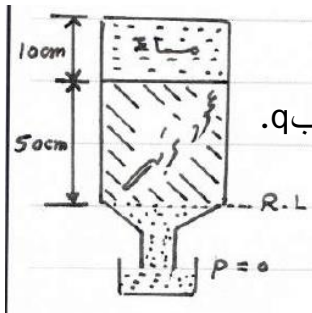
بشكل قائم وترك من الأسفل مفتوحاً على الجو (p=0)، غمر العمود بالماء لارتفاع قدره 10

سم وبتجهيز مستمر من الاعلى.

أ. احسب التدفق Flux (q) خلال عمود التربة.

ب. افترض وضع عمود التربة بوضع افقي ..... احسب q.

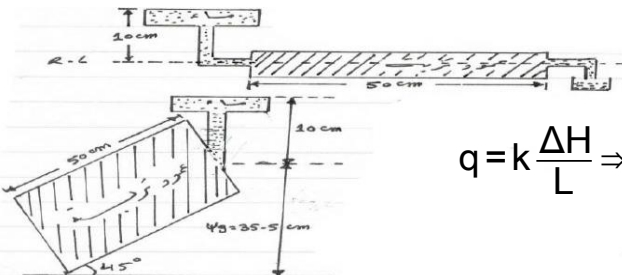
ج. افترض وضع عمود التربة بوضع مائل بزاوية مع الافق 45°، احسب q.



$$\text{الحل: أ. } q = k \frac{\Delta H}{L}$$

$$q = 5 \times \frac{60}{50}$$

$$q = 6 \text{ cm/hr}$$



$$\text{ب/ } q = k \frac{\Delta H}{L} \Rightarrow q = 5 \times \frac{40}{50} = 4 \text{ cm/hr}$$

/ج

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

$$\Delta H = (\psi_p + \psi_g) - (\psi_r + \psi_g)$$

$$\sin 45 = \frac{\psi_g}{50} =$$

$$\psi_g = \sin 45 * 50$$

$$\psi_g = \frac{1}{\sqrt{2}} * 50$$

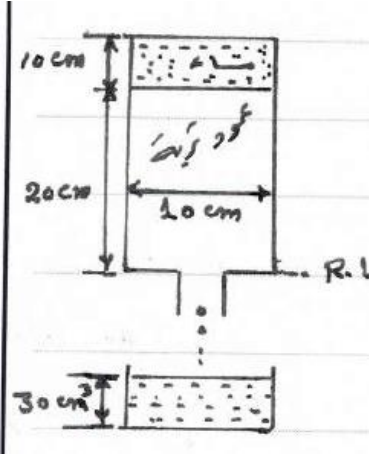
$$\psi_g = 35.5 \text{ cm}$$

$$\therefore \Delta H = 10 + 35.5 \uparrow \Delta H = 45.5$$

$$q = 5 * \frac{45.5}{50} \Rightarrow q = 4055 \text{ cm/hr}$$

$\theta$	sino
30	$\frac{1}{2}$
45	$\frac{1}{\sqrt{2}}$
60	$\frac{\sqrt{3}}{2}$

تمرين 2: احسب الايصالية المائية بطريقة عمود الثابت لعمود تربة طوله 20 سم وقطره 10 سم اذا تم تسليط عمود ماء ثابت ارتفاعه 10 سم وان كمية الراشح كانت 30 سم<sup>3</sup> في 20 دقيقة؟



$$q = k \frac{\Delta h}{L}$$

$$q = \frac{v}{At} \Rightarrow \frac{v}{At} = k \frac{\Delta H}{L}$$

$$\frac{30}{(5)^2 \pi (20)} = k \frac{(10+20) - (0+0)}{20} \quad / \text{الحل}$$

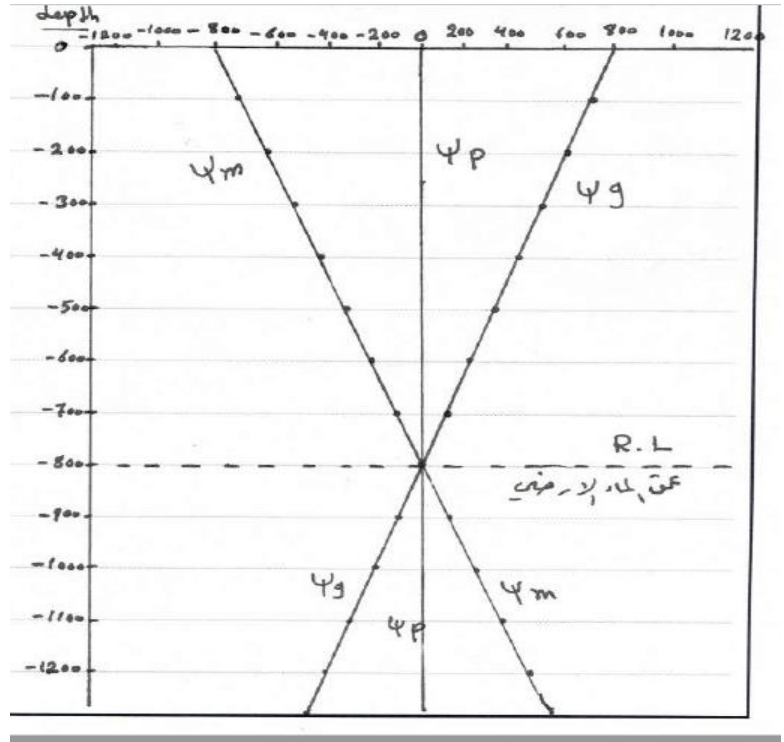
$$\frac{30}{500\pi} = k \frac{30}{20} \Rightarrow k = \frac{600}{500 \times 3.14 \times 30}$$

$$k = 0.013 \text{ cm/min}$$

تمرين 3: تربة عمق الماء الارضي فيها (-800) ملم. افترض مستوى مرجعي عند عمق (-800) ملم جد قيمة:  $\psi_p$  ،  $\psi_m$  ،  $\psi_g$  ،  $\psi_T$  خلال التربة والى عمق 1200 ملم.

$\psi_p$	$\psi_m$	$\psi_g$	$\psi_H$
0	-800	800	0
0	-700	700	0
0	-600	600	0
0	-500	500	0

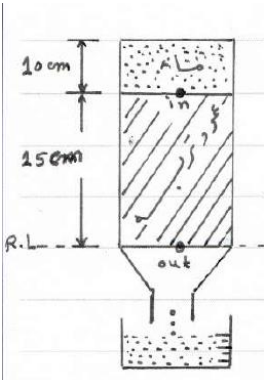
0	-400	400	0
0	-300	300	0
0	-200	200	0
0	-100	100	0
0	0	0	0
100	0	-100	0
200	0	-200	0
300	0	-300	0
400	0	-400	0



تمرين 4: عمود تربة ارتفاعه 10 سم ومساحة مقطعه العرضي 25 سم<sup>2</sup> فاذا كان ارتفاع عمود الماء الثابت فوق عمود التربة العمودي 10 سم ومقدار ما ينفذ من الماء خلال عمود التربة 150 سم<sup>3</sup>/ساعة... أحسب:

1. التدفق الكتلي (q).
2. معدل سرعة الماء في الحيز المسامي، اذا علمت ان المحتوى الرطوبي الحجمي في حالة التشبع يساوي 60% (سم<sup>3</sup>/سم<sup>3</sup>).
3. النفاذية الحقيقية اذا علمت ان لزوجة الماء 0.01 بواز وكثافته 1 غم/سم<sup>3</sup>.
4. الايصالية المائية.

**Solution: الحل**



$$\frac{V}{t} = 150 \text{ cm}^3$$

$$A = 25 \text{ cm}^2$$

$$q = \frac{V}{At} = k \frac{\Delta H}{L}$$

نفرض ان مستوى القياس (R.L) يمر بالنقطة السفلي (out) لعمود التربة.

$$H_{in} = \text{pressure head} + \text{gravity head}$$

$$= 10 + 15 = 25 \text{ cm}$$

$$H_{out} = 0 + 0 \Rightarrow H_{out} = 0$$

$$\Delta H = H_{in} - H_{out} = 25 - 0 = 25 \text{ cm}$$

$$q = \frac{v}{At} = \frac{150}{25} = 6 \text{ cm/hr} \quad \text{أ. التدفق الكلي:}$$

ب. معدل سرعة حركة الماء في الحيز المسامي:

$$= \frac{q}{\theta_s} = \frac{6}{0.6} = 10 \text{ cm/hr}$$

ج. الايصالية المائية وتستخرج من قانون دارسي:

$$q = k \frac{\Delta H}{L} \Rightarrow k = q \frac{\Delta H}{L} \Rightarrow k = 6 \times \frac{15}{25} \Rightarrow k = 3.6 \text{ cm/hr}$$

$$k = \bar{k} \frac{\rho g}{\eta} \quad \text{د. النفاذية الحقيقية:}$$

$$3.6 = \bar{k} \frac{1 \times 980}{0.01} \Rightarrow \bar{k} = \frac{(3.6) \times (0.01)}{980}$$

$$\bar{k} = 3.67 \times 10^{-5} \text{ cm}^2$$

## جريان الماء في الترب غير المشبعة Flow of water in unsaturated Soil

ان معظم العمليات التي تغطي علاقات التربة والماء في الحقل وبالأخص جريان الماء في منطقة الجذور لمعظم المحاصيل يحصل في ظروف تربة غير مشبعة. تعد عمليات الجريان غير المشبع معقدة وصعبة الوصف كميًا، إذ تحصل تغيرات للعلاقات الدالة للمحتوى الرطوبي  $\theta$  وللشد الرطوبي  $\psi$  والايصالية المائية. ان حل المسائل المتعلقة بالجريان غير المشبع غالبًا ما يتطلب استعمال طرق غير مباشرة استنادًا الى فرضيات تقريبية أو حلول عددية.

### مقارنة جريان الماء في تربة غير مشبعة مع أخرى مشبعة

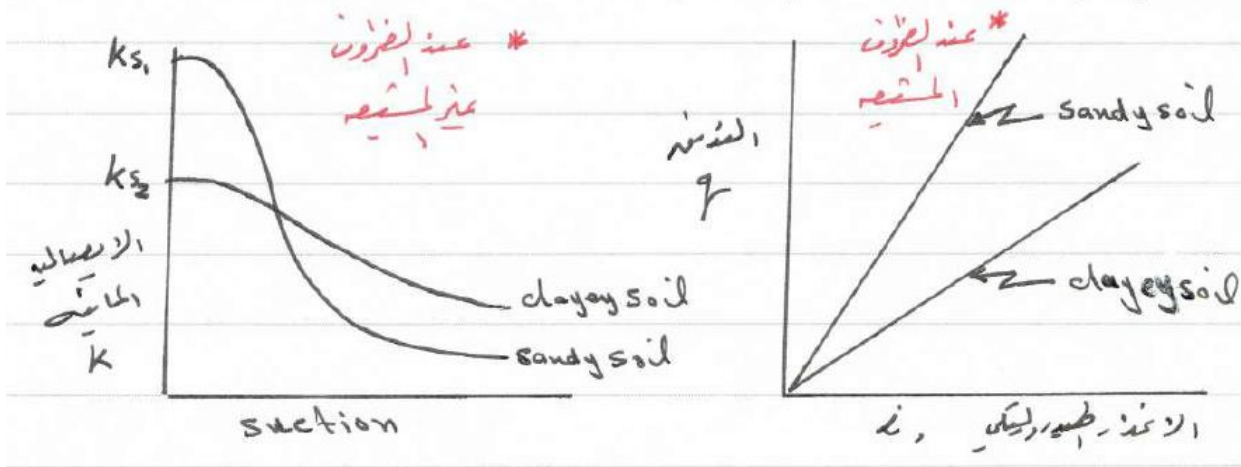
#### Comparison of Flow in unsaturated versus saturated soil

