الفصل الاول
اسس الخصائص الفيزيائية للتربة

ان اصطلاح التربة يعود الى المواد المعرضة لعملية التجوية التي تقع ضمن القشرة الخارجية من سطح الأرض. وتتكون مبدئيا من تحلل وتكسر الصخور بواسطة العمليات الفيزيائية والكيميائية، وتتأثر بواسطة النشاط وتجمع بقايا بعض الأصناف البايولوجية. يمكن ان تدرس التربة وتوصف من اوجه مختلفة؛ وعليه فعلم التربة في الحقيقة عبارة عن مجموعة من العلوم المنفصلة التي قد تكون معتمدة على بعضها البعض.

مجال تعاملنا مع التربة في هذا الكتاب سوف يكون مقتصرا على النواحي الفيزيائية للتربة والتي تعد احدى فروع علم التربة الذي يتطرق الى الصفات الفيزيائة للتربة فضلا عن وصف هذه الصفات، قياسها او التنبؤ بقيمها، والسيطرة على العمليات الفيزيائية والتي تحدث في التربة. كفيزياء يمكن التعامل مع المادة والطاقة التي تتضمن أشكالها والترابط فيما بينها، وعليه ففيزياء التربة تتعامل مع حالة وحركة المواد وكذلك التدفق وتحولات الطاقة في التربة.

من جهة ثانية، دراسة فيزياء التربة يهدف الى فهم التربة والوصول الى الاساسيات من خلال النظر الى النظام الجيوفيزيائي للقشرة السطحية، بجميع علاقاتها ودورة العمليات في الطبيعة مثل دورة المياه وتبادل الطاقة. ان تطبيقات فيزياء التربة يهدف الى استعمال الالات الخاصة في ادارة التربة من خلال عمليات الري والبزل، وصيانة التربة والمياه وحراثة التربة وبناء التربة عن طريق تحسين التهوية، وتنظيم حرارة التربة، فضلاً عن استعمال التربة كمواد بناء وشق الطرق.

يمكن النظر الى فيزياء التربة كعلم أساسي وتطبيقي بمداه الواسع وضمن الرغبات المطلوبة، وفروعه المتعددة تشارك بقية فروع علم التربة مجتمعة مع العلوم الاخرى مثل الهيدرولوجي والمناخ والبيئة والجيولوجي والمحاصيل الحقلية.

اذن التربة تعد وسط ملائم لنمو النبات معتمدة على وجود كمية المغذيات الكيميائية وعلى حالة وحركة الماء والهواء والتوزيع الميكانيكي للتربة ونظمها الحرارية. حيث ان التربة يجب ان تكون هشة وناعمة بدرجة عالية لكي تسمح للجذور النباتية بالتطور بدون أي عائق ميكانيكي، مسامات التربة باحجامها واشكالها المختلفة متوزعة بانتظام لكي تعطي الفرصة الكافية لحركة كل من الماء والهواء لسد حاجات النبات.

نظم او أطوار التربة

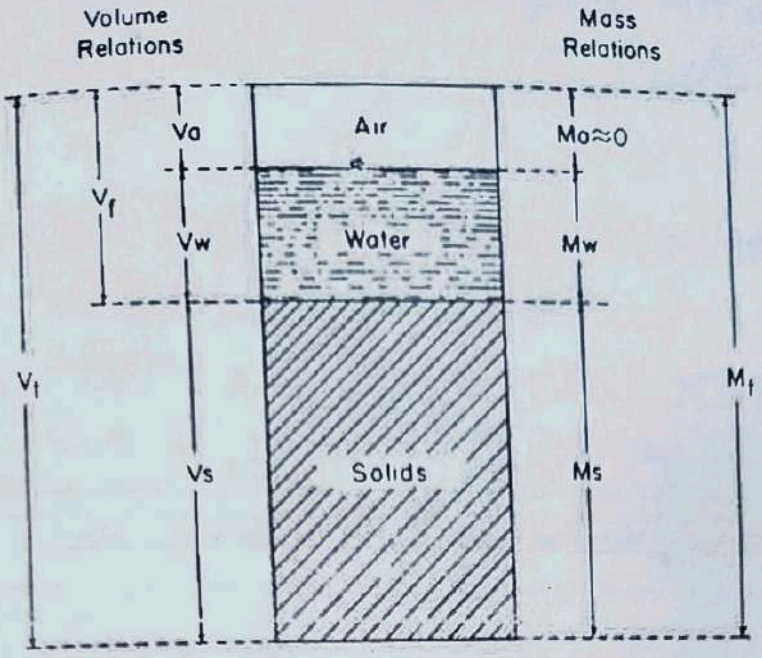
النظم في الطبيعة قد تتكون من مادة واحدة أو أكثر، أو قد تتكون من طور واحد أو عدة اطوار. فالنظام الذي يتكون من مادة واحدة او مادة منفردة يُعد أحادي الطور اذا كانت صفات اجزائه متماثلة مثال ذلك جزيئات الماء عند انجمادها، وهذا النظام يكون متماثلا. أما النظام ذي التركيب الكيميائي المتماثل قد يكون متعدد الاطوار اذا كانت المواد الداخلة في تركيبه ذات صفات واطوار مختلفة ضمن النظام الواحد، وعليه فيطلق اصطلاح الحالة على النطاق الواقع داخل كل نظام والذي يكون داخليا متماثلا في الصفات الكيميائية، مثال ذلك مزيج الثلج والماء يتكون من حالتين وذلك لكونه متماثلا في الصفات الكيميائية ومختلف الصفات الفيزيائية. من هذا نستنتج بأن النظام المتكون من عدة مواد قد يكون أحادي الطور مثل محلول الملح والماء حيث يكون سائلا متماثلا،وقد يكون متعدد الاطوار نتيجة لتكونه من عدة مواد، وتكون صفات هذا النظام مختلفة ليس فقط بين حالة واخرى لكن بين اجزائها الداخلية لكل طور والحدود المشتركة بين سطوح الاطوار المتجاورة. حيث ان السطوح المتجاورة لها بعض الظواهر المعنية مثل الادمصاص، الشد السطحي، الاحتكاك، والتي تنتج من التداخل بين الحالات المتجاورة، وعليه فلا تدخل ضمن الأطوار المتعددة نفسها. اذن المهم في هذه الظواهر ضمن النظام ككل هو نسبتها الى حجم المساحة الداخلية لكل وحدة حجم من النظام.

أما النظام المشتت فيكون عبارة عن النظام المكون من حالة مقسمة الى اجزاء صغيرة والتي عند ارتباطها مع بعضها تكون ذات مساحة كبيرة مثال ذلك المحلول الغروي والمادة الهلامية والضباب والدخان

من هذا نستنتج بأن التربة تكون عبارة عن نظام متعدد الاطوار، كالطور الغروي المسامي ذي السطوح الداخلية الكبيرة لكل وحدة حجم، وطبيعة معلق التربة ونشاطها الداخلي مثال للنظام المشتت، كالتمدد والانكماش والتفرقة والتجميع والتلاصق والادمصاص والتبادل الايوني الخ. وعليه، فالحالات الطبيعية الثلاث للتربة هي الحالة الصلبة والمتمثلة بدقائق التربة، الحالة السائلة متمثلة بماء التربة والمواد الذائبة فيه والحالة الغازية متمثلة بهواء التربة. لذا يمكن النظر الى التربة بأنها نظام معقد هيكلها الصلب يتكون من دقائق مختلفة بتركيبها الكيميائي والمعدني فضلا عن الحجم والشكل. تنظيم هذه الدقائق في التربة يقدر خصائص حجم المسامات التي تسيطر على انتقال الماء والهواء. لذلك لايمكن فصل هذه الحالات نتيجة لحدوث التفاعل بينها بقوة.

علاقة حجم ومكونات التربة

الشكل (١) يمثل مخطط التربة التي تسهل فهم علاقة كل من حجم وكتلة حالات التربة الثلاث. فالشكل بصورته الكاملة يمثل الحجم والكتلة الكلي للتربة والمقسمة الى ثلاث مقاطع غير متساوية في كميتها، فالمقطع السفلي يمثل الحالة الصلبة والوسطي يمثل الحالة السائلة والعلوي للحالة الغازية. رموز كتلة هذه المكونات موضحة في الجهة اليمنى وتتمثل بـ m_a, m_w, m_s, m_t لكل من كتلة الهواء، الماء، الجزء الصلب، والكتلة الكلية على التوالي. وغالبا مايعبر عن هذه الكتل بوحدة الوزن والتي يحصل عليها من ضرب الكتلة في التعجيل الارضي. حجوم نفس المكونات موضحة في الجهة اليسرى من المخطط وتتمثل بـ V_a, V_w, V_s, V_t لحجوم كل من الهواء، الماء، الجزء الصلب والحجم الكلي على التوالي، حجم المسام يكون عبارة عن حاصل جمع حجوم الجزء المشغول بالهواء والماء. ويمكن ربط هذه العلاقة بالمصطلحات الفيزيائية الاتية :



الشكل (١ – ١) مخطط لحجم معين من التربة يمثل حالات التربة مع بعضها البعض.

١ – كثافة الجزء الصلب (معدل كثافة الدقائق) Density of Solids ρ_s

يمكن تعريفها بانها النسبة بين كتلة الجزء الصلب الى حجم نفس الجزء، ووحدة قياسها هي غم/سم^3(ميكاغرام/م^3). معظم الترب المعدنية، معدل كثافتها محصور بين ٢,٦–٢,٧ غم / سم^3. ويمكن حسابها بالقانون الاتي

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$$

ان وجود المادة العضوية يؤدي الى تقليل من قيمة كثافة الجزء الصلب وذلك لارتفاع حجم المادة العضوية مقارنة بكتلها الواطئة. احيانا يمكن التعبير عن الكثافة بالوزن النوعي والتي تمثل نسبة كثافة المادة الى كثافة الماء عند درجة حرارة ٤°م وتحت الضغط الجوي، وفي وحدات النظام المتري كثافة الماء وحدة واحدة، لذلك فالوزن النوعي يكون مساوياً لكثافة المادة تحت هذه الظروف.

٢ – الكثافة الظاهرية الجافة Dry Bulk Density ρ_b

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

$$\therefore \rho_b = \frac{M_s}{V_t}$$

وتكون اصغر من كثافة الجزء الصلب. فالتربة التي تكون المسامات فيها نصف الحجم ρ_b تكون نصف ρ_s وتكون قيمتها العددية بين ١,٣-١,٤غم/سم^3. الترب الرملية قد تصل كثافتها الظاهرية الى ١,٦ غم/سم^3، اما الترب الحاوية على تجمعات غرينية وطينية فتصل الى ١,١ غم/سم^3. بصورة عامة تتأثر الكثافة الظاهرية ببناء التربة، درجة رص وانضغاط التربة، اضافة الى خاصية التمدد والانكماش والتي تكون معتمدة على درجة ترطيبها. وكحد فاصل وقطعي للترب المرصوصة والمحببة ربما تكون كثافتها الظاهرية المتقاربة، لكنها لاتصل حدود قيم كثافتها الحقيقة، مهما كانت درجة رص التربة، فالدقائق لاتتلاحم بصورة تامة ولكنها تبقى ذات مسامية معينة. اما الترب المتمددة، فكثافتها الظاهرية تختلف باختلاف المحتوى الرطوبي.

٣- الكثافة الظاهرية الكلية (الرطبة) ρ_t Total Bulk Density

يمكن استخدام هذا الاصطلاح للتعبير عن الكتلة الكلية للتربة الرطبة لكل وحدة حجم حيث ان الكثافة الظاهرية الكلية تمثل رياضيا بالمعادلة $\rho_t = \frac{M_t}{V_t}$

$$\therefore \rho_t = \frac{(M_s + M_w)}{(V_s + V_a + V_w)}$$

تعتمد الكثافة الظاهرية الكلية على المحتوى الرطوبي للتربة بدرجة اكبر من اعتماد الكثافة الظاهرية الجافة.