1. يكون المحتوى المائي للتربة المشبعة عند الحد الأعلى وهو الاشباع بينما تفقد التربة غير المشبعة مائها وتكون مساماتها مفرغة، ويتراوح المحتوى الرطوبي لمثل هذه الترب بين المحتوى الرطوبي الابتدائي  $\theta_0$  (تربة جافة) والمحتوى الرطوبي قرب حالة الاشباع  $\theta_s$ .
2. القوة المحركة للماء في تربة مشبعة هو انحدار جهد الضغط الموجب، فيما تكون القوة المحركة للماء في تربة غير مشبعة هو انحدار جهد الضغط السالب.
3. يتحرك الماء في التربة المشبعة خلال المسامات المملوءة بالماء تمامًا ومن الضغط العالي الى الضغط الواطئ، فيما يتحرك الماء في التربة غير المشبعة من المنطقة التي تكون فيها الاغشية المائية المحيطة بدقائق التربة سميكة الى المنطقة ذات الاغشية الرقيقة. ومن المسامات المملوءة بالماء الى الاغشية المائية الموجودة على سطوح الدقائق.
4. تحت ظروف الجريان المشبع لا يمكن ان يحدث جريان للماء بشكل بخار في حين هذه الآلية يمكن حدوثها في ترب غير مشبعة، إذ من الممكن ان ينتقل بخار الماء بنفس الآلية السائدة لانتقال الماء.
5. يتحرك الماء في تربة مشبعة بهيئة جريان كتلي، في حين يكون جريان الماء في ترب غير مشبعة معتمدًا على قوة سحب جبهة الابتلال التي تتقدم في تربة جافة اساسًا وقد تصل قوة السحب لجبهة الابتلال عدد من البارات للسنتيمتر الواحد من التربة، مما يجعلها قوة اكبر بألاف المرات من قوة الجذب الارضي.
6. تكون الايصالية المائية في الترب المشبعة عند قيمتها العليا وتكون ثابتة، بينما تكون الايصالية المائية في الترب غير المشبعة اقل قيمة بكثير، وترتبط قيمتها بالمحتوى المائي



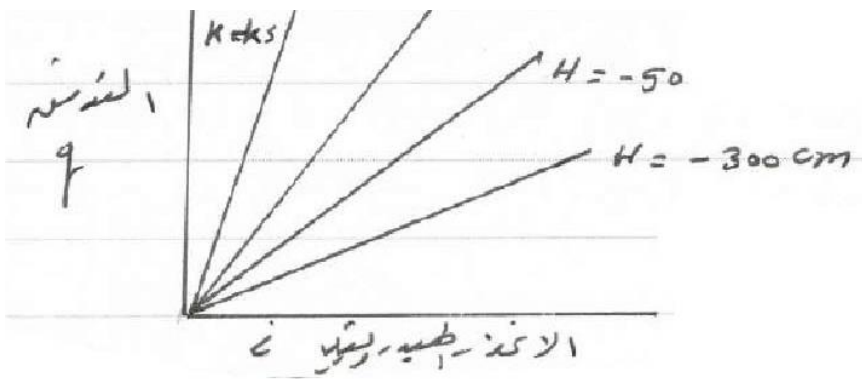
للتربة حيث تكون دالة للمحتوى الرطوبي الحجمي للتربة  $k(\theta)$  إذ تزداد بزيادة المحتوى المائي، وتكون دالة للشد الرطوبي  $k(\psi)$  إذ تقل بزيادة الشد الرطوبي للتربة.

7. عند الاشباع تكون الايصالية المائية للترب خشنة النسجة اكبر من الايصالية المائية للترب ناعمة النسجة. في الظروف غير المشبعة يحدث العكس اذ ان انخفاض المحتوى المائي يؤدي الى انخفاض كبير في قدرة الترب الخشنة على توصيل الماء في حين تبقى الترب الطينية ناقلة للماء بشكل جيد كتوصيل شعري



الترب الرملية تنقل الماء بسرعة اكبر من الترب الطينية، بينما يحصل العكس في الظروف غير المشبعة.

ان علاقة الايصالية بالشد تعتمد على ظاهرة تخلف التربة ولذلك فإنها تختلف من تربة رطبة الى تربة جافة



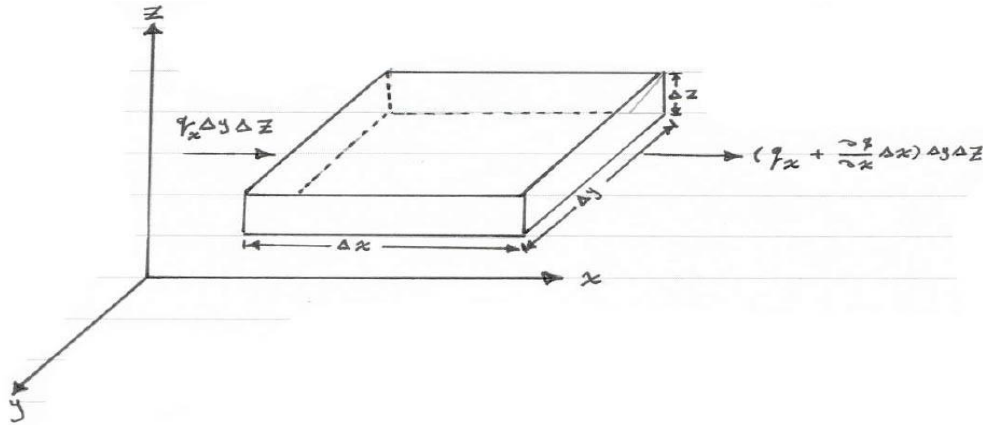
## المعادلة العامة للجريان غير المشبع

## General equation of unsaturated Flow

ان قانون دارسي اشتق للظروف المشبعة إلا أنه طبق من قبل ريتشارد وفق معادلة سميت بمعادلة ريتشارد Richard's equation أو معادلة لابلاس Laplace equation كحالة خاصة، في حل حركة الماء او اشتقاق معادلة عامة للجريان غير المشبع.

ولأجل التوصل الى المعادلة العامة للجريان غير المشبع لا بد من دمج معادلتى الاستمرارية مع قانون دارسي للتوصل الى معادلة ريتشارد Richards اعتماداً على قانون حفظ الكتلة (المادة لا تفنى ولا تستحدث).

نفرض ان هنالك نظام مغلق يمثل بوحدة الحجم  $(\Delta x \Delta y \Delta z)$  وكما في الشكل



- عند نقطة دخول الماء الى وحدة الحجم In Flow تكون كمية الماء الداخلة تساوي التدفق Flux مضروباً في المساحة  $\Delta y \Delta z$  اذا كان الجريان باتجاه x.
- أما كمية الماء الخارجة من ذلك الجسم out Flow فتساوي مقدار التدفق الداخل + مقدار التغير في التدفق بالنسبة لاتجاه الجريان x مضروباً بالمساحة التي يقطعها الماء  $\Delta x$  في وحدة الحجم مضروباً بالمساحة العمودية على اتجاه الجريان  $\Delta y \Delta z$  ويعبر عن ذلك رياضياً:

$$\text{In Flow} = q_x \Delta y \Delta z \quad \text{----- (1)}$$

$$\text{out Flow} = \left[ \left( q_x + \frac{\partial q}{\partial x} \Delta x \right) \Delta y \Delta z \right] \text{----- (2)}$$

ان قيمة  $\frac{\partial q}{\partial x} \Delta x$  تمثل مقدار التغير في التدفق الناتج عن التغير في المحتوى الرطوبي داخل وحدة الحجم، وهذه الكمية قد تكون سالبة او موجبة اعتمادًا على الزيادة او النقصان في المحتوى الرطوبي.

ان صافي التدفق Net Flow يساوي الفرق بين التدفق الداخل والخارج

Net Flow = In Flow – out Flow

$$= q_x \Delta y \Delta z - \left[ \left( q_x + \frac{\partial q}{\partial x} \Delta x \right) \right] \Delta y \Delta z \text{ -----(3)}$$

$$= q_x \Delta y \Delta z - q_x \Delta y \Delta z - \frac{\partial q}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \text{ -----(4)}$$

$$= -\frac{\partial q}{\partial x} \Delta y \Delta z \text{ -----(5)}$$

ان التغير في التدفق في ذلك الحجم يصاحبه تغير في المحتوى الرطوبي مع الزمن في ذلك الحجم ويمكن التعبير عن التغير في المحتوى الرطوبي مع الزمن في ذلك الحجم بالصيغة الآتية:

$$\Delta \theta = \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z \text{ -----(6)}$$

وبمساواة المعادلتين (5) و (6) نحصل:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z = -\frac{\partial q}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial x} \text{ -----(7)}$$

وعندما يكون الجريان بثلاث اتجاهات

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\left[ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] \text{ -----(8)}$$

وتسمى المعادلة (8) بمعادلة الاستمرارية Continuity equation اما في حالة الجريان

المشبع فان المحتوى الرطوبي لا يتغير مع الزمن  $\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$  اذن:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_{sx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_{sy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_{sz} \frac{\partial H}{\partial z} \right) = 0 \text{ -----(9)}$$

$$q_x = -k_x \frac{\partial \psi}{\partial x} ; q_y = -k_y \frac{\partial \psi}{\partial y} ; q_z = -k_z \frac{\partial \psi}{\partial z} \text{ ولكن}$$

حيث ان:

$$\text{انحدار الجهد الهيكلي في التربة باتجاه } x = \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

$$\text{انحدار الجهد الهيكلي في التربة باتجاه } y = \frac{\partial \psi}{\partial y}$$

$$\text{انحدار الجهد الهيكلي في التربة باتجاه } z = \frac{\partial \psi}{\partial z}$$

اذن بدمج قانون دارسي مع معادلة الاستمرارية نتج لدينا معادلة عامة لجريان الماء في

الظروف غير المشبعة (معادلة ريتشارد Richards equation)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right] \text{--- (10)}$$

وبافتراض ان التربة متماثلة (Isotropic) من حيث توصيلها للماء:

$$k = k_x = k_y = k_z$$

لذا يمكن كتابة المعادلة (10) لوصف الجريان باتجاه افقي بالصيغة التالية:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \text{----- (11)}$$

### الانتشارية المائية Hydraulic Diffusivity :

لتبسيط المعالجة الرياضية التجريبية لعمليات الجريان غير المشبع، غالباً ما يكون بتغيير

معادلات الجريان الى شكل مناظر لمعادلات الانتشار وانتقال الحرارة. ولتحويل معادلة الجريان

يمكن في بعض الاحيان ربط التدفق مع انحدار المحتوى الرطوبي بدلاً من انحدار الشد.

ان انحدار الشد الهيكلي  $\frac{\partial \psi}{\partial x}$ ، يمكن توسيعه بواسطة قاعدة السلسلة chain Rule:

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{d\psi}{d\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x}$$

حيث ان:

$$\text{انحدار المحتوى الرطوبي} = \frac{\partial \theta}{\partial x}$$

$$\text{مقلوب السعة المائية النوعية Specific water capacity } c(\theta) = \frac{d\psi}{d\theta}$$

$$\text{انحدار الشد الهيكلي} = \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

$$\therefore c(\theta) = \frac{d\theta}{d\psi} \Rightarrow d\psi = \frac{d\theta}{c(\theta)}$$

حيث  $d\psi$  = انحدار منحنى الوصف الرطوبي للتربة عند أية قيمة رطوبة  $(\theta)$ .

ولما كان بالإمكان تمثيل دالة الانتشار المائية Hydraulic diffusivity بالمعادلة التالية:

$$D(\theta) = k(\theta) \frac{d\psi}{d\theta}$$

$$k(\theta) = D(\theta) \frac{d\theta}{d\psi} \quad \text{-----(13)}$$

وبدمج المعادلات 11 , 12 , 13 نحصل على معادلة يطلق عليها معادلة الانتشار للجريان الافقي

Diffusion equation for horizontal Flow

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad \text{-----(14)}$$

ويعد انحدار رطوبة التربة  $\frac{\partial \theta}{\partial x}$  هو القوة المحركة (driving Force) بافتراض ان هنالك علاقة مفردة بين الجهد الهيكلي وماء التربة.

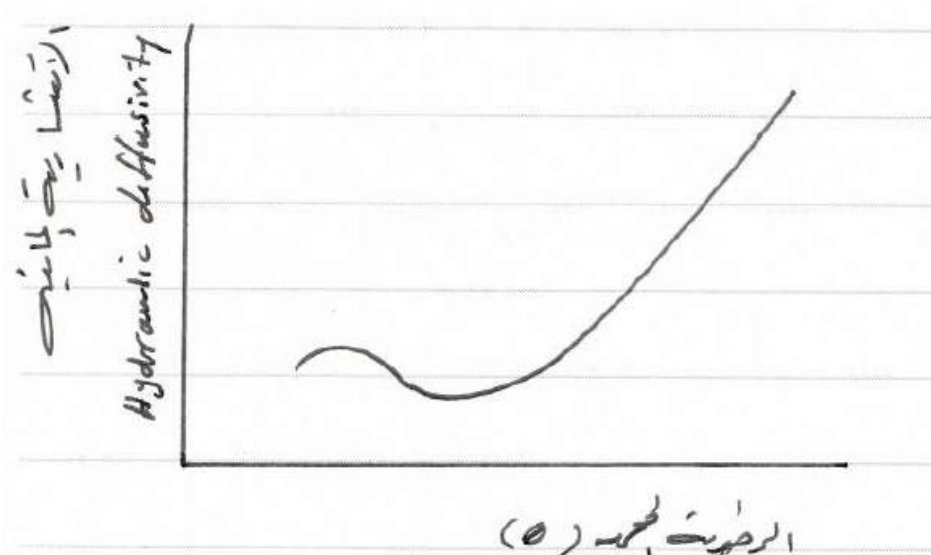
ولما كان ينظر الى الايصالية المائية على انها نسبة بين التدفق وانحدار الجهد المائي

$$q = -k \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

فان الانتشارية المائية هي نسبة بين التدفق وانحدار المحتوى الرطوبي

$$q = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x}$$

ان علاقة الانتشارية المائية مع الرطوبة يوضحها الشكل التالي:



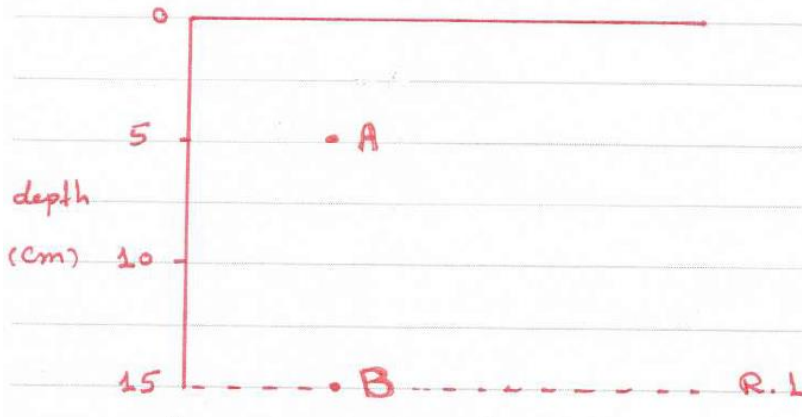
يلاحظ من الشكل اعلاه ان الجزء الايمن من المنحنى تحصل فيه زيادة للانتشارية مع زيادة نسبة الرطوبة الحجمية، اما في المدى الجاف كلياً فان الانتشارية غالباً ما تشير الى انخفاض

مع زيادة المحتوى الرطوبي وهذه الظاهرة سببها مساهمة حركة البخار أما المدى الرطب جداً عندما تصل رطوبة التربة الى الاشباع تصبح الانتشارية غير قابلة للتعين حيث تميل الى اللانهاية.

### تطبيقات وتمارين محلولة حول جريان الماء في تربة غير مشبعة

تمرين 1: مقطع تربة، جهد الشد السطحي ( $\Psi_m$ ) في نقطة A (-10) سم وفي نقطة B (-100) سم، معامل التوصيل الهيدروليكي (k) للتربة ( $10^{-2}$  سم/ثا). ما هي كمية الماء المنسابة خلال مساحة من التربة مقدارها 10 سم<sup>2</sup> في زمن مقداره 1000 ثانية؟

الحل:



$$\Delta H = (h_{mA} + h_{gA}) - (h_{mB} + h_{gB})$$

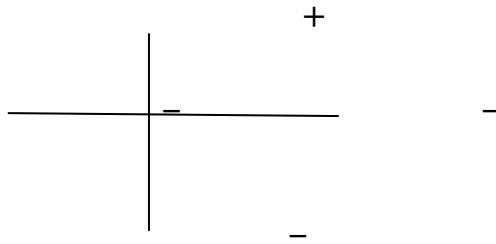
$$\Delta H = (-10 + 10) - (-100 + 0)$$

$$\Delta H = 100$$

$$\frac{Q}{At} = -k \frac{100}{10}$$

$$\frac{Q}{10 \times 10000} = -(10^{-2}) \left( \frac{100}{10} \right)$$

$$Q = -(10^{-2})(10)(10) \times (1000) \Rightarrow Q = -10000 \text{ cm}^3$$

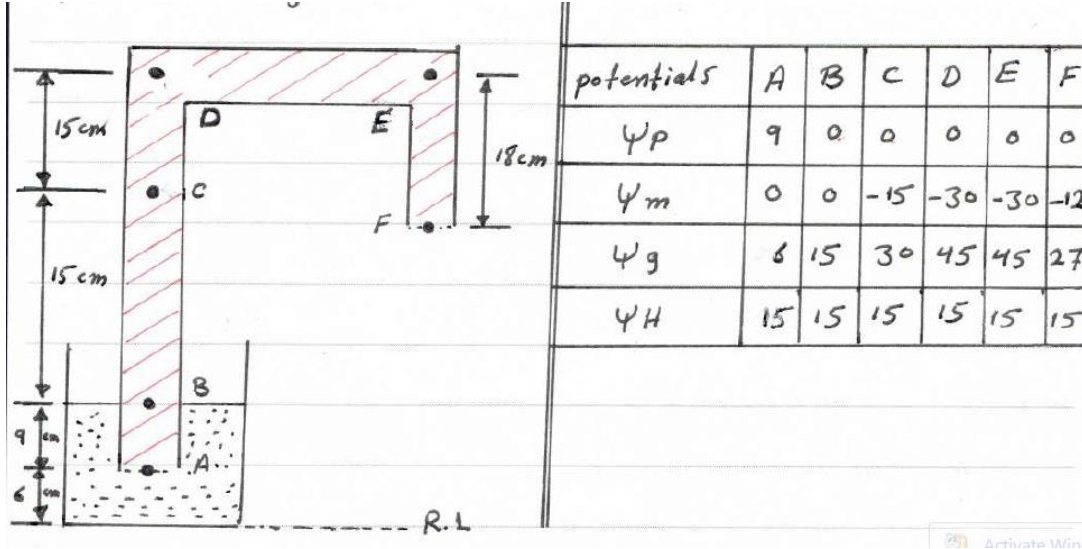


∴ الحركة نحو الاسفل

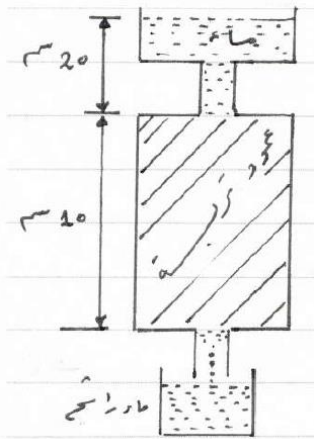
تمرين 2: من الشكل التوضيحي التالية، جد الجهود التالية:

$$\psi_p, \psi_m, \psi_g, \psi_H$$

الحل:



تمرين 3: خلال قياس التوصيل الهيدروليكي في تربة رملية، جمع رشح مقداره 260 سم<sup>3</sup> في زمن قدره (2) دقيقة، اذا كان طول عمود التربة (10) سم وقطره (4) سم وارتفاع عمود الماء فوق عمود التربة (20) سم، ما هو مقدار التوصيل الهيدروليكي؟



$$v = 260 \text{ cm}^3$$

$$t = 2 \text{ min.}$$

$$A = \pi r^2 = 3.14 \times (2)^2 = 12.56 \text{ cm}^2$$

الحل:

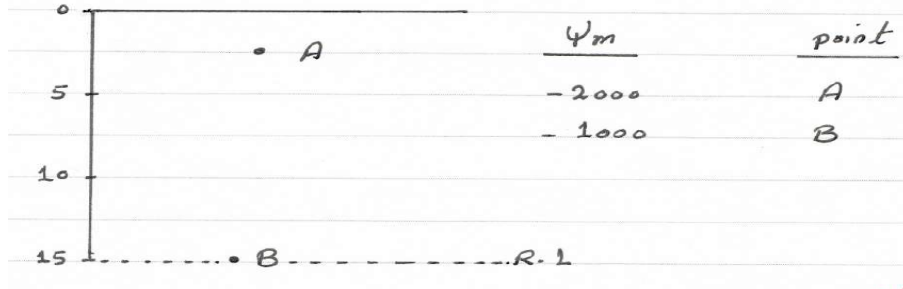
$$\frac{v}{At} = \frac{260}{12.56 \times 2} = \frac{260}{25.12} = 10.35 \text{ cm/min}$$

$$10.35 = k \frac{20 + 10}{10}$$

$$10.35 = 20k$$

$$k = 0.517 \text{ cm/min} = 0.0086 \text{ cm/sec}$$

تمرين 4: من البيانات المثبتة على الشكل التوضيحي بين مقدار الماء الذي يتبخر في وحدة مساحة في يوم واحد، علماً ان مقدار التوصيل المائي  $k = 10^{-8}$  سم/ثا، وان مقدار الشد الهيكلي كما يلي:



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

$$\frac{v}{At} = -(10^{-8} \text{ cm/sec}) \frac{(-2000 + 10) - (-1000 + 0)}{10}$$

$$= -(10^{-8}) \times \frac{-990}{10}$$

$$\frac{v}{A} = -(10^{-8})(-99)(1 \times 24 \times 60 \times 60)$$

$$= 0.085 \text{ cm}$$



**Sorptivity الامتصاصية**

خاصية فيزيائية مهمة للأوساط المسامية تعكس قدرة هذه الاوساط على امتصاص الماء أو فقده بالخاصية الشعرية. تُعد الامتصاصية معيارًا اساسيًا يدخل في الحلول التقريبية والتحليلية لمعادلة ريتشارد Richard's equation. تستخدم الامتصاصية في تقدير دوال الخاصية المائية كالانتشارية المائية والايصالية المائية، وهي معيارًا اساسيًا في معادلة فيليب لتقدير غيض الماء في التربة، وهي عامل اساسي في تحديد غيض الماء في التربة في مراحلها الاولى. وقد استعملت الامتصاصية دليلاً لتقدير درجة رص التربة وفي تفسير حركة الماء غير المشبعة لتجمعات التربة (Soil aggregates) حيث لا تزال آلية امتصاص الماء للتربة غير واضحة.

**طرق قياس الامتصاصية:**

**1. الطرق المختبرية Laboratory methods**

تسمح هذه الطرق بقياس عدة نماذج من التربة في آن واحد وتحت ظروف مسيطر عليها فضلاً عن انها توفر في الوقت وتقلل من التكاليف.

اقترح AL-Ani و Dudas ، 1988 طريقة لتقدير الامتصاصية من قياس سرعة الترطيب لتجمعات التربة وذلك باستخدام قرص مسامي يرتبط بأنبوب زجاجي مدرج لقياس الزمن اللازم لامتصاص (0.2) سم<sup>3</sup> ماء من قبل ست مجاميع تربة مجموع أوزانها (3) غم وذلك وفق الأساس النظري الآتي:

$$I = st^{\frac{1}{2}} \text{-----(1)}$$

حيث ان:

$$I = \text{الغيض التراكمي.}$$

$$S = \text{الامتصاصية.}$$

$$t = \text{الزمن.}$$

وبمفاضلة المعادلة اعلاه نحصل:

$$\frac{dI}{dt} = \frac{1}{2} St^{\frac{1}{2}-1} \Rightarrow \frac{dI}{dt} = \frac{1}{2} St^{-\frac{1}{2}} \text{-----(2)}$$

إذ ان  $\frac{dI}{dt}$  تمثل سرعة غيض الماء التي عرفها Richards, 1952 بأنها حجم الماء

المتص خلال وحدة المساحة في وحدة الزمن وكالآتي:

حيث ان:

$$\frac{dI}{dt} = \frac{Q}{at} \text{-----(3)}$$

Q = حجم الماء الممتص من قبل المجاميع.

a = مساحة المقطع العمودي على اتجاه حركة الماء.

t = الزمن اللازم لامتناس الكمية Q من الماء.

بتعويض المعادلة رقم (3) في المعادلة رقم (2) نحصل:

$$\frac{Q}{at} = \frac{1}{2}st^{-\frac{1}{2}} \text{-----(4)}$$

وبإعادة ترتيب المعادلة (4) نحصل على المعادلة الآتية:

$$S_w = \frac{2Q}{a\sqrt{t}}$$

S<sub>w</sub> = الامتناسية المقاسة من سرعة الترطيب.