٤- الحجم النوعي الجاف Dry Specific Volume V_b

يعبر عن وحدة كتلة التربة الجافة (سم^3/غم) والتي تمثل كما يأتي:

$$V_b = \frac{V_t}{M_s}$$

وتستعمل كدليل لدرجة نعومة، هشاشية ورص التربة

٥- المسامية الكلية f Porosity

وتعبر عن النسبة بين حجم المسام المشغولة بكل من الماء والهواء الى الحجم الكلي للتربة كما في المعادلة الاتية :

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

وتستعمل المسامية كدليل نسبي لحجم الفراغات الموجودة في التربة، قيمة المسامية لمعظم الترب تقع ضمن المديات ٠,٣-٠,٦ (٣٠-٦٠٪). فالترب ذات النسجة الخشنة تميل لأن تكون اقل مسامية من الترب ذات النسجة الناعمة، رغم أن معدل حجم المسامات المفردة تكون كبيرة في التربة ذات النسجة الخشنة عند مقارنتها مع التربة ذات النسجة الناعمة. الترب الطينية تمتاز بمساميتها المختلفة وذلك بسبب قدرتها على التمدد والانكماش والتجميع والتفرقة والانضغاط والتشقق. رغم ان المسامية الكلية تعود الى حجم اجزاء الفراغات، لكن هذه القيم يجب أن تكون مساوية الى معدل المسامية الهوائية (جزء من المسام المتمثل في مساحة المقطع العرضي)، اضافة لذلك معدل المسامية الطولية (الجزء الطولي من الفراغات المتداخلة عن طريق الخطوط المارة خلال التربة في اي اتجاه). ان المسامية الكلية لاتمثل توزيع حجوم الفراغات التي تُعد صفة مهمة والتي سوف تشرح لاحقا.

٦- نسبة الفراغات e Void Ratio

وهي تعبر عن نسبة حجم المسام المملوءة بالماء والهواء الى حجم الجزء الصلب وتمثل رياضيا كما يأتي :

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

ويستخدم هذا الاصطلاح كدليل نسبي لحجم الفراغات أو المسامات في التربة، لكنها تنسب الى حجم الجزء الصلب بدلا من الحجم الكلي للتربة، حيث أن تغيير حجم الفراغات سوف يؤدي الى تغيير بسط ومقام المعادلة عند حساب المسامية على حين يغير بسط المعادلة في حساب نسبة الفراغات. وبصورة عامة يُعد هذا الاصطلاح ذا اهمية

ودليل يعتمد عليه بالنسبة للمشتغلين في هندسة التربة والميكانيك، بينما المسامية تكون دليل خاص بالمشتغلين في مجال فيزياء التربة الزراعية. تتراوح قيم نسب الفراغ بين (٠,٣-٢).

٧- رطوبة التربة Soil Wetness θ_m

يمكن التعبير عن رطوبة التربة أو المحتوى المائي النسبي بطرق مختلفة.

أ- نسبة الى كتلة الجزء الصلب.

ب- نسبة الى الكتلة الكلية.

جـ- نسبة الى حجم الجزء الصلب.

د- نسبة الى الحجم الكلي.

هـ- نسبة الى حجم الفراغات.

وان طرق التعبير عن المحتوى الرطوبي الأكثر استعمالا هي :

أ- على اساس الكتلة Mass Wetness θ_m

والذي يعبر عن كتلة الماء نسبة الى كتلة دقائق التربة الجافة، والتي غالبا ماتعبر عن المحتوى الرطوبي الوزني. يطلق اصطلاح التربة الجافة على التربة التي تفقد معظم جزيئات الماء عند درجة ١٠٥°م، وعليه فالترب الطينية غالبا ماتحتوي على كميات كافية من الماء عند تلك الحالة من الجفاف في درجات الحرارة العالية. ان تجفيف التربة هوائيا (طبيعيا) يعني ان تكون التربة حاوية على نسبة من بخار الماء اكثر من ظروف استخدام الفرن عند درجة ١٠٥°م، ولغرض تجفيف نفس الكمية من التربة، يلاحظ ان الترب المعدنية عند تشبيعها بالماء، تصل قيم المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة بين ٢٥- ٦٠٪ اعتمادا على الكثافة الظاهرية. بصورة عامة درجة تشبيع الترب الطينية تكون أعلى من الترب الرملية، وتزيد هذه القيمة في بعض الأحيان عن ١٠٠٪ في حالة الترب العضوية (البيت والملك). يمكن تمثيل المحتوى الرطوبي على اساس الكتلة رياضيا.

$$\theta_m = \frac{M_w}{M_s}$$

ب- على أساس الحجم θ_v Volume Wetness

غالبا ما يعبر عن المحتوى الرطوبي على أساس الحجم استنادا الى الحجم الكلي للتربة بدلا من الحجم الخاص بالدقائق نفسها. عند تشبيع الترب الرملية، فان محتواها الرطوبي على أساس الحجم يقع ضمن المديات ٤٠- ٥٠٪، أما الترب المتوسطة النسجة فمحتواها الرطوبي يكون نسبيا أعلى من الترب الرملية، بسبب أن الترب الطينية تتمدد عند الترطيب، فاستعمال تعبير المحتوى الرطوبي على أساس الحجم بدلا من التعبير الوزني للمحتوى الرطوبي يكون اكثر شيوعاً في التطبيق وذلك لانه يحور مباشرة للتعبير عن حجم التدفق وكمية الماء المضافة الى التربة سواءا عن طريق الري أو الامطار وكذلك يعبر عن كمية الماء المفقودة عن طريق التبخر أو البزل. وتمثل طريقة الحساب رياضيا كما يأتي :

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

جـ- درجة التشبع θ_s Degree of Saturation

ويطلق على هذا الاصطلاح في بعض الاحيان بالتشبع، ويعبر عن حجم الماء الموجود في التربة نسبة الى حجم الفراغات فيها. وتتراوح قيم درجة التشبع بين الصفر في حالة الترب الجافة الى ١٠٠٪ في حالة الترب المشبعة تماما. وعلى كل حال من الصعوبة الوصول الى درجة التشبع ١٠٠٪ وذلك بسبب وجود الهواء في المسامات البينية والذي يعمل على اعاقة ذلك في الترب المبللة. من جهة اخرى، لايمكن الاعتماد على هذا الدليل في حالة الترب المتمددة. والتي يحصل تغير في مساميتها مع عملية ترطيبها. وطريقة حساب المحتوى الرطوبي عند درجة التشبع يمكن تمثيلها رياضيا بالآتي :

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

٨- المسامية الهوائية (محتوى الهواء النسبي) f_a Air Filled Porosity

الذي يعبر عن قياس المحتوى النسبي لمحتوى هواء التربة ، والذي يُعد ذا أهمية كبيرة في تهوية التربة ويكون هذا الدليل ذي ارتباط سلبي مع درجة التشبع وتمثل رياضيا حساب المسامية الهوائية والعلاقة مع درجة التشبع كما يأتي :

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

٩- العلاقات الأخرى :

من التعاريف الاساسية السابقة للخصائص الفيزيائية ، يمكن اشتقاق علاقات أخرى تربط المصطلحات الآنفة الذكر بعضها البعض ،نورد أهم هذه العلاقات ذات الفائدة في هذا المجال :

١- علاقة المسامية الكلية مع نسبة الفراغات

$$f \equiv \frac{e}{1+e} \qquad e = \frac{f}{1-f}$$

٢- علاقة درجة التشبع مع حجم الترطيب (المحتوى الرطوبي على أساس الحجم)

$$\theta_s = \frac{\theta_v}{f}$$

٣- علاقة المحتوى الرطوبي على أساس الحجم والكتلة .

$$\theta_v = \theta_m \left(\frac{\rho_b}{\rho_w} \right)$$

وفي هذه العلاقة ، عندما تكون كثافة الماء ρ_w والتي هي عبارة عن نسبة كتلة الماء الى حجمه وحدة واحدة ، وبسبب ان كثافة التربة الظاهرية اكبر من كثافة الماء عند درجة حرارة ٤° م وضغط جوي واحد فان المحتوى الرطوبي الحجمي يكون $\theta_v = \theta_m \rho_b$

ومن المعقول أن يكون المحتوى الرطوبي على أساس الحجم أكبر من المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة اعتماداً على كثافة التربة الظاهرية.

٤- علاقة المسامية مع الكثافة الظاهرية

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

٥- علاقة المسامية الهوائية بالمحتوى الرطوبي.

$$f_a = f - \theta_v = f(1 - \theta_s)$$

من هذا يستنتج بأن اكثر التعابير الفيزيائية الانفة الذكر استعمالا هي مسامية التربة وكثافتها الظاهرية والمحتوى الرطوبي على أساس الحجم.

مثال (١)

اذا كان لديك تربة على هيئة مكعب ابعادها (١٠× ١٠× ١٠ سم) وزن التربة الرطب ١٤٦٠ غم ووزن الماء فيها ٢٦٠ غم. اذا علمت بأن كثافة التربة الحقيقية هي ٢,٦٥ غم/سم^3 وأن كثافة الماء ١غم/سم^3 اوجد كل مما يأتي:

١- المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة.
٢- المحتوى الرطوبي على أساس الحجم.
٣- النسبة المئوية للرطوبة على أساس الكتلة.
٤- النسبة المئوية للرطوبة على أساس الحجم.
٥- عمق الماء.
٦- الكثافة الظاهرية.
٧- مسامية التربة.
٨- المسامية الهوائية.

يلاحظ عند حل هذا المثال يمكن الاعتماد على العلاقات الفيزيائية الواردة في هذا الفصل فلايجاد المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة نلاحظ أن:

المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة = كتلة الماء / كتلة التربة الجافة

= ٢٦٠غم / (١٤٦٠غم - ٢٦٠غم) = ٠,٢١٧

النسبة المئوية للرطوبة على أساس الكتلة= المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة× ١٠٠ ٪

=٠,٢١٧× ١٠٠٪= ٢١,٧ ٪

المحتوى الرطوبي على اساس الحجم = حجم الماء / حجم التربة

حيث أن حجم الماء= كتلة الماء / كثافة الماء

= ٢٦٠غم / (١ غم/سم٣) / (١٠سم×١٠سم×١٠سم) = ٠,٢٦٠

نسبة المئوية للرطوبة على أساس الحجم= المحتوى الرطوبي على أساس الحجم × ١٠٠ ٪

= ٠,٢٦٠× ١٠٠٪= ٢٦ ٪

$$\text{عمق الماء} = \frac{\text{حجم الماء}}{\text{المساحة السطحية للتربة}} = \frac{\text{كتلة الماء}}{\text{كثافة الماء}} \div \text{المساحة السطحية} = \frac{\text{٢٦٠غم}}{\text{١غم/سم}^3} \div \text{١٠٠سم}^2 = 2{,}6 \text{ سم}$$

$$\text{أما الكثافة الظاهرية للتربة} = \frac{\text{وزن التربة الجاف}}{\text{حجم التربة الكلي}} = \frac{\text{١٤٦٠ غم} - \text{٢٦٠ غم}}{\text{١٠٠٠سم}^3}$$

$$= \frac{\text{١٢٠٠ غم}}{\text{١٠٠٠ سم}^3} = 1{,}2 \text{ غم/سم}^3$$

$$\text{مسامية التربة} = 1 - \frac{\text{الكثافة الظاهرية}}{\text{الكثافة الحقيقية}} = 1 - \frac{\text{١,٢ غم/سم}^3}{\text{٢,٦٥ غم/سم}^3} = 0{,}547$$

وهناك طريقة اخرى لايجاد مسامية التربة عن طريق عمق الجزء الصلب وعمق الجزء المشغول بالهواء وذلك من المعلومات الموجودة في المثال.

$$\text{عمق الجزء الصلب} = \frac{\text{حجم الجزء الصلب}}{\text{المساحة السطحية للتربة}} = \frac{\text{كتلة الجزء الصلب}}{\text{الكثافة الحقيقية}} \div \text{المساحة السطحية للتربة}$$

$$= \frac{\text{١٤٦٠غم} - \text{٢٦٠ غم}}{\text{٢,٦٥ غم/سم}^3} \div \text{١٠٠سم}^2 = \text{٤,٥٣سم}$$

عمق الجزء المشغول بالهواء = العمق الكلي – (عمق الجزء الصلب + عمق الماء)

= ١٠ سم – (٤,٥٣ + ٢,٦٠ سم)