## 2. الطرق الحقلية Field methods:

تم قياس الامتناسية في هذه الطريقة، من خلال حساب حجم الماء المار عبر مقطع تربة ذو مساحة محدودة خلال فترة زمنية معينة في تربة غير مشبعة مستخدماً حلقة معدنية ذو مساحة وطول معلومين، غرزت في التربة ووضعت فوقها صفيحة من السيراميك المسامي، اضيف الماء الى التربة تحت شد معين، ومن ثم حساب حجم الماء الممتص مع الزمن، لقد استحصلت علاقة خطية بين عمق الماء الممتص والجذر التربيعي للزمن يمثل ميلها قيمة الامتناسية.

### غيض الماء في التربة (ارتشاح الماء) Infiltration

يعرف الغيض على انه عملية دخول الماء عمودياً خلال سطح التربة ( The process which water on the ground surface enter the soil)، ويعد غيض الماء في التربة من اهم المتغيرات التي يتم على اساسها اختيار نظم الري الملائمة للحقول واعداد تصاميم نظم الري الحقلية، ومن التعابير المستخدمة في هذا المجال، هي:

### \* الغيض التراكمي او التجميعي accumulative Infiltration

هي الكمية الكلية للماء التي تدخل التربة في زمن معين وتمثل بوحدة طول.

**\* معدل الغيض Infiltration Rate**

حجم الماء المار خلال سطح التربة لوحدة المساحة وفي وحدة الزمن، وتكون وحداته وحدات طول مقسومة على وحدات زمن (أي وحدات سرعة).

**\* معدل الغيض الأساس Basic infiltration Rate**

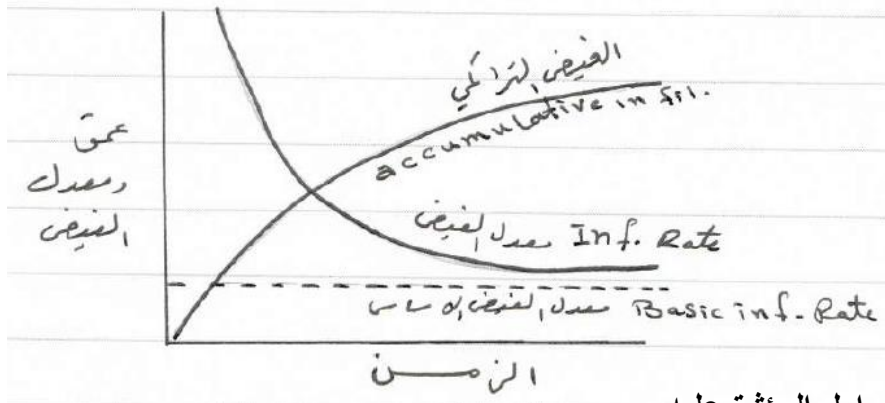
عند بداية عملية الري يكون معدل الغيض عاليًا وينخفض باستمرار مع الزمن لحين الوصول الى قيمة ثابتة تسمى معدل الغيض الاساس. وهذه القيمة هي الاله في اختيار وتصميم نظام الري الملائم للحقل وقيمتها تكون مساوية للإيصالية المائية المشبعة للتربة نظريًا.

ان سبب انخفاض معدل الغيض مع استمرار القياس يعود الى عدة اسباب، منها:

1. انتفاخ دقائق الطين عند ترطيبها، مما يؤدي الى صغر حجوم المسامات.
2. توقف التربة عن حجز الماء وبعد وصولها الى حالة الاشباع، اذ يستهلك جزء من الماء في بداية القياس لترطيب التربة.

**\* معدل الغيض المتوسط Average infiltration**

كمية الماء المار خلال سطح التربة (سم) لفترة زمنية معينة مقسومًا على ذلك الزمن.

**أهمية الغيض والعوامل المؤثرة عليه**

للغيض أهمية بالغة في تصاميم نظم الري، خصائص الغيض هي التي تحدد معدل الارواء application Rate الذي لا يؤدي الى حدوث سيح سطحي تحت انظمة الري بالرش، كما يدخل الغيض كعامل في تحديد طول مضمار الري (في المروز furrow او اللوح الشريطي border).

**أهم العوامل المؤثرة في الغيض**

1. خصائص التربة (نسجة وبناء التربة).
2. المحتوى الرطوبي والابتدائي.

3. معدل الارواء الذي يعتمد على طريقة الري.

4. القشرة السطحية وانغلاق سطح التربة.

5. انحباس الهواء داخل التربة.

6. خصائص الماء الفيزيائية والكيميائية وعمق الماء على سطح التربة.

### طرائق قياس الغيض

هنالك عدة طرق لقياس الغيض في الحقل تعتمد كل منها على طريقة الري المتبعة، ومنها:

1. طريقة الاسطوانات أو الحلقات المزدوجة Double Ring او Cylinders infiltration

2. طريقة الجريان - الجريان الخارج في ري المروز.

3. طريقة المرشات 4. طريقة الاحواض المغمورة.

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

### معادلات الغيض

لقد طورت معادلات عديدة للتعبير عن الغيض وهي على نوعين اساسيين:

1. معادلات تجريبية وضعية Empirical equations

2. معادلات ذات اساس فيزيائي physically - basic models

الاولى تجريبية تعتمد على ظروف القياس، بينما النوع الثاني يعتمد على خصائص ومعايير

فيزيائية للتربة.

ومن اكثر المعادلات شيوعاً:

1. معادلة كوستياكوف Kostiakov equation: وهي معادلة تجريبية الصيغة الرياضية لها:

$$D = ct^m \text{-----(1)}$$

حيث ان:

$D =$  عمق الغيض التراكمي (سم).

$t =$  الزمن (دقيقة).

$C, m =$  ثوابت تجريبية.

تقويم ثوابت معادلات الغيض:

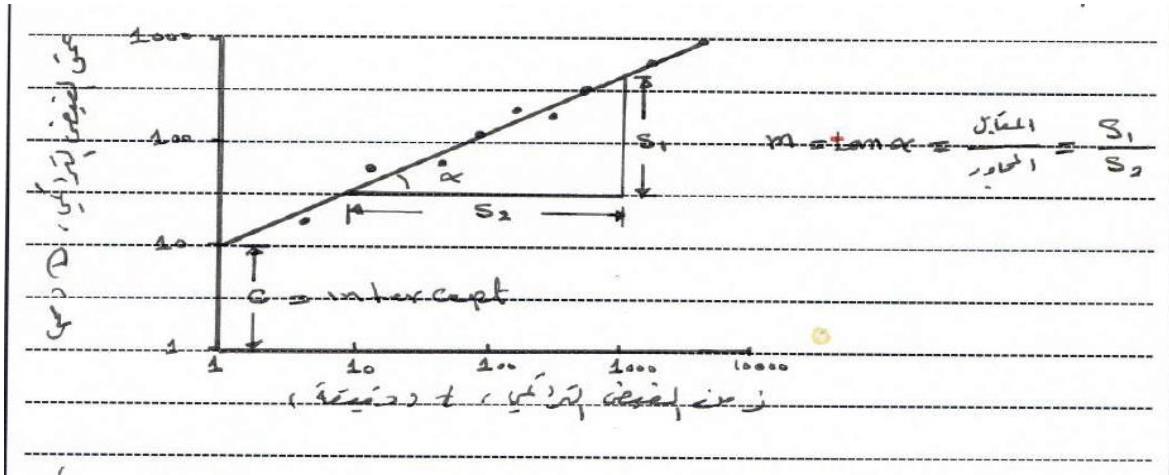
سيقتصر الحديث هنا عن معادلة كوستياكوف، وعادة يتم تحديد ثوابت معادلة الغيض

بطريقتين اساسيتين هما:

1. الرسم

## 2. طرق رياضية

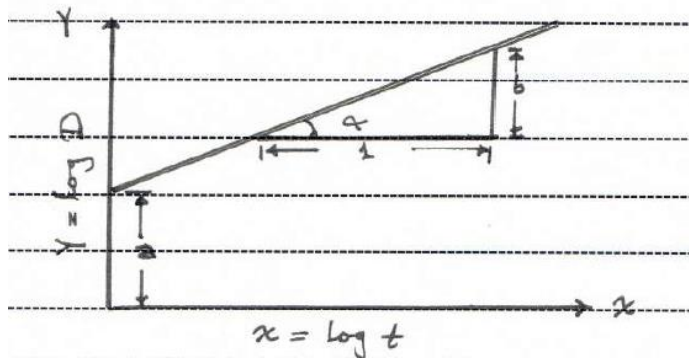
طريقة الرسم: هي الطريقة الاسهل والاسرع، حيث ان معادلة كوستياكوف هي معادلة من نوع دوال القوى (Power function) وهي خطية لوغاريتمية، فاذا تم رسم D مقابل t على ورق لوغاريتمي Log - Log paper نحصل على علاقة خط مستقيم مائل تقاطعه مع D عند الزمن دقيقة واحدة يمثل C وميله الحسابي هو قيمة m.



وفي حالة عدم توفر ورق بمقياس لوغاريتمي يمكن استخدام ورق قياس اعتيادي على ان يتم تحويل البيانات لوغاريتمياً، أي بأخذ لوغاريتم البيانات ومن ثم رسم البيانات المحولة على ورق مربعات اعتيادي.

وبعد رسم افضل مستقيم، يتم ايجاد معادلة الخط المستقيم المعروفة في الهندسة التحليلية

$$Y = a + bx \text{ --- (2)}$$



وبطريقة تحويل عكسية يتم استنباط معادلة الغيض من المعادلة رقم (1) بالصيغة الآتية:

$$\log D = \log C + m \log t$$

$$Y = a + bt$$

$$m = b \quad ; \quad \log c = a \quad \therefore$$

اما الطريقة الرياضية فتتم بالآتي:

أولاً: تحويل البيانات لوغاريتمياً.

ثانياً: استخدم أسلوب **توثيق** المنحنيات أو الارتداد أو الانحدار الخطي Linear Regression

باعتقاد طريقة المربعات الصغرى Least squares method لإيجاد قيم  $a$  و  $b$  وفي المعادلة

$$Y = a + bx \quad \text{الخطية:}$$

وكالاتي:

$$b = \frac{\sum xy - \frac{\sum x \sum y}{n}}{\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n}} \quad \text{----- (3)}$$

$$a = \frac{\sum y - b \sum x}{n} \quad \text{----- (4)}$$

حيث ان:

$$\log D = Y \quad ; \quad \log t = x$$

مما سبق ولغرض الحصول على معادلة لوصف معدل الغيض الآني (I) في التربة يجري

اشتقاق المعادلة رقم (1) مع الزمن، وكالاتي:

$$D = ct^m$$

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

$$I = Kt^n$$

حيث:

$$K = cm$$

$$n = m-1$$

$$I = \text{معدل الغيض الآني (مم/دقيقة)}$$

$$K, n = \text{ثوابت تجريبية}$$

2. معادلة فيليب Philip equation (ذات اساس فيزيائي): الصيغة الرياضية لها:

$$D = At^{\frac{1}{2}} + Ft$$

$F, A =$  ثوابت تحسب من قياس بعض خصائص التربة.

((تطبيقات وتمارين حول ايجاد ثوابت دالة الغيظ))

تمرين 1: تم الحصول على البيانات التالية من عملية حساب غيظ الماء لحقل زراعي استخدم

الحلقات المزوجة ، المطلوب ما يلي:

$$D = ct^m$$

1. حساب ثوابت دالة الغيظ.

2. الشكل النهائي لدالة الغيظ.

3. معدل الغيظ (I) عند زمن قدره (2) دقيقة.

معدل الغيظ (I) (سم/ساعة)	الغيظ التراكمي، D (سم)	الزمن، t (دقيقة)	معدل الغيظ (I) (سم/ساعة)	الغيظ التراكمي، D (سم)	الزمن، t (دقيقة)
4.8	6.1	30	72	1.2	1
4.0	8.1	60	66	2.3	2
2.6	10.7	120	30	2.8	3
2.6	13.3	180	24	3.2	4
2.4	15.7	240	12	3.4	5
2.0	17.7	300	9.6	4.2	10
1.98	19.68	360	6.6	5.3	20

**الحل Solution:**

$$D = ct^m$$

1. لإيجاد ثوابت دالة الغيظ

يجب تحويلها الى معادلة خط مستقيم، بأخذ اللوغاريتم لطرفيها:

$$\log D = \log C + m \log t$$

وكما يلي:

$$\begin{aligned} \log 1.2 &= \log c + m \log 1 \text{-----} (1) \\ \log 2.3 &= \log c + m \log 2 \text{-----} (2) \\ \log 2.8 &= \log c + m \log 3 \text{-----} (3) \\ \log 3.2 &= \log c + m \log 4 \text{-----} (4) \\ \log 3.4 &= \log c + m \log 5 \text{-----} (5) \\ \log 4.2 &= \log c + m \log 10 \text{-----} (6) \\ \log 5.3 &= \log c + m \log 20 \text{-----} (7) (1-7) \\ \log 6.1 &= \log c + m \log 30 \text{-----} (8) \\ \log 8.1 &= \log c + m \log 60 \text{-----} (9) \\ \log 10.7 &= \log c + m \log 120 \text{-----} (10) \\ \log 13.3 &= \log c + m \log 180 \text{-----} (11) \\ \log 15.7 &= \log c + m \log 240 \text{-----} (12) \\ \log 17.7 &= \log c + m \log 300 \text{-----} (13) \\ \log 19.68 &= \log c + m \log 360 \text{-----} (14) (8-14) \end{aligned}$$

وعند استخراج قيم الـ log لكل معادلة، تصبح المعادلات بالشكل الآتي:

$$\begin{aligned} 0.079 &= \log c + m(0) \text{-----} (1) \\ 0.362 &= \log c + m(0.30) \text{-----} (2) \\ 0.447 &= \log c + m(0.477) \text{-----} (3) \\ 0.505 &= \log c + m(0.602) \text{-----} (4) \\ 0.531 &= \log c + m(0.699) \text{-----} (5) \\ 0.623 &= \log c + m(1.0) \text{-----} (6) \\ 0.724 &= \log c + m(1.30) \text{-----} (7) \\ 0.785 &= \log c + m(1.477) \text{-----} (8) \\ 0.908 &= \log c + m(1.778) \text{-----} (9) \\ 0.029 &= \log c + m(2.079) \text{-----} (10) \\ 1.124 &= \log c + m(2.255) \text{-----} (11) \\ 1.196 &= \log c + m(2.380) \text{-----} (12) \\ 1.248 &= \log c + m(2.477) \text{-----} (13) \\ 1.300 &= \log c + m(2.556) \text{-----} (14) \end{aligned}$$

بجمع المعادلات (7-1) والمعادلات (8-14) كلا على حدة نحصل على المعادلتين الآتيتين:

$$\begin{aligned} 3.271 &= 7 \log c + m(4.378) \text{-----} (15) \\ 7.590 &= 7 \log c + m(15.002) \text{-----} (16) \end{aligned}$$

بالطرح نحصل:

$$\begin{aligned} 4.319 &= m(10.624) \\ \therefore m &= 0.41 \end{aligned}$$

وبالتعويض عن قيمة m في المعادلة (15) نحصل على:



$$3.271 = 7 \log c + (0.41 \times 4.378)$$

$$3.271 = 7 \log c + 1.79$$

$$7 \log c = 3.271 - 1.79$$

$$7 \log c = 3.271 - 1.79 \Rightarrow 7 \log c = 1.481$$

$$\log c = 0.212 \Rightarrow c = 1.627$$

2. بالتعويض عن قيمة  $m$  ،  $c$  في دالة الغيظ نحصل على:

$$D = 1.627 t^{0.41}$$

3. لإيجاد معدل الغيظ ( $I$ ) عند زمن قدره (2) دقيقة، يجري اشتقاق دالة الغيظ:

$$I(\text{mm/min}) = \frac{dD}{dt} = 1.627 \times 0.41 t^{0.41-1}$$

$$I = 0.667 t^{-0.59}$$

$$I = 0.667(2)^{-0.59}$$

$$I = 0.445 \text{ cm/min}$$

$$I = 4.45 \text{ mm/min}$$

تمرين 2: تم الحصول على البيانات الآتية من اختبار حقلي لغيظ الماء في التربة:

الزمن التراكمي، (t) دقيقة	عمق الغيظ التراكمي، D (مم)
5	13
120	52

المطلوب: جد دالة الغيظ لهذه التربة:

$$D = ct^m \quad \text{الحل: الشكل العام لدالة الغيظ}$$

بالتعويض عن القيم في المعادلة اعلاه، نحصل على:

$$13 = c(5)^m \quad \text{----- (1)}$$

$$52 = c(120)^m \quad \text{----- (2)}$$

بقسمة المعادلة (1) على (2) نحصل على:

$$\frac{13}{52} = \frac{c(5)^m}{c(120)^m} \Rightarrow 0.25 = \frac{5^m}{120^m}$$

بأخذ اللوغاريتم لطرفي المعادلة نحصل على

$$\log 0.25 = m \log 5 - m \log 120$$

$$-0.60 = m(0.70 - 2.080) \Rightarrow -0.60 = m(-1.38)$$

$$m = \frac{-0.60}{-1.38} \Rightarrow m = 0.43$$

بتعويض قيمة  $m$  في المعادلة رقم (1) نحصل:

$$13 = c(5)^{0.43} \Rightarrow 13 = c(2.0)$$

$$c = 13/2.0 \Rightarrow c = 6.5$$

اذن بتعويض قيم كل من m و c في دالة الغيظ، نحصل:

$$D = 6.5 t^{0.43}$$

$$D = 6.4 t^{0.44}$$

تمرين 3: اذا كانت دالة عمق الغيظ

1. احسب عمق الغيظ التراكمي بعد (90) دقيقة.

2. احسب الزمن اللازم لغيظ (70) مم ماء.

**الحل Solution:**

$$D = 6.4(90)^{0.44}$$

$$D = 6.4 \times 7.24$$

$$D = 46.34 \text{ mm}$$

1.

$$70 = 6.4 t^{0.44}$$

$$t^{0.44} = \frac{70}{6.4} \Rightarrow t^{0.44} = 10.94$$

2.

بأخذ اللوغاريتم للطرفين نحصل على:

$$0.44 \log t = \log 10.94$$

$$0.44 \log t = 1.04$$

$$\log t = \frac{1.04}{0.44}$$

$$\log t = 2.36$$

$$t = 231 \text{ min}$$

$$t = 3.85 \text{ hr}$$

ويمكن ايجاد معدل الغيظ الآتي (I) عند أي زمن من خلال اشتقاق دالة الغيظ التراكمي

وكالاتي:

$$I = (\text{mm/min}) = \frac{dD}{dt} = 6.4 t^{0.44}$$

$$I = 6.4 \times 0.44 t^{0.44-1}$$

$$I = 2.816 t^{-0.56}$$

تمرين 4: من بيانات التمرين (1)، جد ثوابت معادلة الخط المستقيم الآتية:

$$Y = a + bx$$

X <sup>2</sup>	(xY)	Log (Y)	Log t (x)	الزمن t (دقيقة)	الفيظ التراكمي D سم

0	0	0.079	0	1.2	1
0.0906	0.1089	0.362	0.301	2.3	2
0.1998	0.2132	0.447	0.477	2.8	3
0.3624	0.3040	0.505	0.602	3.2	4
0.4886	0.3711	0.531	0.699	3.4	5
1.0000	0.6230	0.623	1.000	4.2	10
1.6926	0.9420	0.724	1.301	5.3	20
2.1815	1.1594	0.785	1.477	6.1	30
3.1612	1.6144	0.908	1.778	8.1	60
4.3222	2.1392	1.029	2.079	10.7	120
5.0850	2.5346	1.124	2.255	13.3	180
5.6644	2.8464	1.196	2.380	15.7	240
6.1355	3.0913	1.248	2.477	17.7	300
6.5331	3.3228	1.300	2.556	19.68	360
$\sum X^2 = 36.917$	$\sum xY = 19.270$	$\sum Y = 10.861$	$\sum x = 19.882$		

$$Y = a + bx \Rightarrow a = \frac{\sum Y - b \sum x}{n}$$

$$b = \frac{\sum xY - \frac{\sum Y \sum x}{n}}{\sum X^2 - \frac{(\sum X)^2}{n}} \Rightarrow b = \frac{19.270 - \frac{(10.861)(19.382)}{14}}{36.917 - \frac{(19.382)^2}{14}}$$

$$b = \frac{19.270 - 15.036}{36.917 - 26.8330} \Rightarrow b = \frac{4.234}{10.084} \Rightarrow b = 0.42$$

$$a = \frac{10.861 - (0.42)(19.382)}{14} \Rightarrow a = 0.194$$

$$Y = 0.194 + 0.42 X$$

**الصفات الديناميكية للتربة Dynamical properties for soil**

تعود الصفات الديناميكية للتربة الى سلوك التربة تحت تأثير الجهد او القوة المسلطة عليها وهي تلك الصفات التي تعبر عن حركة التربة الناتجة عن القوة الخارجية المسلطة عليها.

**قوام التربة Soil consistency**

مجموعة الظواهر الفيزيائية الناتجة عن تفاوت قوى التماسك Cohesion والتلاصق Adhesion والتي تحدث للتربة عند مستويات رطوبة مختلفة، ولهذه الصفة علاقة بمدى سيادة احد المفصولات الفيزيائية للتربة على غيرها واكثر هذه العناصر هو الطين.

تعبر القوامية عن مدى مقاومة التربة للكبس والسحب والضغط. ان القوامية ترتبط بدرجة اساسية بالمحتوى الرطوبي للتربة بالإضافة الى نوع ونسبة الطين والنسجة والمادة العضوية واكاسيد الحديد والالمنيوم وهيدروكسيدات وكاربونات الكالسيوم، حيث تزداد القوامية بزيادة المركبات اعلاه.

**قوى التماسك Cohesion Forces**

قابلية دقائق التربة على ان تتجاذب فيما بينها بسبب وجود الشحنات السالبة على دقائق الطين مما يرتبط فيها من ايونات موجبة وتكون قوى التماسك اعلى ما يمكن في الترب الجافة ونقل كلما زادت الرطوبة. ومن قوى التجاذب الموجودة في التربة هي:

**1. قوى فاندروالز Vander Waels Forces of attraction:** وهي قوى قصيرة وضعيفة

تحدث بين الشحنات الموجبة والسالبة، ينتج عنها تجمع دقائق الطين في التربة.

**2. قوى الترابط او التجاذب الالكتروستاتيكي Electrostatic attraction between negative charged**

$$F \propto q_1q_2/r^2$$

مثال عليها قانون كولمب

**3. الربط خلال الجسور الكاتيونية****Leaking of partials through Cations Bridges****4. المواد اللاصقة المتأثرة بالمادة العضوية****The Cementation effect of organic matter****5. قوى الشد السطحي Surface tension forces****قوى التلاصق Surface tension forces**

قابلية التربة على الالتصاق بمختلف السطوح مثل التصاقها بأجزاء الآلات الميكانيكية مثل المحاريث فتزيد المقاومة التي تتعرض لها هذه الآلات وتؤدي الى تردي العمليات الزراعية وهذه

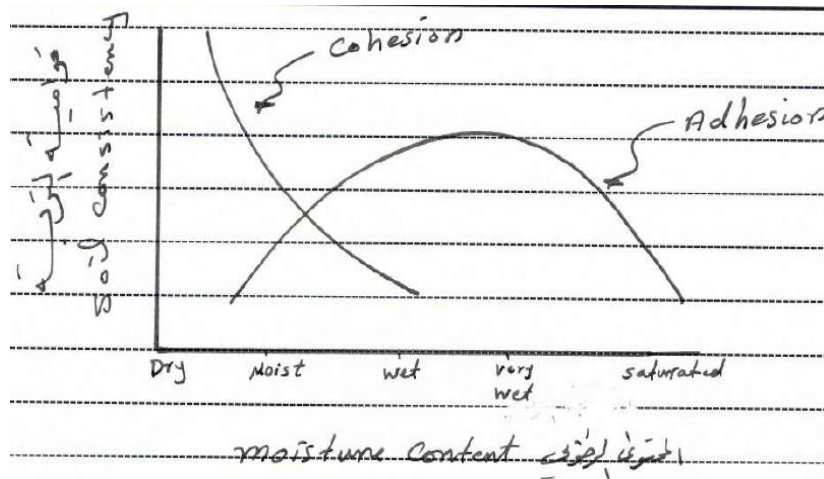
الخاصية ترتبط كثيراً بالمحتوى الطيني للتربة. تعتمد قوة التلاصق على المساحة السطحية للأغشية أو الشد الموجود خلال تلك الأغشية. لذا تزداد قوة التلاصق عند زيادة المحتوى الطيني لزيادة عدد الأغشية لأنه يحمل شحنة سالبة مع الهيدروجين الموجب في الماء، فتزداد هذه القوة لحصول تجاذب.