= ٢,٨٧ سم

$$\text{المسامية} = \frac{\text{حجم المسام المشغول بالماء والهواء}}{\text{الحجم الكلي للتربة}} = \frac{\text{المساحة السطحية للتربة (عمق الماء + عمق الهواء)}}{\text{الحجم الكلي للتربة}}$$

$$= \frac{١٠٠ \text{ سم}^٢ (٢,٨٧ \text{ سم} + ٢,٦٠ \text{ سم})}{١٠٠٠ \text{ سم}^٣} = ٠,٥٤٧$$

$$\text{اما المسامية الهوائية} = \frac{\text{حجم المسام المشغول بالهواء}}{\text{الحجم الكلي للتربة}} = \frac{\text{عمق الهواء}}{\text{عمق التربة الكلي}}$$

$$= \frac{٢,٨٧ \text{ سم}}{١٠ \text{ سم}} = ٠,٢٨٧$$

$$\text{يمكن ايجاد التشبع النسبي} = \frac{\text{عمق الماء}}{\text{عمق الماء + عمق الهواء}} = \frac{٢,٦٠ \text{ سم}}{٢,٦٠ \text{سم} + ٢,٨٧ \text{سم}} = ٠,٤٧٥$$

مثال (٢)

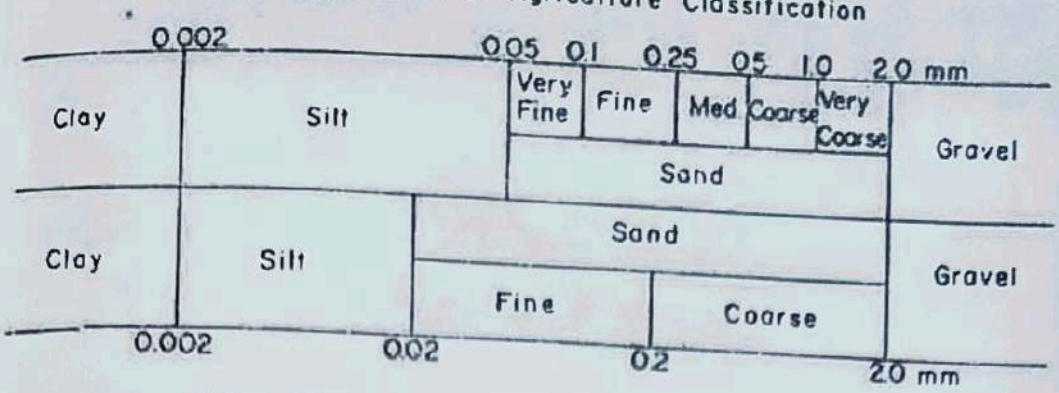
اذا علمت بان وزن التربة الرطب ٢٢٠ كغم وأن المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة هي ٠,١٨ فما هي كتلة الجزء الصلب وكتلة الماء.

الفصل الثاني
الحـــالة الصـلبة

بعد استعراض الأسس العامة للتربة والتي لها ارتباط وثيق بالخصائص الفيزيائية في الفصل الأول ، سوف نعرض في هذا الفصل الأمور المتعلقة بحالة التربة الصلبة والذي يعد من حالات التربة الثلاث ويكون التركيز على الاجزاء المرتبطة بالخصائص الفيزيائية وتشمل :

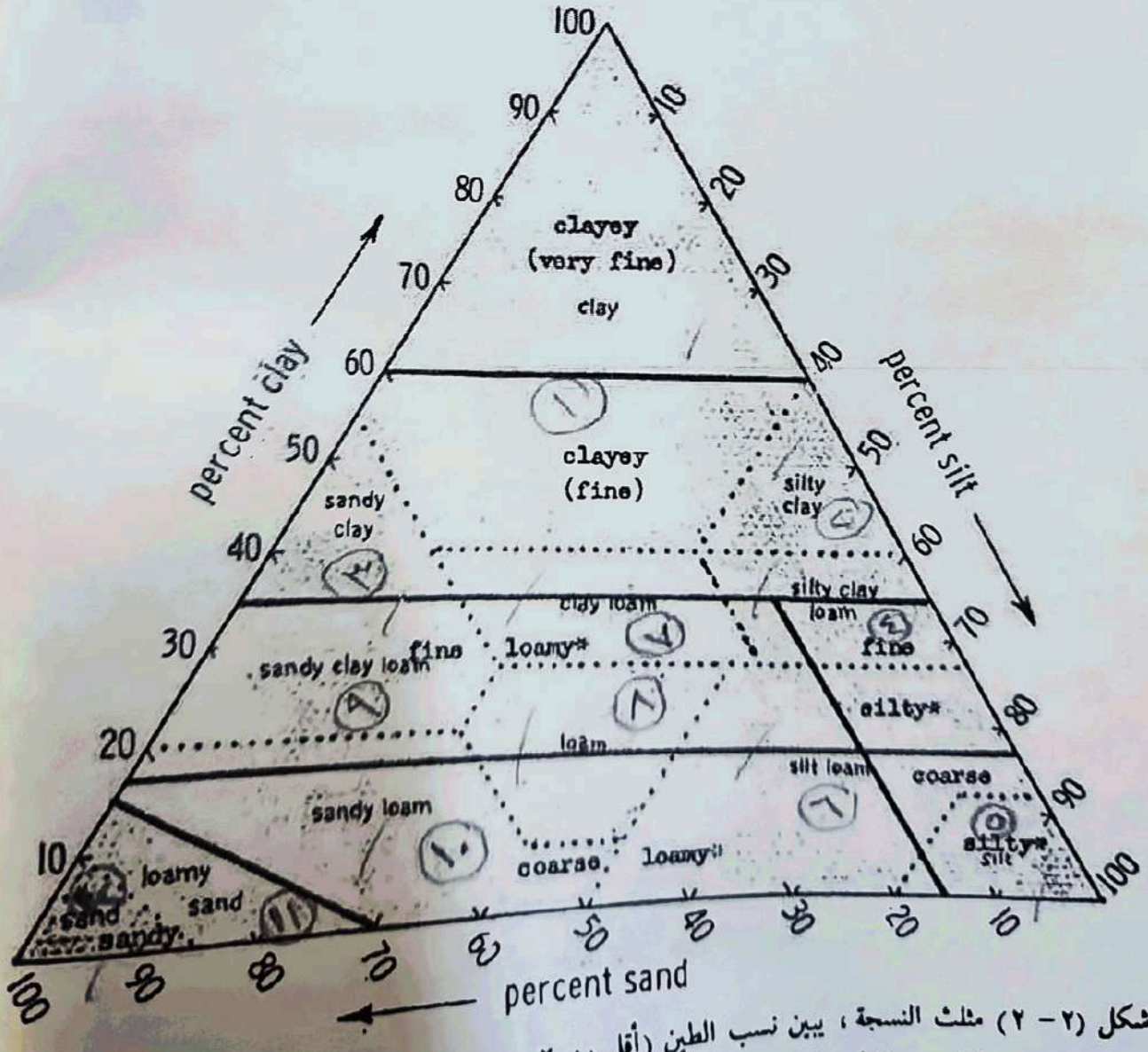
١ – نسجة التربة Soil Texture

ان الدقائق الأولية في التربة تختلف بلا شك في كل من حجمها وشكلها ، فبعضها تكون خشنة لدرجة يمكن تمييزها بالعين المجردة ، في حين نجد قسما اخر من حبيبات التربة تكون صغيرة بحيث تظهر خصائص الغرويات . لهذا فاصطلاح نسجة التربة من وجه نظر العاملين في مجال فيزياء التربة يعبر عن مديات توزيع حجوم الدقائق الاولية المكونة لجسم التربة ، ولها دلالات كمية ونوعية . نوعيا ، يمكن الاعتماد على التحسس بملمس مواد التربة فيما اذا كانت خشنة (رملية) أو ناعمة وملساء (طينية) ، ان المتخصصين في مجال تصنيف الترب يمكن عن طريق فرك مواد التربة بين راحتي اليد معرفة ، فيما اذا كانت دقائق التربة ذات نسجة خشنة أو ناعمة . أما الدلائل الكمية لنسجة التربة فترجع الى الأجزاء النسبية للأحجام المختلفة من دقائق التربة المعينة . اجزاء النسجة او مفصولات التربة تصنف مواد التربة الى دقائق ذات ثلاث أحجام ضمن مديات معينة تعتمد على نوع التصنيف المتبع . هذه الدقائق بصورة عامة تشمل الرمل والغرين والطين ، وأهم هذه التصانيف المستخدمة في تحديد مديات هذه المفصولات هي الموضحة في الشكل (٢–١) .



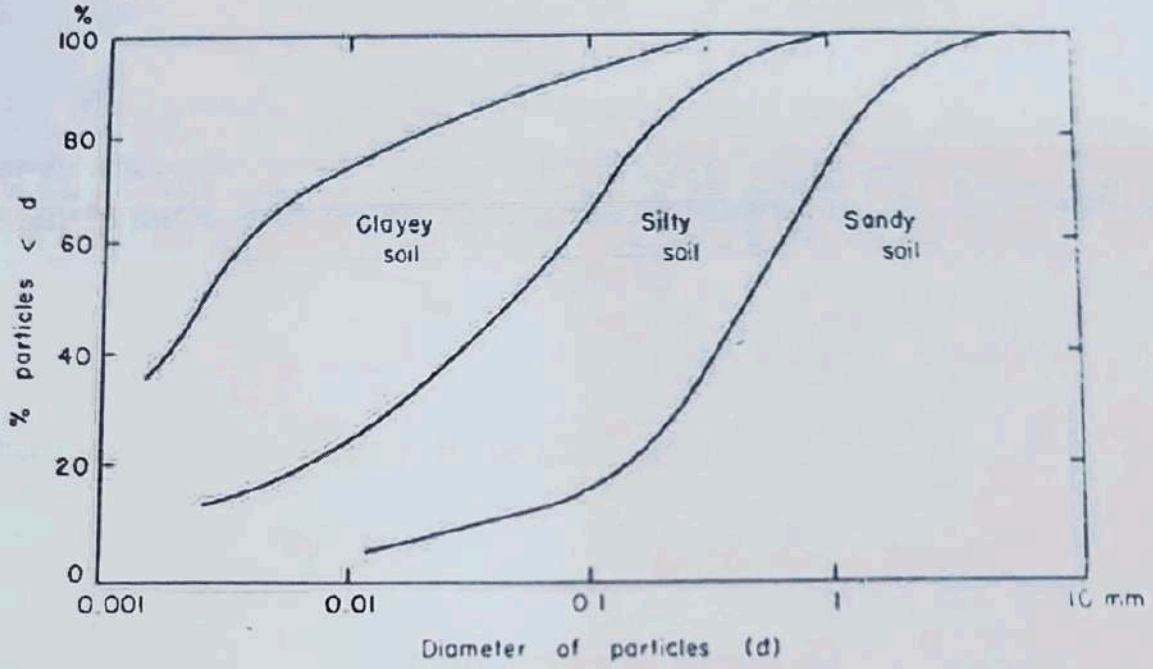
شكل (٢- ١) مسميات مفصولات التربة تبعا لمديات اقطار الدقائق (على أساس مقياس اللوغاريتم).

ان تحديد مفصولات التربة تكون مستندة على أسس نسبة كتلة هذه المكونات الثلاثة فالترب ذات النسب المختلفة من الرمل والغرين والطين موضحة في مثلث النسجة شكل (٢ – ٢) ومن الملاحظ بان أحسن طريقة لوصف نوع التربة هي التي تظهر توزيع مسنمر



شكل (٢ – ٢) مثلث النسجة، يبين نسب الطين (أقل من ٠,٠٠٢ ملم)، الغرين (٠,٠٠٢ – ٠,٠٥ ملم)، والرمل (٠,٠٥ – ٢ملم) الموضح اصناف نسجة التربة.

لأحجام الدقائق والموضحة في الشكل (٢- ٣). فبعض الترب تمتلك خاصية الاستمرارية لدقائقها ذات الأحجام المختلفة مما يكسبها صفة التجبب الجيد، وعلى العكس هناك ترب لم تمتلك هذه الخاصية نتيجة لتكونها من دقائق ذات مديات أحجام محدودة وغير مستمرة مما يكسبها صفة التحبب الضعيف او غير الجيد.



شكل (٢- ٣) توزيع أحجام الدقائق لثلاث أنواع من التربة.

توزيع أحجام الدقائق (التحليل الميكانيكي).