ان صفة القوامية مهمة جداً للأغراض الزراعية والهندسية ومهمة في مجال توصيف الترب لأغراض تصنيف الترب وإدارتها، وهي مهمة في معرفة مدى المقاومة التي يصادفها المحراث عند مروره في جسم التربة، لذا فان موعد الحراثة ومقدار القوة اللازمة له ترتبط بالقوامية. كما تعبر القوامية عن مدى مقاومة التربة للكسر والسحب والضغط.

تعتمد القوامية على العوامل الآتية:

1. نسجة التربة Soil texture
2. المادة العضوية Organic matter
3. كمية وطبيعة الطين quantity of natural clay
4. بناء التربة Soil structure
5. المحتوى الرطوبي للتربة Soil moisture content

جميع العوامل اعلاه ثابتة ما عدا رطوبة التربة.



أشكال قوام التربة:

اقترح عالم التربة السويدي Atterberg, 1912 اربعة اشكال لقوام التربة والمتضمنة للحالات اللزجة وهذه الاشكال تشمل:

1. القوام اللزج **Sticky Consistency**: يتميز بصفة اللزوجة أو التلاصق مع مختلف الأجسام.

2. القوام اللدن **Plastic Consistency**: يتميز بصفة الصلابة والقابلية على التشكل.

3. القوام الأملس **Soft Consistency**: يتصف بكونه هشاً وناعماً.

4. القوام الصلب **Hard Consistency**: يتصف بكونه صلباً وقوياً.

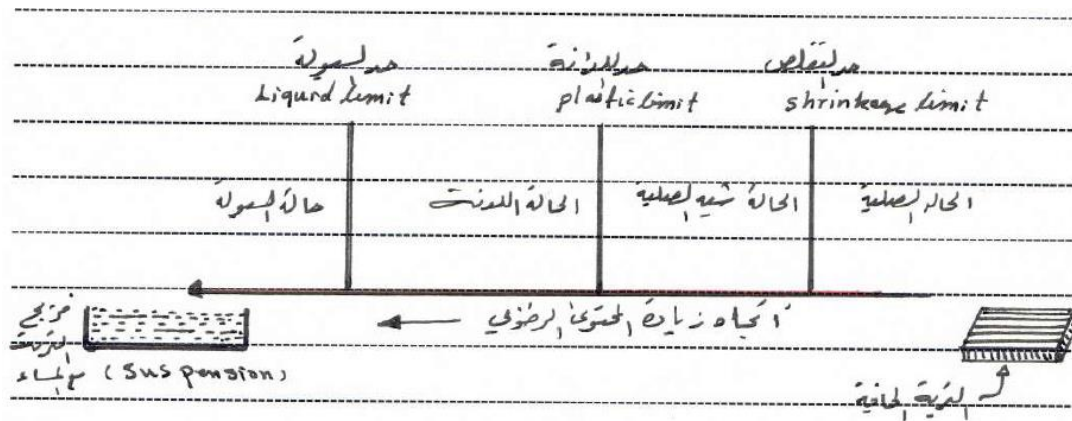
### حدود قوامية التربة Soil Consistency limits

يعني بحدود قوامية التربة النسب المئوية للرطوبة في حالات القوام المختلفة، ولقد وضعت هذه الحدود من قبل العالم السويدي Atterberg, 1912 وطورت من قبل العالم Gassigrande وسميت بحدود Atterberg limits، وهي:

1. حد السيولة **Liquid limit**: وهو الحد الفاصل بين حالة السيولة والحالة اللدنة.

2. حد اللدانة **Plastic Limit**: وهو الحد الفاصل بين حالة اللدانة والحالة شبه الصلبة للتربة.

3. حد التقلص **Shrinkage limit**: وهو الحد الفاصل بين الحالة شبه الصلبة والحالة الصلبة.



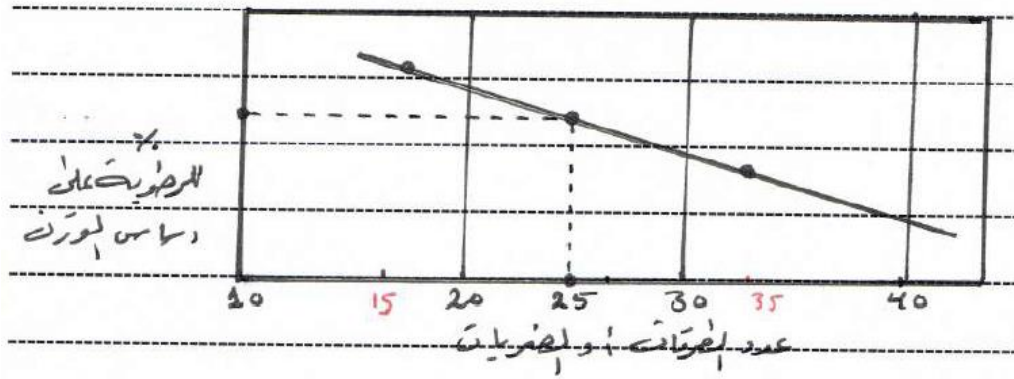
### حد السيولة Liquid limit

هو النسبة المئوية لرطوبة التربة على اساس الوزن الجاف والذي تبدأ عندها التربة بالجريان، وهذا الحد الأعلى لللدانة والذي تتحول عنده التربة من حالة اللدانة الى حالة السيولة.

- كيفية قياس حد السيولة: يمكن قياس حد السيولة بألة صممها العالم Gassigrande، وهي عبارة عن اناء دائري توضع فيه عجينة التربة، ثم يعمل فيها شق طولي على شكل رقم (7) بواسطة آلة خاصة ويجري الطرق على الوعاء بعدد من الطرقات أو الضربات لحدود (25) ضربة حتى يلتحم الشق. (أي يرفع الكاس او الوعاء الموجود فيه العينة وخفضه ورفعته بمقدار (1سم) لكي يلتحم الشق الذي طوله 12 مم. تؤخذ عينة التربة بعد الالتحام وتقدر فيها نسبة الرطوبة التي تمثل حد السيولة.



اما اذا انغلق القطع بعدد اقل أو اكثر من الضربات، وجب اضافة التربة او الماء على التوالي حتى تصل التربة حد السيولة. ويفضل ان تستحصل طرقات بين 15-35 طرقة، حيث ترسم العلاقة على ورق شبه لوغاريتمي.



### حد اللدانة Plastic limit

هو النسبة المئوية للرطوبة على اساس الوزن الجاف والتي يمكن عندها قتل التربة على شكل شريط بقطر 3.25 مم ويقطع طولها يتراوح بين 6-10 مم.

### كيفية قياس حد اللدانة

تعمل عجينة تربة وتعجن باليد حتى تصبح بحالة لدنة، ثم يعمل منها شريط بقطر 3.25 مم حتى يتكسر الشريط لقطع يتراوح طولها بين 6-10 ملم، تؤخذ عينة منها وتقدر فيها نسبة الرطوبة والتي تمثل حد اللدانة، تكرر العملية عدة مرات.

### العوامل المؤثرة على حدود أتبرغ

1. المحتوى الطيني: زيادة نسبة الطين تجعل دليل اللدانة مرتفعاً عند المحتوى الرطوبي وبالتالي ترتفع اللدانة.

2. نوعية معادن الطين: ان معادن الطين ذات البناء الصفائحي أو الطبقي الشكل تسلك سلوك تربة لدنة عند طحنها، اما الكوارتز والفلدسبار ذوات البلورات تكون غير لدنة. وهذا الاختلاف

يعود الى زيادة المساحة السطحية وتلامسها مع بعضها البعض عن طريق الدقائق المكونة للأشكال الصفائحية.

**3. طبيعة الكاتيونات المتبادلة:** إنّ الكاتيونات المتبادلة لها تأثيرات كبيرة على لدانة التربة، اذ ان تشبع التربة بالصوديوم يجعل التربة لها اقل حد للدانة، أما عند التشبع بالبوتاسيوم يظهر دليل لدانة واطىء، عند التشبع بالهيدروجين يحصل تذبذب في قيم اللدانة والسيولة.

**4. المادة العضوية:** للمادة العضوية دورًا متميزًا في عملية اللدانة. حدد آتربغ للطبقات السطحية أعلى في محتواها الرطوبي من الطبقات السفلية. ويعود هذا الاختلاف الى وجود المادة العضوية. أما عند اكسدة المادة العضوية ببيروكسيد الهيدروجين فإنه يؤدي الى خفض حدود اللدانة.

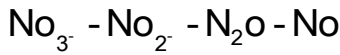
**5. دليل اللدانة:** الفرق بين حدي اللدانة والسيولة، وله دلالات مهمة في بيان مدى التماسك للتربة، فان صغرت قيمته دلّ على قلة التماسك بين دقائق الطين.



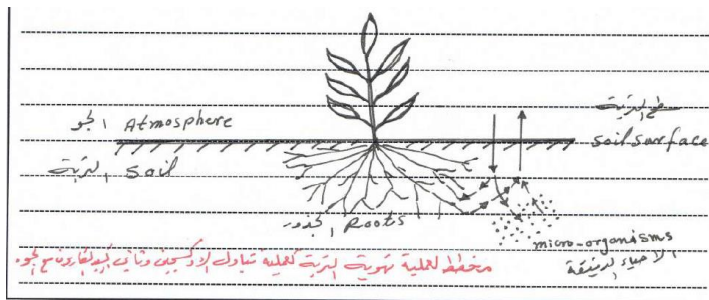
## هواء التربة والتهوية Soil air and aeration

تعد تهوية التربة Soil aeration إحدى العوامل المهمة والمحددة لإنتاجية التربة. ومن المعروف ان جذور النباتات تمتص غاز الاوكسجين وتحرر ثاني اوكسيد الكربون في عملية التنفس Respiration. وفي معظم النباتات فان النقل الداخلي من الاوراق والسيقان الى الجذور لا يكفي لتجهيز متطلبات الاوكسجين للجذور، ويتطلب تنفس الجذور المناسب تهوية التربة. ان التبادل الغازي بين هواء التربة والجو عملية مهمة تمنع نقص الاوكسجين وزيادة ثاني اوكسيد الكربون في منطقة الجذور. تتحرك الغازات اما في الطور الغازي (خلال المسامات المبزولة من الماء) أو على شكل ذائب في الماء. وعادة فان انتشار الهواء في الطور الغازي يكون اعلى مما في الماء، لذا فان تهوية التربة تعتمد بدرجة كبيرة على الجزء من حجم التربة المملوء بالهواء.

إن عرقلة التهوية الناتجة عن البزل الرديء والتغدق أو نتيجة الرص Compaction تؤثر بدرجة كبيرة على نمو النبات. ان سوء التهوية يحدد نمو النظم الجذرية ويقلل امتصاص الماء وقد يؤدي الى ذبول مبكر. ان الظروف اللاهوائية في التربة تولد سلسلة من تفاعلات الاختزال ومن ضمنها عملية عكس النترجة denitrification (تحول النترت Nitrate الى نترات nitrite ومن ثم الى اوكسيد النتروجين Nitrous oxide واخيراً الى النتروجين المعدني):



كذلك اختزال المنغنيز والحديد من حديدك الى اوكسيد الحديدوز واختزال الكبريتات الى كبريتيد الهيدروجين. ان غالبية نواتج الاختزال هي نواتج سامة للنباتات.



## حجم الهواء في التربة Volume Fraction of soil air

تتغير النسبة المئوية لمكونات التربة الثلاثة وهي الاطوار الصلبة والسائلة والغازية في معظم الترب الطينية بصورة مستمرة عندما تمر التربة بدورات الترطيب والتجفيف Wetting and drying والانتفاخ والانكماش swelling and shrinkage والحراثة او الرص Tillage or compaction

والتجمع والتشقق Aggregation and dispersion ونظرًا لأن الماء والهواء يتنافسان على نفس الحيز فانهما مرتبطان بعضهما بالآخر، إذ أن زيادة احدهما يكون على حساب الآخر وحسب المعادلة الآتية:

$$f_a = f - \theta_v \text{-----}(1)$$

حيث ان:

$f_a$  = حجم الهواء في التربة.

$f$  = المسامية الكلية.

$\theta_v$  = الرطوبة الحجمية (الحجم المشغول بالماء).

لقد اعتمدت السعة الهوائية للتربة Field air Capacity كدليل للتعبير عن تهوية التربة وتعرف بأنها الجزء من حجم الهواء في التربة عندما تكون رطوبة التربة عند السعة الحقلية وهي صفة تعتمد بدرجة رئيسية على نسجة التربة ففي الترب الرملية تصل قيمتها الى 25% أو اكثر وفي الترب المزيجة تتراوح بين 15-25% وفي الترب الطينية فهي تقل عادة عن 10% من حجم التربة الكلي. كما ان بناء التربة يؤثر ايضاً على السعة الهوائية ففي الترب ذات البناء الجيد تصل الى 20-30%، أما في الترب المرصوفة ذات البناء الرديء نتيجة تكسر المجاميع عن طريق القوى الميكانيكية فأنها قد تصل الى اقل من 5% وجد الباحثون ان قيمة السعة الهوائية التي تصبح عاملاً محددًا لتنفس الجذور ونمو النبات فكانت بمعدل 10%.

### مكونات هواء التربة composition of air

في الترب جيدة البزل يكون تركيب هواء التربة مشابها للهواء الجوي حيث يعرض الاوكسجين المستهلك من قبل النبات من الهاء الجوي ولا تنطبق هذه الحالة على الترب رديئة التهوية. ان تحليل هواء التربة يشير الى وجود اختلافات كبيرة عن الهواء الجوي اعتمادًا على بعض العوامل منها:

1. موسم الزراعة أو الوقت من السنة (مرحلة نمو النبات).

2. درجة حرارة التربة والجو.

3. رطوبة التربة. 4. عمق التربة تحت السطح.

5. نمو الجذور 6. الفعاليات الحيوية.

7. درجة تفاعل التربة. 8. معدل تبادل الغازات عبر السطح.

إنّ الاختلاف الكبير في تركيب الهواء هو تركيز ثاني اوكسيد الكربون الناتج من فعاليات التنفس من قبل جذور النباتات والاحياء المجهرية في التربة، ان تركيز  $CO_2$  في الجو هو 0.03% بينما يصل تركيزه في التربة الى اكثر من ذلك حيث يصل 10-100 ضعف تركيزه في الجو. ان زيادة تركيز  $CO_2$

في التربة نتيجة التنفس واكسدة المادة العضوية قد يرافقه نقص في تركيز الاوكسجين (تركيز الاوكسجين في الجو قد يصل الى 20%). وفي الحالات المتطرفة من نقص التهوية قد يهبط  $O_2$  الى الصفر وينتج عنه حالة لاهوائية لفترة طويلة مما يولد ظرفاً للاختزال تظهر فيه بعض الصيغ السامة كما تظهر بعض الغازات مثل كبريتيد الهيدروجين  $H_2S$  والميثان  $CH_4$  والاثيلين وبالإضافة الى اختلاف تراكيز مكونات الهواء بين الجو وهواء التربة فان هنالك اختلافاً آخر بين هواء التربة والجو وهو ان هواء التربة يتميز برطوبة نسبية عالية قد تصل الى 100% عدا في سطح التربة في فترات الجفاف الطويلة او الرطوبة هنا ضرورة لبقاء الجذور بحالة طرية وغير جافة.

### التبادل الغازي بين الجو والتربة

يتم تبادل الهواء بين التربة والمحيط الخارجي بطريقتين هما:

1. الجريان الحملّي Convection (الجريان الكتلي mass Flow)

2. الانتشار Diffusion

وفي كلا الحالتين فان تدفق الغاز يتناسب مع القوة المحركة ففي حالة الجريان الكتلي فان القوة المحركة هي الانحدار في ضغط الغاز الكلي total gas pressure والذي ينتج عنه ان كتلة الهواء تتناسب ككل من مناطق الضغط العالي الى مناطق الضغط الواطئ بينما تكون القوة المحركة في حالة الانتشار هي الانحدار في الضغط الجزئي او التركيز partial pressure أو Concentration لأن الهواء يتكون من عدة غازات تختلف في تركيزها وتتحرك من التركيز العالي الى التركيز الواطئ. ان من اسباب اختلاف الضغط بين التربة والجو والذي يسبب جريان الهواء الكتلي من والى التربة:

1. تبديل الضغط الجوي.

2. اختلاف درجات الحرارة (التدرج).

3. العواصف الهوائية الملامسة لسطح التربة.

4. دخول الماء الى التربة عن طريق الامطار او خروج الماء من التربة عن طريق البزل.

5. التغير في مستوى الماء الارضي الضحل دافعاً الهواء الى الاسفل او الاعلى.

6. امتصاص ماء التربة من قبل الجذور.

حركة الهواء الكتلية تشابه حركة الماء في بعض الوجوه لكون كلتا العمليتين مسيطر عليها وتتناسبان مع التدرج في الضغط ويختلف جريان الهواء عن الماء بكون الماء غير قابل للانضغاط مقارنة بالهواء على الرغم من اختلاف جريان الماء والهواء. فمن الممكن اشتقاق معادلة جريان الهواء والتي تكون مشابهة لقانون دارسي لجريان الماء وكالاتي:

$$q_v = -\left(\frac{k}{\eta}\right) \nabla p \text{-----} (2)$$

$q_v$  = حجم الهواء المتدفق من وحدة المساحة في وحدة الزمن.

$K$  = نفاذية المسامات المملوءة بالهواء.

$\eta$  = لزوجة هواء التربة.

$\nabla p$  = الانحدار في ضغط هواء التربة على المحاور الثلاثة من جسم التربة.

وتصبح المعادلة على اساس محور واحد كما يلي:

$$q_v = -\left(\frac{k}{\eta}\right) \left(\frac{dc}{dx}\right) \text{-----} (3)$$

وعند التعبير عن التدفق لوحدة كتلة (بدلاً من وحدة حجم) ولوحدة المساحة في وحدة زمن معين يصبح:

$$q_m = -\left(\frac{\rho k}{\eta}\right) \left(\frac{dp}{dx}\right) \text{-----} (4)$$

حيث ان:

$q_m$  = كتلة الهواء المتدفق.

$\rho$  = كثافة هواء التربة.

### انتشار هواء التربة Diffusion of soil air

ان نقل الغازات بالانتشار مثل  $O_2$  و  $CO_2$  يحصل في التربة جزئياً في الطور الغازي وفي الطور

السائل بين الجو والتربة، بينما الانتشار عبر الاغشية المائية المختلفة السمك يحافظ على جاهزية  $O_2$

والتخلص من  $CO_2$  من الانسجة الحية، وفي كلا الطريقتين يمكن التعبير عن عملية الانتشار بقانون

$$qd = -D \frac{dc}{dx} \text{-----} (5)$$

فيكس Fick's Law

حيث ان:

$qd$  = التدفق بالانتشار (يمثل انتشار كتلة الهواء عبر وحدة المسافة في وحدة الزمن).

$D$  = معامل الانتشار (له وحدة مساحة لوحدة الزمن).

$C$  = التركيز (كتلة الغاز المنتشرة لوحدة الزمن).

$X$  = المسافة.

$\frac{dc}{dx}$  = الانحدار في التركيز.

ان معامل انتشار الهواء في الجو اكبر بكثير من معامل الانتشار في التربة وذلك لصغر الحجم

الكلبي المشغول بالهواء وايضاً بسبب طبيعة المسامات المتعرجة.

على العموم فقد وجد ان نسبة مقبولة من الاوكسجين المذاب في الماء يمكن ان تسهم في تجهيز جذور النباتات بمتطلباتها من الاوكسجين بالإضافة الى ما ينتقل من خلال التبادل الغازي. لقد وجد ان تنفس الجذور يرتبط بدرجة اساسية بحرارة التربة حيث ان معدلات التنفس في الصيف قد تصل الى عشرة اضعافها في الشتاء، كما ان معدلات التنفس في حرارة معينة في الربيع تكون اعلى مما في الخريف والسبب نشاط الاحياء المجهرية وتوفر المخلفات العضوية غير المحللة في الربيع عنه في الخريف، كما ان التنفس يكون اكبر في الارض المزروعة مقارنة بالأرض البور، كما ان التنفس يختلف بين الليل والنهار وهذا مرتبط بدرجة الحرارة، فقد لوحظ ان معدل امتصاص الاوكسجين يكون اكثر من الضعف عند الظهر مقارنة بالصباح وبذلك يمكن القول ان معدلات التنفس تختلف من موسم لآخر ومن يوم لآخر ومن ساعة لأخرى تبعاً ل:

1. مرحلة نمو النبات.
2. فعاليات الاحياء الدقيقة.
3. درجة الحرارة.

### قياس تهوية التربة Measurement of soil Aeration:

هنالك طرق عديدة لقياس تهوية التربة، هي:

1. قياس المسامية المملوءة بالهواء عند رطوبة معينة: وتتم بأخذ عينة من الحقل على فرض انها عند السعة الحقلية (أي بعد يومين من ترطيب عميق) او تشبيح عينة التربة في المختبر ومن ثم تعريضها الى شد معين أو بأخذ الفرق بين المسامية الكلية والرطوبة الحجمية، وهي طريقة ليست دقيقة:

$$F_a = F - \theta_v$$

2. قياس مكونات هواء التربة: حيث تكشف هذه الطريقة وقت حصول عجز في الاوكسجين والمشكلة تكمن في طريقة سحب عينة من هواء التربة.
3. استعمال الكتروليدات للتحسس بالأوكسجين أو ثاني اوكسيد الكربون.
4. قياس النفاذية الهوائية Air permeability: أي قياس العامل الذي يحدد الانتقال الكلي للهواء عبر التربة.
5. قياس جهد التأكسد والاختزال.

### تأثير التهوية الرديئة على النبات

1. تنفس الجذور: يقل معدل تنفس الجذور مما يؤثر ويحدد نموها وبالتالي نمو النبات.

2. امتصاص الجذور للماء: يقل معدل امتصاص الماء من قبل الجذور كلما ساءت التهوية مما

يسبب عطش النبات بظاهرة تسمى العطش الفسيولوجي.

3. امتصاص العناصر الغذائية: يقل امتصاص العناصر الغذائية مع نقص الاوكسجين حيث ان

اكثر العناصر تأثراً هو البوتاسيوم ثم النتروجين ثم الفوسفور ثم الكالسيوم ثم المغنسيوم.

4. تكون صيغ وتراكيز سامة لبعض العناصر.

مثال تطبيقي حول هواء التربة:

\* تصور بان هناك حقلاً مزروعاً ذا عمق جذري فصال 80 سم. اذا كان معدل النتح اليومي 6 مم وان

معدل تنفس التربة اليومي 10 غم  $O_2$ /م<sup>2</sup>. احسب متطلبات الاوكسجين المزودة بالحمل لو كان الهواء

يؤخذ من الجو في استجابة مباشرة لعجز الضغط الناتج بالتربة عن طريق استخلاص رطوبة التربة.

**الحل Solution:**

$$- \text{معدل النتح اليومي} = 6 \times \left(\frac{1}{1000}\right) = 0.006 \text{ م}^3/\text{يوم} = 6 \text{ لتر/يوم.}$$

$$- \text{حجم الماء المأخوذ من الجو} = \text{حجم م الماء المأخوذ من التربة} = 6 \text{ لتر.}$$

$$- \text{حجم الأوكسجين المأخوذ من الجو} = 0.21 \times 6 = 1.26 \text{ لتر.}$$

\* (تركيز الاوكسجين في الجو يصل الى 21 %).

$$- \text{كتلة الاوكسجين المأخوذة من الجو} = 32 \times \left(\frac{22.4}{1.26}\right) = 1.8 \text{ غم.}$$

ملاحظة: 22.4 لتر/مول: تمثل حجم غاز مثالي في درجة حرارة قياسية وضغط.

32 غم : كتلة مول من الأوكسجين ( الوزن الذري له = 16 )

اذن الكتلة الموجودة 1.26 لتر تمثل 1.8 غم

$$\% \text{ لمتطلبات الاوكسجين اليومية المضافة بالحمل} = 100 \times \left(\frac{1.8}{10}\right) = 18\%$$

**حرارة التربة Soil temperature**

تعتبر حرارة التربة وكميتها في أي لحظة وطريقة اختلافها في الوقت والحيز عاملاً ذو أهمية رئيسية في تحديد معدلات واتجاهات عمليات التربة الفيزيائية وتبادل الطاقة والكتلة مع الجو، بضمنها التبخر والتهوية، كما ان الحرارة تتحكم في انواع ومعدلات التفاعلات الكيماوية التي تأخذ مجراها في التربة. واخيراً تؤثر حرارة التربة بقوة على العمليات البيولوجية مثل انبات البذور، بزوغ البادرات ونموها، نمو الجذور والفعاليات الميكروبية.