يعرف التحليل الميكانيكي بأنه تقديرات توزيع أحجام دقائق التربة .(mechanical analysis). ان فصل الدقائق الى مجاميع يمكن اجراؤها بصورة عامة بواسطة عملية النخل خلال مناخل ذات أقطار مقاربة لأقطار الحبيبات والتي قد تصل لحد ٠,٠٥ ملم. بصورة عامة يمكن استعمال طريقة الترسيب لفصل وتصنيف الدقائق الناعمة من معلق التربة، وقياس سرعة الترسيب لكل دقيقة من دقائق التربة وبقياس كثافة المعلق الذي تكون فيه بعض الدقائق مترسبة أو مستقرة. سرعة ترسب الدقائق المترسبة تحت تأثير الجاذبية تستند الى قانون ستوك والتي تعتمد على كثافة ولزوجة السائل وحجم وكثافة الدقيقة، ولفهم ذلك سوف نشتق القانون الذي يستند على سقوط الدقائق الكروية في السائل بفعل الجاذبية.

من المعروف بان القوة تكون مساوية الى حاصل ضرب الكتلة(m)في التعجيل الأرضي الناتج من الجذب(a).

$$F = m\,a$$
$$m = V\rho$$

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

F_1 = force which related to the mass of particles

وهذه القوة تتمثل بالقوة المرتبطة بكتلة الدقائق ، حيث ان g تمثل التعجيل الأرضي.

$$\downarrow F_1 = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_s g$$

F_2 = Bouyant force which equal to the weight of water displaced

$$\uparrow F_2 = -\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_l g$$

$\uparrow F_3$ = force related to viscous drag

$$\uparrow F_3 = (-2\pi r)(3v\eta)$$
$$\uparrow F_3 = -6\pi r v\eta$$

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

$$\therefore F_1 + F_2 + F_3 = ma = 0{\cdot}0$$

وعند التعويض عن هذه القوى بما يساويها نحصل على

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

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

حيث أن

m = كتلة دقائق التربة (غم)

r = نصف قطر الحبيبة (سم)

ρ_l ، ρ_s = كثافة كل من دقائق التربة والسائل (غم / سم^3)

g = التعجيل الارضي (سم ثا$^{-2}$)

v = سرعة الدقائق (سم / ثا)

d = العمق المكافيء (سم) ، t = الزمن (ثا)

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

$$v = \frac{4r^2 g (\rho_s - \rho_l)}{18\eta} = \frac{2}{9\eta} r^2 g (\rho_s - \rho_l)$$

$$d = Vt$$

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

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

ان القانون الأخير يطلق عليه بقانون ستوك ، وللوصول الى هذه الصيغة النهائية هناك عدة افتراضات اعتمد عليها والتي تشمل على :

١ – ان الدقائق كبيرة الحجم مقارنة بجزيئات السائل ، اي ان الحركة البراونية تكون ضعيفة .

٢ – ان الدقائق صلبة وملساء وكروية .

٣ – ان جميع الدقائق لها نفس الكثافة .

٤ – لايوجد تأثير لجدران الوعاء على دقائق التربة وكذلك تأثير الدقائق على بعضها البعض قليل أو معدوم (يجب ان تكون تركيز الدقائق في المعلق منخفضاً) .

٥ – ان جريان السائل يكون صفائحيا او طباقيا .

من الملاحظ أن قانون ستوك لقياس توزيع حجوم الدقائق قد اعتمد على الفرضيات البسيطة ، الآنفة الذكر والتي لم تكن متماشية مع حقيقة دقائق التربة . مثال ذلك ان الدقائق كروية الشكل ومتماثلة في كثافتها ويكون ترسيبها واستقرارها غير معتمد على بعضها

البعض ، وكذلك أن تدفق وجريان السائل حول هذه الدقائق يكون صفائحيا . في الحقيقة نلاحظ بأن دقائق التربة ليست كروية ، حيث أن بعضها قد يكون على شكل صفائح ، وعليه فحساب القطر المؤثر على سرعة الترسيب واستقرار الدقائق نفسها قد لايكون من الضروري مرتبطامع الأبعاد الحقيقية للدقائق . لذلك فنتيجة التحليل الميكانيكي المعتمد على أساس النخل ربما يختلف عن التحليل المعتمد على عملية الترسيب واكثر من ذلك ، فان دقائق التربة ليس جميعها ذات كثافة متشابهة . معظم السليكا لها كثافة حقيقية تتراوح ٢,٦ – ٢,٧ غم / سم^{٣} ، اكاسيد الحديد المعدنية والمعادن الثقيلة الأخرى تمتلك كثافة تصل لحدود ٥ غم / سم^{٣} او أكثر . لذلك لكي يكون قانون ستوك أكثر تطبيقا ، يمكن قياس الكثافة الحقيقية لدقائق التربة بالطريقة المعروفة بكنوميتر (قنينة الكثافة) وتحديد مقدارها الحقيقي . من الملاحظ بأن دقائق التربة الأولية ، غالبا ماتكون ذات طبيعة تجميعية ، ويجب تفرقتها عن طريق ازالة تأثير المواد اللاحمة (مثل المادة العضوية ، اكاسيد الحديد ، الغرويات ، السليكا وكاربونات الكالسيوم) لغرض الحصول على تفرقة تامة للدقائق ومن ثم قياس نسبها في التربة المعنية .

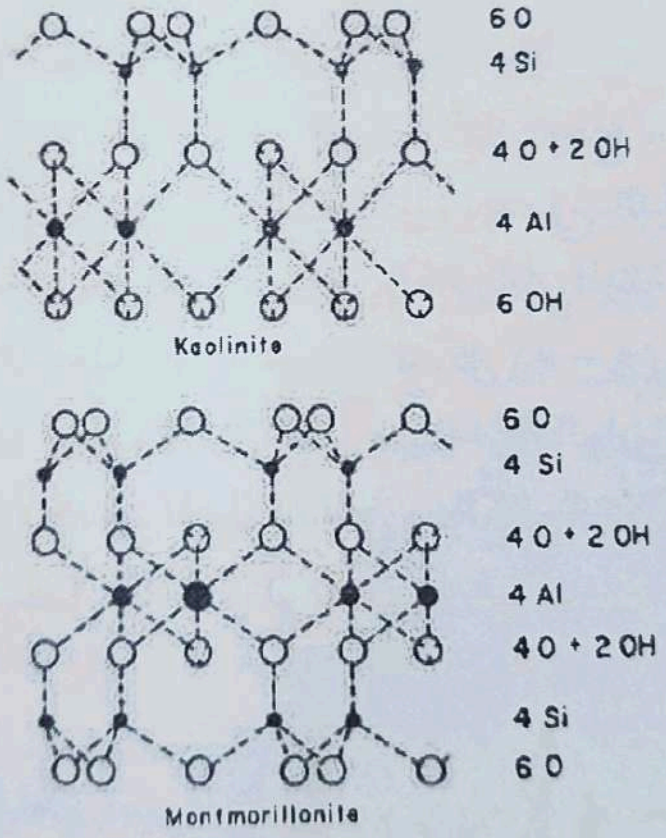
طبيعة وسلوك الطين

يعد الطين الغروي الجزء المحدد لسلوك التربة بسبب صفاته المختلفة ككبر المساحة السطحية وكونه اكثر نشاطا من ناحية العمليات الفيزيوكيميائية .

بصورة عامة دقائق الطين تكون ذات شحنات سالبة وتشكل الطبقة الكهربائية المزدوجة والتي عن طريقها يحدث التبادل الكاتيوني . على العكس دقائق الرمل والغرين لها سطح نوعي صغير نسبيابالمقارنة مع الدقائق الطينية يظهر اقل درجة من ناحية العمليات الفيزيوكيميائية . يطلق على هذه الأجزاء « هيكل التربة soil skeleton » في حين يمكن ان يكون الطين وباستخدام المصطلح نفسه « جسد التربة » ، وربط الأجزاء المختلفة مع بعضها البعض يمكن أن يطلق عليها بالشبكة الصلبة للتربة . ان اصطلاح الطين لايشير فقط الى الدقائق الواقعة ضمن مديات وحجوم معينة فحسب ، بل يشمل مجموعة من المعادن ، بعضا منها يكون بلوريا ، رغم أن هذه الأشكال البلورية الصغيرة تكون ذات تركيب جيد والتي تاخذ حجم الغرويات . نتيجة لذلك أجزاء الطين تكون مختلفة معدنيا فضلاعن أحجام دقائقها . أما الرمل والغرين ، التي تتكون بصورة رئيسية من الكوارتز والمعادن

الأولية الأخرى والتي لم تتحول كيميائيا الى معادن ثانوية كما هي الحال مع الطين، حيث أن الأنواع المختلفة من الطين تكون ذات بناء بلوري جيد رغم اختلاف درجة انتشارها.

اكثر المعادن الطينية شيوعا هي المعادن الصفائحية الالمنيوسليكاتية، حيث تتكون بلوراتها من وحدتين أسايتين، وتكون رباعية السطوح المتكونة من ذرات الاوكسجين المحاطة بكاتيون مركزي، عادة السليكون Si^{+4}، أو ثماني السطوح متكونة من ذرات الاوكسجين أو مجموعة الهيدروكسيل المحاطة بكاتيون كبير الحجم، عادة الالمنيوم Al^{+3} او المغنيسيوم Mg^{+2}. ذرات الاوكسجين الرباعية ترتبط من زواياها الأربعة، أو المجاميع ذات السطوح الثمانية ترتبط خلال حوافها عن طريق مشاركتها بذرات الاوكسجين وعليه فالمعادن ذات السطوح الرباعية والثمانية موضحة في الشكل (٢- ٤).



شكل (٢- ٤) البناء المثالي لمعادن سليكات الالمنيوم.

ان المعادن الالمنيوسليكاتية تتكون من نوعين أساسيين اعتمادا على نسبة الطبقات الرباعية والثمانية والتي قد تشكل (١ : ١) او (٢ : ١). ان معادن (١ : ١) والمتمثلة بالكاوولونايت، ترتبط عن طريق المشاركة في ذرات الاوكسجين الى الطبقات المفردة الرباعية. أما في معادن (٢ : ١) والمتمثلة بالمونتمور اللونايت، فترتبط بنفس الطريقة

كمية الكاتيونات المدمصة على سطوح الدقائق لكل وحدة كتلة من التربة تحت ظروف التعادل الكيميائي تكون ثابتة تقريباوغير معتمدة على نوع الكاتيون ، ويطلق على هذه الظاهرة بالسعة التبادلية الكاتيونية. حيث أن التربة تختلف في سعتها التبادلية الكاتيونية ، والتي قد تكون محصورة بين الصفر– ٠,٦٠ ملمكافئ/ غرام. تختلف المعادن الطينية نوعاما بكثافة سطح الشحنات (كمثال عدد سطوح التبادل لكل وحدة مساحة من سطح الدقائق) ، وتختلف بشكل كبير في مساحة السطح النوعي ، وعليه فتختلف أيضا بالسعة التبادلية الكاتيونية الكلية. المونتمور اللونايت ، له سطح نوعي يقرب من ٨٠٠ م^{٢}/ غم ، ويمتلك سعة تبادلية كاتيونية تقرب من ٠,٩٥ ملمكافئ/ غم ، في حين الكاوولونايت يمتلك سعة تبادلية كايتونية تتراوح من ٠,٠٤ – ٠,٠٩ ملمكافئ/ غم. كبر السطح النوعي للمونتمور اللونايت يعودالى اتساع صفائحه وتمددها ، والتي لم تحصل كما في معدن الكاوولونايت. المعادن الطينية الاخرى (مثل اللايت ، المايكا ، الباليمورسكايت ، الخ) غالبا ولها صفات وسطية تقع بين معدن الكاوولونايت والمونتمور اللونايت.