ان احتمال التحكم او التكيف الفعال للنظام الحراري، تتطلب معرفة كاملة للعمليات التي تؤثر عليها وعوامل البيئة والتربة التي تتحكم في معدلاتها وتشمل الآتي:

1. السعة الحرارية النوعية Specific heat capacity
2. الايصالية الحرارية Thermal conductivity
3. الانتشار الحراري Thermal diffusivity
- (جميع العوامل اعلاه تتأثر بالكثافة الظاهرية والرطوبة)
4. مصادر الحرارة الداخلة والخارجة

**انماط نقل الطاقة Modes of energy Transfer**

1. الاشعاع Radiation
2. الحمل Convection
3. التوصيل Conduction

\* **ويقصد بالإشعاع الحراري Thermal Radiation:** هو نقل الطاقة الحرارية عبر الفضاء دون وسط ناقل. ان الاشعة المنبعثة من الشمس ذات موجات قصيرة (0.3 - 2.2 مايكرون) بينما الاشعة المنبعثة من التربة والغلاف الجوي تكون ذات موجات طويلة (6.8 - 100 مايكرون) وذات قوة احتراق ضعيفة.

**الحمل:** يتعلق بحركة الكتل الحاملة للحرارة كما هو الحال في التيارات البحرية والرياح الجوية. **التوصيل الحراري:** يعتبر احد انماط نقل الطاقة بالإضافة الى الاشعاع والحمل. ويمثل قابلية التربة على نقل الطاقة الحركية لجزيئات الجسم الداخلية (التربة)، اذن هو يرتبط بالتوصيلات الحرارية لجميع مكونات التربة فكلما كانت المكونات ذات توصيل حراري مرتفع كلما تسخن التربة وتبرد بصورة اكثر واسرع، فمثلاً سرعة سخونة وبرودة الترب الرملية يعود الى التوصيل الحراري المرتفع للرمال فيما تكون الترب الطينية بطيئة السخونة والبرودة بسبب توصيلها الحراري المنخفض مقارنة

بالرمل وبسبب حرارتها النوعية العالية مقارنة بالرمل ايضاً. كما ان التربة الجافة تسخن وتبرد بصورة اسرع من التربة الرطبة.

4. **نقل الطاقة الكامنة Latent heat transfer**: وافضل مَثَل عليها عملية التقطير .distillation

ان نقل الحرارة عبر سطح التربة قد يحصل عن طريق أي من أو كل الطرق السابقة. ومع هذا ففي داخل التربة يكون انتقال الحرارة بالإشعاع والحمل والتقطير ذات اهمية ثانوية، وان العملية الرئيسية لنقل الحرارة هي التوصيل الجزئي.

### التوصيل الحراري للتربة Conduction of heat in soil

ان معادلات التوصيل الحراري تماثل معادلات الانتشار (قوانين Fick's في الغازات و Darcy في السوائل) وايضاً قانون اوم Ohms Law للتوصيل الكهربائي.

ان القانون الأول للتوصيل الحراري يعرف بقانون فوريير Fourier Law والذي ينص: (إن تدفق الحرارة في جسم متجانس يتناسب مع الانحدار الحراري وتكون باتجاهه).

$$q_h = -K_x \frac{dT}{dx} \text{-----(1)} \quad \text{حيث ان:}$$

$q_h$  = التدفق الحراري Thermal Flux (كمية الحرارة الموصلة عبر وحدة مساحة المقطع او وحدة الزمن)

$K_x$  = الايصالية الحرارية Thermal Conductivity بالاتجاه X.

$\frac{dT}{dx}$  = الانحدار الحراري (حيث dT التغير في الحرارة و dx التغير في المسافة).

### Volumetric Heat Capacity of soil السعة الحرارية الحجمية للتربة

تعرف السعة الحرارية الحجمية بانها التبدل في المحتوى الحراري لوحدة حجم تربة لوحدة تغير في الحرارة ووحداتها كالوري لوحدة حجم لوحدة حرارة ويرمز لها C وتعتمد على مكونات التربة الصلبة (المادة المعدنية والعضوية) والكثافة الظاهرية ورطوبة التربة.

وتحسب من جميع السعات الحرارية للمكونات المختلفة للتربة على اساس الحجم:

$$C = \sum Fsi Csi + fw Cw + fa Ca \text{-----(2)}$$

حيث ان:

f = تشير الى الجزء من حجم كل طور

s = الجزء الصلب

w = الماء



$$a = \text{الهواء}$$

إنَّ قيمة C للماء والهواء وكل جزء من مكونات الطور الصلب هو حاصل ضرب كثافة معينة وحرارة نوعية لوحدة كتلة أي ان:

$$C_{si} = \rho_{si} C_{mi}$$

$$C_a = \rho_a C_{ma}$$

$$C_w = \rho_w C_{mw}$$

وعليه يمكن تبسيط المعادلة (2) بالشكل الآتي:

$$C = f_m C_m + f_o C_o + f_w C_w \text{ ----- (3)}$$

حيث ان :

m= material matter

المادة المعدنية

O = organic matter

المادة العضوية

w = water

الماء

$$f_m + f_o + f_w = 1 - f_a$$

وان:

$$f_a = \text{المسامية الهوائية}$$

المسامية الكلية (F)

$$f = f_a + f_w$$

ومعرفة القيم التقريبية:

$$\left. \begin{array}{l} C_w = 1.00 \\ C_m = 0.46 \\ C_o = 0.60 \end{array} \right\} \text{كلوري/سم}^3 \cdot \text{درجة}$$

تصبح المعادلة (3) بالشكل التالي:

$$C = 0.46f_m + 0.60f_o + f_w$$

### Thermal Conductivity of soil الايصالية الحرارية للتربة

تعرف الايصالية الحرارية K بأنها كمية الحرارة التي تنتقل عبر وحدة مساحة في وحدة زمن تحت تأثير وحدة الانحدار الحراري.

الايصالية الحرارية لمكونات التربة تختلف بدرجة كبيرة وهي تعتمد على:

1. محتوى المادة العضوية

## 2. محتوى المادة المعدنية

## 3. حجم الماء والهواء

ولما كانت الايصالية الحرارية للهواء اقل بكثير عن الماء والمادة الصلبة، فان المحتوى العالي من الهواء (محتوى واطئ من الرطوبة) تقابله ايصالية حرارية واطئة. وبما ان نسبة الماء والهواء تختلفان بصورة مستمرة فان قيم K كذلك سوف تختلف مع الزمن. ان مكونات التربة نادراً ما تكون متجانسة مع العمق وبذلك فان K بصورة عامة تعتمد على العمق والزمن.

## العوامل المؤثرة في حرارة التربة

## أولاً: العوامل الخارجية (البيئية):

1. اشعة الشمس Sun Radiation

2. أشعة السماء Sky Radiation

3. التكثيف Condensation

4. التبخر Evaporation

5. المطر Rainfall

6. العزل الحراري Isolation

7. الغطاء النباتي Mulching

8. انتقال الحرارة من الجو

## ثانياً: العوامل الداخلية (التربة)

1. السعة الحرارية

2. التوصيل الحراري

3. النشاط البيولوجي

4. البناء، النسجة والرطوبة

5. الاملاح الذائبة

6. الاشعة المنبعثة من التربة

## التغيرات في درجة الحرارة Soil temperature Fluctuations

تعد درجات الحرارة من اكثر الصفات تغيراً في التربة حيث تتعرض الى تغيرات يومية وفصلية وهذه التغيرات تؤثر بدورها على خصائص وصفات التربة:

**أولاً: التغيرات اليومية Daily Fluctuation**

وهذه التغيرات تحدث بدرجة متعاضمة على سطح التربة فقط، نادراً ما يزيد التغير على عمق 30 سم عن 3 م أو على عمق 60 سم عن 1م وعادة يزداد التغير اليومي صيفاً ويقل شتاءً. ان وقت درجة الحرارة العظمى لسطح الارض والهواء يتطابقان تقريباً وفي الايام الصافية فان سطح التربة الجرداء يكون أدفئ حرارة من الهواء.

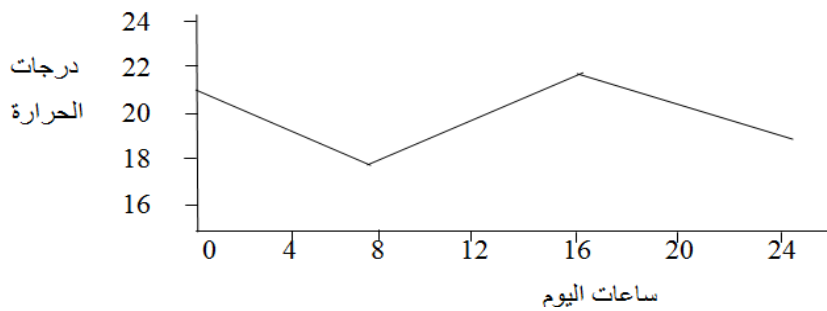
إنَّ أعظم الاختلافات اليومية لدرجات الحرارة في مقد التربة تحصل لعدة اسباب هي:

1. زيادة العزل الحراري High Isolation
  2. انخفاض معدل الانعكاس Low Albedo
  3. جفاف سطح التربة
  4. الانتشار الحراري المرتفع
- ان تليل التغيرات اليومية لدرجات الحرارة يتم بوساطة:

1. زيادة المحتوى الرطوبي.
2. الغيوم .
3. المغطيات.
4. الثلوج.
5. الغطاء النباتي.
6. زيادة زاوية سقوط أشعة الشمس على سطح الأرض.

**ثانياً: التغيرات الفصلية في درجات الحرارة Seasonal Fluctuation:**

يتزايد التغير الفصلي مع عمق التربة وقد يصل الى عمق 10 م وعادة يزداد في المناخ القاري بسبب زيادة الاختلاف بين حرارة الصيف وحرارة الشتاء اما المناطق الاستوائية والمحيطات فلها اختلافات اقل بين الصيف والشتاء وعادة الترب المغطاة بالنباتات الكثيفة والغابات فان الاختلافات الحرارية اليومية والفصلية تكون اقل تعاضماً في الاعماق عكس الترب التي تنمو فيها نباتات مبعثرة.



تذبذب الحرارة النهارية في سطح التربة (عمق 10 سم) مغطاة بالحشائش.

## مثال تطبيقي لحساب السعة الحرارية

أحسب السعة الحجمية (C) لتربة كثافتها الظاهرية 1.46 غم/سم<sup>3</sup> عندما تكون جافة كلياً وعندما تكون مشبعة كلياً، افرض ان كثافة المادة الصلبة هي 2.60 غم/سم<sup>3</sup> وان المادة العضوية تشكل 10% من المادة الصلبة على اساس الحجم.

## الحل Solution:

نحسب اولاً الجزء الحجمي للمسامات (المسامية)

$$F = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}\right) \Rightarrow F = \left(1 - \frac{1.46}{2.60}\right) = 0.438 \approx 0.44$$

$$1 - 0.44 = 0.56$$

اذن حجم المادة الصلبة يساوي:

وبما ان المادة العضوية تشكل 10% (0.10) من الحالة الصلبة، لذا فان الجزء الحجمي للمادة المعدنية هي:

$$f_m = 0.56 \times 0.90 \Rightarrow f_m = 0.504$$

وبما ان السعة الحرارية الحجمية يمكن ان تحسب وفق المعادلة الآتية:

$$C = f_m C_m + f_o C_o + f_w C_w$$

حيث ان:  $f_w$  ،  $f_o$  ،  $f_m$  ، هو جزء من حجم الماء والمادة العضوية والمعدنية، على التوالي.

وان  $C_w$  ،  $C_o$  ،  $C_m$  تشير الى السعة الحرارية للماء المادة العضوية والمعدنية على التوالي.

$$C_w = 1.00 \text{ Cal/cm}^3 \cdot \text{degree} \quad \text{إذن: السعة الحرارية للماء}$$

$$C_o = 0.60 \text{ Cal/cm}^3 \cdot \text{degree} \quad \text{السعة الحرارية للمادة العضوية}$$

$$C_m = 0.46 \text{ Cal/cm}^3 \cdot \text{degree} \quad \text{السعة الحرارية للمادة المعدنية}$$

وعلى هذا الاساس عندما تكون التربة جافة كلياً

$$C = f_m C_m + f_o C_o \Rightarrow C = (0.504 \times 0.46) + (0.05 \times 0.60)$$

$$C = 0.23 + 0.3 \Rightarrow$$

$$C = 0.26 \text{ Cal/cm}^3 \cdot \text{degree}$$

وعندما تكون التربة مشبعة، فان جزء حجم الماء يساوي المسامية الحرارية وعليه فان، C

$$C = 0.26 + 0.44$$

$$C = 0.70 \text{ Cal/cm}^3 \cdot \text{degree}$$