تجاذب الكاتيونات الى الشحنات السالبة لمعادن الطين الغروية تزداد بزيادة تكافؤ الكاتيون. وعليه ، فالكاتيونات الاحادية تحل بسهولة عند مقارنتها مع الكاتيونات الثنائية والثلاثية. ان الكاتيونات المتميئة ، والتي تميل لأن تكون بعيدة عن السطح ، تكون سهلة الاحلال مع الكاتيونات الأقل تميعا ، وتكون درجة تسلسل الكاتيونات بصورة عامة كما يأتي :

$$Al^{3+} > Ca^{+2} > Mg^{+2} > K^{+} > Na^{+} > Li$$

ان اختلاف الضغط الأزموزي بين الطبقة المزدوجة والمحلول الخارجي ، يتولد ضغط التمدد خاصة عندما يسمح للطين المتمدد ادمصاص الماء ، ويعتمد على الحالة الخاصة بالتميع وتركيب الكاتيونات المتبادلة ، دقائق الطين ربما تتجمع أو تتفرق بصورة عامة التشتت يحدث للكاتيونات الأحادية الشديدة التميع (مثال الصوديوم) وعكسيا ، فالتجمع يحدث في التركيز العالي من المذاب او عند وجود الكاتيونات الثنائية والثلاثية (مثال الكالسيوم والالمنيوم) وعندما تكون الطبقة المزدوجة مضغوطة فيكون تأثير التنافر قليل جدا وبالتالي يحصل التقارب بين أي جسمين من بعضهما كبيرا. مديات قوة

التجاذب الصغيرة (قوة لندن– فاندرفال) والتي تلعب دورا كبيرا، تربط الجسيمات وتشكل كتلة منها. عند جفاف الطين المتشتت يشكل كتلة صلبة وذات كثافة عالية ويحصل التقشر. من جهة ثانية، عند جفاف الطين المتجمع يشكل تجمعات سهلة التفتيت وهشة، وتحت ظروف الأمطار في الحقل، الطين المتشتت سوف يصبح موحلاً (مكونا للأوحال) ذو النفاذية القليلة أكثر تعرضا للتاكل من الطين المتجمع. وعليه فالظروف المرغوبة للترب الطينية هي ظروف التجميع، والتي لايمكن اختلاقها لتشكيل تركيب مثالي.

السطح النوعي وظاهرة الادمصاص

يعرف السطح النوعي للتربة بأنه عبارة عن مساحة السطح الكلية للدقائق لكل وحدة كتلة a_m، أو لكل وحدة حجم من الدقائق a_v، او لكل وحدة حجم من التربة الجافة a_b، والتعبير الرياضي لذلك هو:

$$a_m = A_s / M_s$$
$$a_v = A_s / V_s$$
$$a_b = A_s / V_t$$

حيث أن مساحة السطح الكلية تمثل A_s، كتلة الدقائق، حجم الدقائق، والحجم الكلي الظاهري يتمثل بـ M_s، V_s، V_t.

عادة مايعبر عن السطح النوعي بالمتر المربع لكل غرام (وحدة مساحة لكل وحدة وزن) أو وحدة السنتمتر المكعب (وحدة مساحة لكل وحدة حجم). حيث يعتمد بالدرجة الأساسية على حجم دقائق التربة، ففي الرمل السطح النوعي ربما يكون أقل من ١ م^2/غم في حين يصل سطح الطين النوعي الى عشرات أو مئات الامتار المربعة لكل غرام. كذلك يعتمد السطح النوعي على شكل الدقائق الخاصة للتربة، فالدقائق المسطحة والطويلة عادة لها سطح نوعي كبير لكل وحدة كتلة. عند مقارنتها بالدقائق الكروية أو المكعبة التي لها نفس معدلات الكتلة. وبسبب ان دقائق الطين صفائحية فيكون لها سطح نوعي كبير عند مقارنتها مع حجم دقيقة الطين نفسها، ومع كل ذلك فان بلورات الطين لها سطح داخلي مثل تلك التي تتكون عند تمدد صفائح المونتمور اللونايت عند دخول الماء بينها.

وعليه يظهر بان التربة لها سطح نوعي يتكون من السطوح الداخلية والخارجية معتمدا على نوع الطين فضلاً عن كميته الكلية ، وبسبب أن معظم صفات التربة تعود لظاهرة السطح الداخلي ، فان السطح النوعي للتربة يكون ذا صلة كبيرة بنوع التربة(علاقة كبيرة) وكصفة يجب دراستها ومعرفتها وقياسها ربما يساعد لمعرفة الأساس في التطور والتنبأ بسلوك التربة . والسطح النوعي غالباً مايرتبط ببعض صفات التربة مثل التبادل الكاتيوني ، جاهزية بعض العناصر، التمدد وبشد الماء تحت الضغوط العالية وكذلك بعض الصفات الميكانيكية الأخرى مثل اللدانة والقوة ولهذا السبب من المحتمل قياسها للتربة لم يكن مثل قياس نسجة التربة بالطرق الاعتيادية والمشهورة لكنها تكون ذات قيمة متعلقة بالأدلة الخاصة بصفات التربة اكثر من نسبة الرمل والغرين والطين في التربة .

طالما ان السطح النوعي يعتمد على شكل وحجم دقائق التربة (اشكال هندسية ثابتة) فيمكن ايجاد المعادلات الخاصة بالاشكال المعدنية لدقائق التربة ، ففي حالة الدقائق الكروية الشكل ذات نصف القطر، r نلاحظ بأن السطح النوعي على اساس الحجم والكتلة يكون

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

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

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

اذن السطح النوعي على أساس الحجم يكون مساويا الى

$$a_v = \frac{A_s}{V_s} = \frac{4\pi r^2}{\frac{4}{3}\pi r^3} = \frac{3}{r}$$

أما السطح النوعي على اساس الكتلة فيكون مساويا الى

$$a_m = \frac{A_s}{M_s} = \frac{4\pi r^2}{\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_s} = \frac{3}{r\rho_s}$$

وعندما تكون كثافة الدقيقة مساوية الى ٢,٦٥ غم/ سم٣ ، نحصل تقريباعلى سطح نوعي مساوي

$$a_w = \frac{1.1}{r}$$

اما الدقائق المكعبية الشكل ، فسطحها النوعي على اساس الحجم والكتلة ، عندما يكون طول ضلعها L نلاحظ

$$\text{Volume of cube} = L^3$$

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

$$\text{total surface area} = 6L^2$$

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

$$a_w = \frac{6}{\rho_s L}$$

وعليه ، فالتعبير عن الدقائق التي تكون تقريبامتساوية في ابعادها مثل سطح المعادن ، دقائق الفرين تكون متشابه والمعلومات عن احجام توزيع الدقائق المتوزعة يمكن ان تساعدنا في حساب السطح النوعي التقريبي بواسطة معادلة الجمع

$$a_w = \frac{6}{\rho_s} \Sigma \frac{d_i^2}{d_i^3} \times C_i$$

حيث ان C_i تمثل نسبة الدقائق ذات القطر d_i

وعندما تكون $\frac{6}{\rho_s}$ مساويا الى ٢,٣ نحصل على

$$a_w = 2.3 \Sigma \frac{1}{d_i} \times C_i$$

وعند أعتبار أن الدقائق صفائحية ، فيمكن في هذه الحالة أفتراض ان الصفائح تكون بشكل مربع بطول ضلع مقداره L وسمك i نلاحظ بأن السطح النوعي على أساس الحجم والكتلة تكون

$$a_v = (2L^2 + 4Li)/L^2 i$$

$$a_m = 2(L + 2i)/\rho_s Li$$

وعندما تكون الصفائح ذات سمك رقيق جداً i يمكن اهمالها مقارنة الى الابعاد L ، وعندما تكون كثافتها الحقيقية ٢,٦٥ غم/ سم^3 فعليه

$a_m = \frac{2}{\rho_s i} = \frac{0.75}{i} cm^2/gm$ وعليه فالسطح النوعي للطين يمكن تقديره اذا كان سمك الصفيحة معلوماً ، كمثال سمك الصفائح لمعدن المونتمور اللونايت المعلق يكون تقريباً 10°A (اي مايعادل ١٠$^{-٧}$ سم) لذلك نجد أن السطح النوعي لهذا المعدن على اساس الكتلة هو $a_m \frac{0.75}{10^{-7}}$ والذي يعادل (٧٥٠ م^2/ غم) يكون نوعاما قريبا من القيمة المقاسة .

ان الطريقة القياسية لتقدير السطح النوعي للمواد الخاصة بالتربة هي بواسطة الادمصاص لبعض الغازات مثل النتروجين. ابسط الطرق التي تعطي نتائج نسبية تكون مستندة على تحرر واطلاق جزيئة عضوية تطبيقية مثل اثيلين كلايكول او اثيلين كليسرول . etheylen glecerol or etheylen glycol .

ظاهرة الادمصاص قد وصفت ١٩٥٣ من قبل deBoer تحت الضغط الواطئ كمية الغاز المدمص لكل وحدة مساحة للسطح المدمص σ_a تكون مرتبطة مع ضغط الغاز P ودرجة الحرارة T وحرارة الادمصاص Q_a كما في المعادلة :

$$\sigma_a = K_i P \exp\left(\frac{Q_a}{RT}\right)$$

حيث ان R تمثل ثابت الغازات، K_i تمثل مقدار ثابت ، وعليه فان كمية الأدمصاص تزداد مع الضغط ، لكنها تقل مع الحرارة. نلاحظ بان معادلة لانجمير Langmuir توضح العلاقة بين ضغط وحجم الغاز المدمص لكل غرام من المادة المدمصة ، على التوالي عند درجة الحرارة الثابتة .

$$\frac{P}{V} = \frac{1}{K_2 V_m} + \frac{P}{V_m}$$

حيث ان حجم الغاز المدمص يتمثل بـ V_m والذي يكون طبقة أحادية فوق السطح المدمص ويمكن الحصول عليه وذلك من علاقة P/V مع P (الضغط) والسطح النوعي المدمص يمكن حسابه بتقدير عدد الجزيئات في V_m وضربه بواسطة مساحة المقطع العرضي للجزيئات. من الملاحظ بأن معادلة لانجميور تستند على فرضية أدمصاص طبقة مفردة واحدة وان حرارة الأدمصاص تكون ثابتة ومتماثلة خلال العملية.

فرضية برونيور واخرين ١٩٣٨ اشتق ماعرف بمعادلة Brunauer, Emmett, and Teller equation (BET) والتي استندت على فرضية ادمصاص طبقتين كما في المعادلة الاتية :

$$\frac{P}{V(P_0 - P)} = \frac{1}{V_m C} + \frac{(C-1)}{V_m C P_0}$$

حيث ان V تمثل حجم الغاز المدمص عند الضغط P ، V_m حجم الطبقة ذات الجزئيات المفردة المدمصة على سطوح الادمصاص ، P_0 ضغط الغاز المطلوب لتشبيع الطبقة المفردة عند حرارة التجربة ، C ثابت الغاز المعين ويمكن الحصول على V_m من فرضية BET عن طريق رسم العلاقة بين $\frac{P}{V(P_0 - P)}$ مع $\frac{P}{P_0}$. أما كثافة الغاز فعادة ماتفترض على أساس أنها اما على صورة سائل أو غاز صلب.

ان الادمصاص القطبي (مثل الماء) ربما لاينطبق على معادلة BET اولانجميور (والتي تكون متشابهة عند الضغوط الواطئة وبسبب أن الجزيئة أو ألايون ربما يميل الى التجمع عند حواف الشحنات بدلامن أن يتوزع بالتساوي على سطح الادمصاص. استعمال مواد مدمصة مختلفة وطرق تكنيكية لقياس السطح النوعي لمواد التربة والذي قد وصف من قبل (Mortland and Kemper ، ١٩٦٥).

مثال (١)

دقائق التربة الكروية الشكل نصف قطرها R تسقط لعمق ٢ سم في مدة ساعة في وعاء الترسيب (السلندر). كم تستغرق دقائق مشابه نصف قطرها R كي تستقر عند العمق ١٠ سم؟

من المعلوم لحل هذا المثال الرجوع الى قانون ستوك لترسيب دقائق التربة ، ويلاحظ بأن السرعة = المسافة / الزمن

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

حدود المعادلة الخاصة لقانون ستوك معرفة في هذا الفصل.

نفترض أن الكثافة الحقيقية لدقائق التربة هي ٢,٦ غم / سم^3 وان كثافة الماء هي ١ غم / سم^3

$$\frac{\text{٢٠ سم}}{\text{٣٦٠٠ ثا}} = \frac{٢}{٩} \frac{(\text{٢,٦٥ غم / سم}^3 - ١) \times \text{٩٨٠ سم}^2 \text{ ثا}^{-2} \text{ نق}^2 \text{ (سم}^2\text{)}}{\text{س (غم سم}^{-1} \text{ ثا}^{-1}\text{)}}$$

في الحالة الثانية نلاحظ بأن الوقت اللازم لترسيب دقائق مشابه لعمق ١٠ سم هي

$$\frac{\text{١٠ سم}}{\text{الزمن}} = \frac{٢}{٩} \frac{(٢,٦٥ - ١) \times ٩٨٠ \times \left(\frac{R}{4}\right)^2}{\text{س}}$$

$$\text{الزمن} = \frac{\text{٩٠ سم} \times ١٦ \times \text{س}}{١,٦ \times ٩٨٠ \times \text{نق}^2}$$

ومن معرفة كل من اللزوجة ونصف القطر يتم حساب الزمن اللازم لترسيب هذه الدقائق لعمق ١٠ سم.

مثال (٢)

احسب السطح النوعي لدقائق التربة المكعبة الشكل طول ضلعها ٠,١ ، ٠,٠٠١ سم . علما بان الكثافة الحقيقية لهذه الدقائق هي ٢,٥ غم/سم^3.

$$a_m = \frac{6}{L \rho_s}$$

السطح النوعي للدقائق ذات الطول ١,٠ سم = $\frac{٦}{\text{١,٠ سم} \times \text{٢,٥ غم/سم}^٣}$ = ٢٤٠ سم^٢/غم

والسطح النوعي للدقائق ذات الطول ٠,٠٠١ سم = $\frac{٦}{\text{٠,٠٠١ سم} \times \text{٢,٥ غم / سم}^٣}$ × = ٢٤٠٠ سم^٢/غم

مثال (٣)

خلال عملية تحليل التوزيع الحجمي لدقائق التربة ، وجد بأن أكبر الدقائق التي حصل عليها خلال ١٠ دقائق ولعمق ١٥ سم لها معدل قطر ٤٠ مكرون ، فعند معرفة كل من كثافة الدقائق ولزوجة السائل . فما هو أكبر قطر للدقائق التي نحصل عليها بطريقة الماصة خلال فترة ساعة واحدة ولنفس العمق (١٥ سم) .

قطر الدقيقية = ٤٠ مكرون = ٠,٠٠٤ ملم = ٤ × ١٠$^{-٢}$ سم

$$V = \frac{2}{9} \frac{(\rho_s - \rho_l)\, gr^2}{\eta}$$

اذا افترضنا ان كثافة الدقائق الحقيقية = ٢,٥ غم / سم^٣

كثافة السائل = ١ غم / سم^٣

$$\frac{\text{١٥ سم}}{\text{٣٦٠٠ ثا}} = \frac{٢}{٩} = \frac{\text{٩٨٠ نق}^٢ (\text{٢,٥} - \text{١})}{\text{اللزوجة}}$$

$$\text{نق}^٢ = \frac{\text{١٥ سم} \times ٩ \times \text{اللزوجة}}{\text{٣٦٠٠ ثا} \times ٢ \times \text{١,٥} \times ٩٨٠}$$

نق^٢ = ١٦,٣ × اللزوجة .

الفصل الثالث
بـــناء التـربـــة

يمكن تعريف بناء التربة بأنه انتظام لدقائق التربة المختلفة عن طريق ارتباطها مع بعضها البعض بواسطة المواد اللاحمة وباشكال هندسية معينة . وهذا المصطلح يستعمل في بعض الاحيان مع النظم الهندسية للفراغات البينية ، وبسبب انتظام دقائق التربة المعقد ، لهذا لم تكن هناك طريقة عملية لقياس بناء التربة بصورة مباشرة لذا فظاهرة بناء التربة تكون مستعملة في التعبير النوعي. في الحقيقة ان الطريقة المستعملة لوصف بناء التربة غير المباشرة والتي تقيس بعض الصفات المؤثرة على البناء بدلا من قياس البناء مباشرة هي المتبعة في اغلب الاحيان.

من الملاحظ بان النسجة والسطح النوعي للتربة المعينة يكونان ثابتين على مدى فترات زمنية طويلة مقارنة ببناء التربة المتغير بدرجة كبيرة من وقت لاخر نتيجة لتغير الظروف الطبيعية ، النشاطات البايولوجية وادارة التربة وكذلك العمليات الزراعية. ان بناء التربة قد يكون العامل المحدد لانتاجية التربة بسبب تأثيره العالي على محتوى الماء والهواء وكذلك حرارة التربة ، التي بدورها تؤثر على انبات البذور، ونمو الجذور وكذلك تأثيرها على العمليات الزراعية مثل الحراثة والري والبزل.

بصورة عامة يمكن تمييز ثلاثة انواع من بناء التربة وهي حبيبات مفردة، حبيبات كتلية وتجمعات من الحبيبات يطلق على البناء الحبيبي. في حالة ان دقائق التربة تكون تماما غير مرتبطة مع بعضها البعض (حبيبات مفردة)، وعندما تكون الدقائق محاطة مع بعضها البعض على هيئة ضخمة نوعا ما يطلق عليها بالبناء الكتلي ، وهناك حالة وسطية والتي تكون فيها الدقائق منتظمة على هيئة كتلة صغيرة تعرف بالتجمعات وداخل هذه التجمعات تكون الدقائق نوعا ما ثابتة بواسطة روابط داخلية. ان التجمعات (البناء

التجمعي) يمكن وصفها نوعيا (دليل مسح الترب) وذلك بتحديد شكلها النموذجي (المثالي) للتجمعات (مثل المكعبي ، العمودي والصفائحي) او كميا بواسطة قياس حجمها، وهذه القياسات يمكن عملها اما بواسطة النخل الجاف او النخل الرطب. طريقة النخل الرطب عادة مايتم تنفيذها عندما يكون نموذج التجمعات مغمورا في الماء وتستعمل كدليل على ثباتية التجمعات نحو فاعلية الماء.

حيث ان تشكيل هذه التجمعات وثباتيتها تكون معتمدة بالدرجة الكبيرة على كمية الماء وحالة دقائق الطين وعلى وجود المادة العضوية . ايمرستون وصف الموديل لتجمعات التربة استنادا على الطرق المختلفة التي فيها سيادة لدقائق الطين والمرتبطة معدقائق الكوارتز، الرمل والغرين لتشكل التجمعات الطبيعية (والتي يطلق عليها بـ ped) لتشكل جسم التربة.

ان المواد اللاعضوية المختلفة مثل الغرويات المتميعة للحديد واكاسيد الالمنيوم اضافة لكاربونات الكالسيوم وكذلك المواد العضوية خاصة الاكثر ثباتية (الهيومس) والناتجة من تحلل بقايا النبات والحيوان تؤدي الى تكوين تجمعات تربة ثابتة .

وعندما يحصل تفكيك لطين التربة تحت تأثير تبادل الصوديوم ، يحدث انهيار لتجمعات التربة. تجمعات التربة الضعيفة ، بتأثير الماء يحصل لها تكسر وتحطم بفعل ظواهر التمدد، الانكماش، تكون الثلج ، قطرات المطر، عمليات الحراثة المتكررة والرص وتأثير كل ذلك على عملية التعرية. من جهة ثانية ، النمو المتقارب للنباتات الحولية التي لها نظام جذري كثيف مثل الحشائش تشجع على تكوين مجاميع تربة جيدة. بصورة عامة حدوث تكسر لتجمعات التربة في طبقات التربة السطحية، والتي تكون ضمن نطاق الحقل الزراعي تكون معرضة لفعل قطرات الماء، ويحصل لها انضغاط بفعل العمليات الزراعية وينتج عن ذلك في النهاية تشكيل قشرة متصلبة ذات كثافة عالية، والتي تعكس تأثير نفوذية الماء وتبادل الغاز الحر وتعيق من نمو البادرات.

أ- تصنيف بناء التربة

أ- التصنيف المعتمد على حجم، شكل، خصائص وصفات التجمعات

لقد اقترح هذا التصنيف الخاص ببناء التربة اعتمادا على اشكال وحجوم التجمعات

وكذلك الخصائص المتعلقة بالسطح النوعي لهذه التجمعات والكتل من قبل (Zakharov ، ١٩٣٧). حيث تمكن من تمييز الأشكال الرئيسية لبناء دقائق التربة والتي تشمل

١- البناء المكعبي Cubelike structure ، وهذا النوع من البناء تكون فيه الدقائق الثانوية على هيئة مكعب وذات اضلاع متساوية على طول المحاور الثلاثة.
٢- البناء المنشوري Prismlike structure ، والذي تكون فيه الدقائق الثانوية طولية الشكل في اتجاه المحور العمودي مشكلة بذلك هيئة موشورية.
٣- البناء الصفائحي Platelikestruture ، والذي تكون فيه الدقائق الثانوية على هيئة وحدات قصيرة في اتجاه المحور العمودي ومتسعة بدرجة اكبر في اتجاه المحور الافقي.

لذلك يلاحظ بان البناء الواقع ضمن الانواع الاساسية السابقة الذكر يمكن تمييزه استنادا على خصائص الأوجه والحواف غير الواضحتين وكذلك الوحدات البنائية ذات الاوجه والحواف الواضحة والمتميزة. اما لأغراض وصف البناء حقليا، يلاحظ بان اعضاء فرقة مسح الترب اعتمدوا على الظواهر الاساسية التي وصفها(Nikiforoff ، ١٩٤١) لتطوير التصنيف الخاص ببناء التربة حقليا وهذا التصنيف يستند على: ١- نوع البناء المقدر بواسطة شكل وانتظام الكتل، ٢- حجم الكتل ٣- وكذلك درجة البناء المقدر بمدى وضوح هذه الكتل ، والموضحةفي الجدول (٣-١).

جدول (٣ – ١) تصنيف بناء التربة استناداً على هيئة مسح التربة (١٩٥١) واعتماداً على حجم الكتل

الصنف – حجم الكتل	صفائحي	المنشوري	العمودي	المكعبي	المكعبي الزاوي	الحبيبي	الكتلي
١ – ناعم جداً او رقيق جداً	اقل من ١ ملم	اقل من ١٠ ملم	اقل من ١٠ ملم	اقل من ٥ ملم	اقل من ٥ ملم	اقل من ١ ملم	١ ملم
٢ – ناعم او رقيق	١ – ٢ ملم	١٠ – ٢٠ ملم	١٠ – ٢٠ ملم	٥ – ١٠ ملم	٥ – ١٠ ملم	١ – ٢ ملم	١ – ٢ ملم
٣ – متوسط	٢ – ٥ ملم	٢٠ – ٥٠ ملم	١٠ – ٢٠ ملم	١٠ – ٢٠ ملم	١٠ – ٢٠ ملم	٢ – ٥ ملم	٢ – ٥ ملم
٤ – خشن او سميك	٥ – ١٠ ملم	٥٠ – ١٠٠ ملم	٥٠ – ١٠٠ ملم	٢٠ – ٥٠ ملم	٢٠ – ٥٠ ملم	٥ – ١٠ ملم	—
٥ – خشن جداً او سميك جداً	اكبر من ١٠ ملم	اكبر من ١٠٠ ملم	اكبر من ١٠٠ ملم	اكبر من ٥٠ ملم	اكبر من ٥٠ ملم	اكبر من ١٠ ملم	—

الدرجة – متانة الكتلة

١ – صفر – عديم البناء غير تجمعي او منتظم متسلسل

٢ – ضعيف – ضعيف التشكيل ، وغير متصلب ويتكسر الى كتل صغيرة وغير متجمعة .

٣ – متوسط – تشكيل جيد ، متوسط الصلابة ويتكسر الى كتل غير متجمعة .

٤ – قوي – تشكيل ، متصلبة بدرجة ضعيفة مع بعضها البعض وتتكسر الى كتل متكاملة .

جدول (٣- ٢). مستويات التصنيف لبناء التربة (عن Brewer, 1964) .

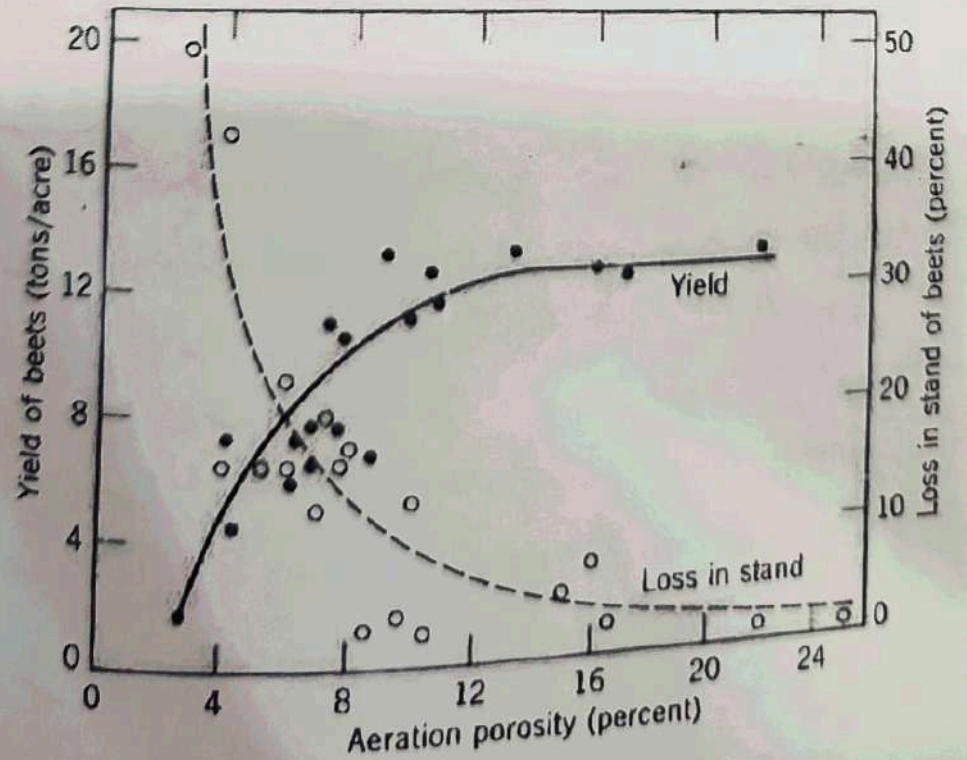
مستوى البناء	وصف المكونات
أ- انتظام الوحدات الاساسية	الحجم والشكل وانتظام الموشور، الحبيبات والفراغات المرتبطة .
١- البناء المنشوري	الحجم والشكل وانتظام الموشور، الحبيبات والفراغ في الكتل البدائية لمواد التربة متضمنة الظواهر البيولوجية
٢- البناء الاولي	تكامل الحجم والشكل وانتظام جميع الظواهر البيولوجية والمكونة شبكة على هيئة عدد البناء الاساسي .
٣- البناء الابتدائي	تكامل صفات الحجم والشكل والانتظام المعين للظواهر البيولوجية والبناء الاساسي
ب- النظام بين الكتل	
١- البناء الثانوي	الحجم والشكل وانتظام الكتل الاولية والفراغات وارتباط الظواهر البيولوجية في مواد التربة
٢- البناء الثلاثي	الحجم والشكل وانتظام الكتل الثانوية (الكتل المركبة الناتجة من ارتباط الكتل الاولية) وارتباط الظواهر البيولجية مع الفراغات .

من هذا يلاحظ بان نعومة وملمس التربة (هشاشية) تطلق على انتظام الدقائق الاولية والثانوية مع بعضها البعض واحتوائها على المسام ، بينما هيكل التربة يتضمن الدقائق المعدنية المنفردة وكذلك المواد العضوية المقاومة للتحلل والتي يكون قطرها اكبر من الدقائق الغروية . اما البلازما فتكون عبارة عن مواد التربة المتحركة في التربة والتي تكون نشطة بدرجة عالية وتتكون من المعادن الاولية والغرويات العضوية . ان انتظام الكتل تسلك مستويات من التنظيم معتمدا على حجم وشكل الكتل البسيطة ، وهذه الكتل الاولية لاتتكسر الى كتل صغيرة تكون وحدة اساسية لعملية الوصف . اما في حالة التربة غير الحاوية على الكتل ، فمواد التربة تكون وحدة اساسية عند الوصف .

٢- بناء التربة ونمو النبات :

تعد التربة البيئة المناسبة لبزوغ البادرات ونمو النبات وتطوره في جميع مراحل النمو الجذري . حيث ان التربة لاتكون مسؤولة فقط عن تزويد النبات بما يحتاجه من عناصر غذائية لازمة لاكمال العمليات الحيوية لكنها تزوده بالماء والهواء اللازم لاداء وظائفه . يلاحظ بان امتصاص العناصر الغذائية من التربة يكون محددا بنقصان وزيادة كمية الماء في التربة .

ان زيادة الكثافة الظاهرية ونقصان التهوية لاتؤثر فقط على تكاثر الجذور وامتصاصها للعناصر الغذائية والماء بل تؤثر على نشاط الاحياء الدقيقة ، ونتيجة لذلك فان البناء غير الجيد للتربة يكون عاملا محددا في انتاج المحاصيل ويجب اخذه بنظر الاعتبار كعامل محدد لخصوبة التربة . ان تاثير البناء الضعيف (غير الجيد) على انتاج المحاصيل موضح بصورة جيدة في الشكل (٣- ١) ، والذي يبين علاقة حاصل البنجر السكري مع تهوية التربة الطينية الثقيلة والمضاف اليها كميات مختلفة من المادة العضوية (Baver و Farnsworth ، ١٩٤٠) . يوضح الشكل بان التهوية الكافية تقلل من اضطجاع البنجر السكري طبقا للاصابة بالفطريات السوداء ، حيث ان التاثير المؤذي لهذه الاحياء يختفي عند زيادة المسامية الهوائية عن ١٠ ٪ ، ومن هذه العلاقة يلاحظ ايضا بان حاصل البنجر يثبت عند زيادة التهوية ، اعلى حاصل يمكن الوصول اليه عند حدود التهوية ١٠ ٪ وهذا لايؤثر على كمية الحاصل بل على ارتفاع نسبة السكر في حاصل البنجر.

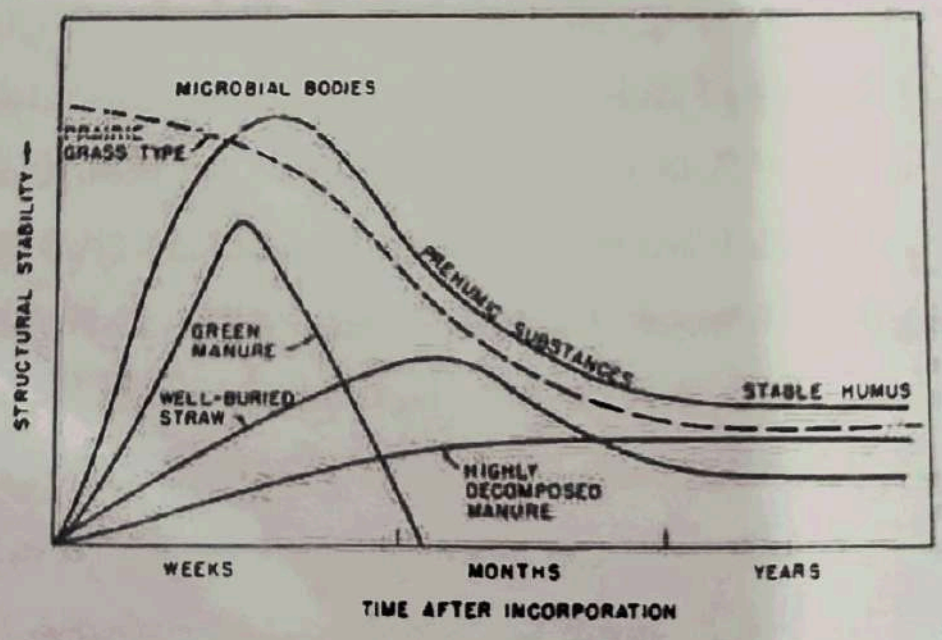


شكل (٣ - ١) علاقة المسامية (التهوية) بانتاج حاصل البنجر السكري (عن Baver ، ١٩٤٠) .

ان التهوية الجيدة تقلل من النتروجين الممتص من قبل النبات ، حيث يقاسي النبات من قلة التغذية بعد توفير التهوية الجيدة للتربة .

٣- ثباتية تجمعات التربة :

عند تقييم تجمعات التربة يلاحظ بان التوزيع الحجمي لهذه التجمعات ، كميتها وثباتية هذه التجمعات من اهم العوامل التي تؤخذ بنظر الاعتبار عند تقدير كمية وتوزيع المسام البينية المرتبطة مع هذه التجمعات ومقاومتها لفعل العوامل المؤثرة عليها والتي تشمل التعرية المائية والريحية . ان ثباتية التجمعات تكون متغيرة باستمرار مع تغير اضافة المادة العضوية والمتحللة ، حيث ان المواد اللاحمة والتي تكون تجمعات ثابتة تتهدم فيما بعد لتكون تجمعات اقل ثباتية وبالنهاية تغير ثباتية التجمعات مع الزمن بعد تحلل وهدم المادة العضوية موضحة في الشكل (٣- ٢) . يلاحظ من الشكل بان ثباتية التجمعات تكون مستندة على اختلاف درجة تهدم التجمعات وتحطمها بفعل الماء ، الكحول والبنزين ، ذروة المنحني توضح التجمعات المتحصل عليها بواسطة أجسام الكائنات الحية في التربة والذي يعود بالدرجة الاساسية الى زيادة كثافة النشاط البايولوجي خلال هذه الفترة والذي يؤدي الى الربط الميكانيكي عن طريق هايفات الفطريات والاكيتومايستس وبعض الخلايا البكتيرية . وهذا النوع من الثباتية يكون وقتيا وذلك لان الهايفات والخلايا تضمحل عند قلة كثافة النشاط البايولوجي . ان النشاط النوعي لهذه المواد العضوية في



شكل (٣ - ٢) تأثير المادة العضوية في ثباتية تجمعات التربة (عن Monnier, 1975) .

ثباتية البناء والتجمعات تكون اقل لكن التجمعات المتكونة تكون مقاومة لفترة طويلة ومن هذه المواد التي يطلق عليها بريهيومك والتي تشمل السكريات المتعددة والمواد المشابه لها والتي تتعرض الى تحولات بايولوجية بطيئة ، يحدث نقصان في معدل تحلل المواد والذي يرتبط بتاثيره على ثباتية التجمعات . ان المرحلة النهائية لثباتية التجمعات تعتمد على ثبات الهيومس المتكون . يجب ملاحظة ان الاسمدة الخضراء التي تكون جاهزة للتحليل ولها نسبة واطئة من C / N تظهر ذروة حادة خلال النشاط المركز عند التحلل وتنخفض الى الصفر في وقت قصير.

اما مخلفات القش لاتخضع الى التحلل البايولوجي وذلك لكون ان نسبة الكاربون الى النتروجين عالية وقلة نشاط الفطريات . ان المخلفات الخضراء ذات درجة التحلل العالية والتي تعرضت الى تحلل بايولوجي لم تظهر ذروة جيدة في المنحني ، لذلك نلاحظ بان ثباتية التجمعات تعد دالة مركبات الهيومك . ان جذور الاعشاب البرية ينتج عنها ثباتية تجمعات عالية قبل قلب مخلفاتها في التربة وينتج ذلك من التحولات البايولوجية والمرحلة النهائية من نواتج الهيومس المتكون .

٣- طرق تحليل تجمعات التربة والتعبير عن نتائجها

تهدف عملية تحليل تجمعات التربة الى قياس نسبة الدقائق الثانوية المقاومة لفعل الماء او الرياح في التربة وكذلك فعل الفصل الميكانيكي للتجمعات الناتجة من ارتباط المفصولات الصغيرة الحجم عند تكوينها مفصولات كبيرة الحجم . بصورة عامة هناك ثلاث طرق يمكن اتباعها عند تحليل تجمعات التربة وثباتيتها تشمل النخل الرطب والجاف [1] ، استعمال الهواء ، [3] وطريقة الترسيب . من الطرق المباشرة والمستعملة في الحقل لتقدير توزيع التجمعات والكتل هي طريقة النخل الجاف (Cole ، ١٩٣٩) والتي اعطت صورة واضحة لثباتية التجمعات الخاصة بالتربة الجافة لمنطقة كاليفورنيا عند مقارنتها مع طريقة النخل الرطب وذلك بسبب ضعف ارتباط التجمعات في ظروف التبلل عند مقارنتها مع الفعل الميكانيكي لعملية النخل والتي تؤدي الى تحطيم التجمعات . يلاحظ بان هناك بعض المشاكل التي قد تؤدي الى انسداد فتحات المنخل عند اتباع هذه الطريقة ، وللتغلب على مثل هذه المشاكل استخدمت المناخل الدوارة (Chepil ، ١٩٦٢) . ان النخل الجاف للتجمعات يكون دليلا مهما لتوضيح صفة مقاومة التجمعات في التربة للتعرية الريحية . اما عملية النخل الرطب فتعد من الطرق المعروفة لقياس تجمعات

التربة (Tiulin , ١٩٢٨) حيث تعتمد هذه الطريقة على الترطيب البطئ لنموذج التربة بواسطة الخاصية الشعرية لمدة ٣٠ دقيقة وبعدها تنقل الى سلسلة من المناخل المغمورة بالماء ، حيث يتم رفع المناخل ببطء في الماء بحدود ٣٠ مرة ويقدر وزن التربة المتبقية مع كل منخل ، ان المنخل الموجود في قاع هذه السلسلة له فتحات سعتها ٠,٢٥ ملم . بعد ذلك تطورت طريقة ميكانيكية لرفع وخفض المناخل او توماتيكيا خلال مسافة ٢ تقريبا ٣٠ ذبذبة في الدقيقة لمدة ٣٠ دقيقة ، ولهذا حورت طريقة المناخل الرطبة لفصل التجمعات الكبيرة والتي يمكنها فصل التجمعات لحد ٠,١ ملم وكذلك ٠,٢٥٠٠ ملم.

تعدمشكلة ترطيب نموذج التربة من المشاكل الكبيرة لطريقة النخل الرطب وذلك لان التجفيف الهوائي يقلل من نسبة التجمعات الكبيرة على حساب التجمعات الصغيرة الحجم (Russell ، ١٩٣٨) وهذا التاثير يكون كبيرا ومتركزا في عملية التجفيف . كلما كانت سرعة ترطيب نموذج التربة كبيرة تكون اكثر عرضة لتحطيم التجمعات الكبيرة ، غمر التربة بالماء تسبب اكثر تحطما للتجمعات اكثر من الترطيب بواسطة الخاصية الشعرية . اما عملية رش الماء على هيئة رذاذ الى التجمعات ينتج عنها تحطيم قليل للتجمعات في الطرق المذكورة . اما عند ترطيب النموذج تحت التفريغ يمكن حل المشكلة السابقة وهذا التاثير يتم بمعاملة التجمعات مع ايثايل الكحول ليحل محل الهواء قبل عملية النخل الرطب (Kemper و Chepil ، ١٩٦٥) . ربما يستعمل الهواء لفصل التجمعات ذات الأقطار المحصورة بين ١ – ٠,٠٢ ملم وتكون مفيدة خاصة في حالة الفصل تحت المستويات التي لايمكن فصلها بواسطة النخل الرطب (Baver و Rhoades ١٩٣٢).

بينما يتم استخدام طريقة الترسيب لتقدير توزيع التجمعات في المفصولات الناعمة والتي لايمكن فصلها باستعمال المناخل وتكون محددة لاحجام التجمعات الاصغر من ١ ملم . ويمكن استخدام اما طريقة الماصة او الهيدروميتر لعملية الفصل وهناك بعض الصعوبات في حالة الفصل باستخدام طريقة الترسيب وهي اختلاف كثافة التجمعات خاصة بالنسبة للدقائق الثانوية الكبيرة وكذلك حدوث تجميع للمفصولات خلال عملية الترسيب وذلك لحركة التجمعات الكبيرة نحو الاسفل.

اما بالنسبة لطريقة التعبير عن تجمعات التربة فهناك عدة طرق يمكن اتباعها ويمكن تسمية حالة التجمعات لتمييز نسب التجمعات ، والتي تكون اكبر من بعض الحجوم المعينة من وزن التربة المحدد . حيث يلاحظ بان الترب الرملية لاتحتوي على تجمعات مثل احتواء الترب الغرينية المزيجية والمحببة جيدا ، ومن الممكن لجميع الدقائق الغرينية والطينية في الترب ذات النسجة الخشنة ان توجد على هيئة تجمعات . ولفرض قياس نسبة

التجمعات للمفصولات الناعمة ، فالقيمة المستعملة يحصل عليها بقسمة نسبة التجمعات التي تكون اكبر من الحجم (٠,٠٥ – ٠,١ ملم) في التربة الى نسبة المفصولات الاصغر من هذا الحجم وهذا مايعطي درجة التجمعات للدقائق الصغيرة وهذا مايوضح نسبة الدقائق الاصغر من الحجم المعين والذي يكون متجمعا في وحدات ثابتة اكبر من هذا الحجم . استخدم (Van Bavel ، ١٩٤٩) اصطلاح معدل القطر الموزون (MWD) mean weight diameter كدليل للتعبير عن التجمعات وذلك عن طريق ضرب نسبة وزن المفصولات المعينة Wi لحجم مفصولات التجمعات بمعدل قطر هذه المفصولات ($\bar{X}_i$) وحاصل جمع هذه المفصولات لجميع احجام اجزائها يعطي معدل القطر الموزون .

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} \bar{X}_i W_i$$

لقد استخدم ايضا معدل القطر الهندسي geometric mean diameter (GMD) كدليل للتعبير عن تجمعات التربة (Mazurak ، ١٩٥٠) وفي هذه الحالة يضرب وزن التجمعات في الحجم المعين من حجم المفصولات بلوغاريتم معدل قطر المفصولات وحاصل جمع المفصولات لجميع احجام المفصولات يقسم على وزن نموذج التربة ومنها يحصل على GMD .

$$GMD = \exp\left[\frac{\sum_{i=1}^{n} W_i \log \bar{X}_i}{\sum_{i=1}^{n} W_i}\right]$$

حيث تمثل W_i وزن التجمعات ضمن الحجم الذي له معدل قطر $\bar{X}_i$ ، $\sum_{i=1}^{n} W_i$ تمثل الوزن الكلي لنموذج التربة .

٤- طرق تقييم ثباتية تجمعات التربة :

هناك عدة طرق يمكن من خلالها التعبير عن ثباتية التجمعات والتي تشمل :

١- الثباتية ضد الهدم خلال النخل الرطب .
٢- الثباتية ضد تصادم قطرات مياه الامطار .
٣- الثباتية ضد التمزق خلال الغسل بالمحلول المخفف لكلوريد الصوديوم .
٤- الثباتية ضد الغمر عند معاملة النموذج بمحلول كحولي او السوائل العضوية .

ان طريقة النخل الرطب استعملت بدرجة كبيرة لتقدير التوزيع الحجمي للتجمعات وثباتيتها . ان ثباتية التجمعات يمكن تقييمها بعدة طرق عند استخدام هذا التكنيك.لقد

وجد كل من Russall و Feng ١٩٤٧ علاقة بين ثباتية التجمعات وطول فترة التذبذب بانها دالة اسية عند تذبذب التجمعات في المناخل العمودية بالماء لفترات زمنية مختلفة والعلاقة موضحة في المعادلة :

$$\log W = a - b \log T$$

حيث تمثل W وزن التجمعات الثابتة في الماء ، T زمن التذبذب ، a هي لوغاريتم وزن النموذج عندما يكون زمن التذبذب صفر والتي يطلق عليها الثباتية الابتدائية ، b هي انحدار المنحني الخطي والذي يطلق عليه بمعدل التفرقة . فالتربة ذات الثباتية الابتدائية العالية ومعدل التفرقة الواطئ لها تجمعات ثابتة . يلاحظ ان التغير في معدل القطر الموزون من النخل الجاف الى النخل الرطب يمكن ايضا ان يتصف بالتجمعات الثابتة . ان الثباتية يمكن ان تقدر بواسطة ترطيب التجمعات ذات الاقطار ١ – ٢ ملم تحت المفرغة ، وبعدها توضع تحت المنخل الرطب خلال منافذ بقطر ٢٥ , ٠ ملم لفترة ٥ دقائق وبعدها يطرح وزن كمية الرمل في التجمعات الباقية على الفتحات (Kemper ، ١٩٦٥) . ان فعل قطرات المطر على تفرقة التجمعات يكون واضحا في طريقة قطرات الماء (McCalla ، ١٩٤٤) والثباتية تقدر عن طريق عدد قطرات الماء ذات الاقطار ٧, ٤ ملم التي تسقط من ارتفاع ٣٠ سم على كتلة التربة والتي تحتاج لاكمال تحطم كتلتها . اما Emerson ، ١٩٥٤ فقد قدر ثباتية التجمعات لكتلة التربة عن طريق تقدير تركيز كلوريد الصوديوم والذي ادى الى تفرقة تجمعات التربة وجعلها عديمة النفاذية ، حيث ان كتلة التربة قد رطبت تحت جهد الشد ١٥ سم من ٠,٥ بمحلول كلوريد الصوديوم وبعدها غسلت بنفس المحلول لغرض الاحلال التام بالكاتيونات الموجبة . يلاحظ بان التركيز الذي أدى الى تفرقة كتل التربة ، وعندما كانت النفاذية صفر يطلق عليه بالتركيز الحرج والذي يكون دليلا على ثباتية التجمعات ، حيث ان التركيز الواطئ يعطي اعلى ثباتية (مثال ذلك ان التركيز الحرج في التربة التي لم تسمد كان ٠,٠٣٤ ع واما في التربة المسمدة كان ٠,٠٠٥ ع في حين نجد التربة الحاوية على حشائش دائمية كان ٠,٠٠٣ ع)وعند تقدير مايحتاجه التركيز المفرد من كلوريد الصوديوم ،لوحظ بان ٠,٠٥ ع كان كافيا ليس فقط لارتباط التجمعات بل كان واطئا بدرجة لتقليل النفاذية . ان دليل الالتصاق او ثباتية التجمعات يكون مساويا الى نسبة $\frac{K_2}{K_1}$ حيث ان K_1 هي النفاذية البدائية لكتلة التربة قبل غسلها بثلاث التار من كلوريد الصوديوم ذو العيارية ٠,٠٥ ع ، K_2 تمثل النفاذية النهائية بعد الغسل . ان معاملة التربة بالكحول والذي يؤدي الى احلال الهواء في المسام ليحد من ظاهرة التمدد . اما البنزين يقلل من ترطيب التجمعات كما هي مثبتة

الفصل الرابع
الصفات الديناميكية للتربة

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

١ – قوام التربة Soil Consistancy

يمكن تعريف قوام التربة بأنها ظاهرة تعيين القوة الفيزيائية لكل من التلاصق والتماسك والتى تحدث للتربة عند المستويات الرطوبية المختلفة ، وتشمل هذه الظواهر سلوكها نحو الجذب ، الضغط ، الدفع والسحب. وكذلك ميل وقابلية كتلة التربة للالتصاق بالأجسام والمواد الغريبة. ان ظواهر قوام التربة تشمل مقاومتها للرص والانضغاط ، جهد القص ، نعومة وهشاشية التربة ، اللدانة وسيولة التربة ، وجميع هذه الخصائص المختلفة تظهر نتيجة لقوة التلاصق والتماسك المختلفة ضمن كتلة التربة.

أ – اشكال قوام التربة

اقترح Atterbery ، ١٩١٢ أربعة أشكال لقوام التربة والمتضمنة للحالات اللزجة وهذه الاشكال تشمل :

١ – القوام اللزج sticky Consistancy : الذي يتظاهر بصفة اللزوجة أو التلاصق مع مختلف الأجسام.

٢ – قوام اللدن Plastic Consistancy : الذي يحمل صفات الصلابة والقدرة على التشكيل.

٣- القوام الأملس Soft Consistancy : الذي يتصف بكونه هشا وناعما.
٤- القوام الصلب Harsh Consistancy : الذي يتصف بكونه صلبا وقويا.

يلاحظ عند المحتوى الرطوبي الواطئ بان التربة تكون صلبة ومتماسكة وذلك بسبب تأثير المواد اللاصقة بين الدقائق الجافة ، وتتكون الكتل الكبيرة عند حراثة التربة تحت هذه الظروف. أما عند زيادة المحتوى الرطوبي ، فجزيئات الماء تدمص على سطوح دقائق التربة ويقل تماسكها وتكون هشة ، القوام الاملس يوضح مديات المحتوى الرطوبي للتربة والتي عندها يمكن اجراء الحراثة دون تكوين الكتل الكبيرة ، أما عند زيادة المحتوى الرطوبي يقل تماسك الأغشية المائية حول الدقائق مما يجعل التربة لزجة وبعدها تصبح لدنة وتكون الأوحال في هذه المديات من الرطوبة.

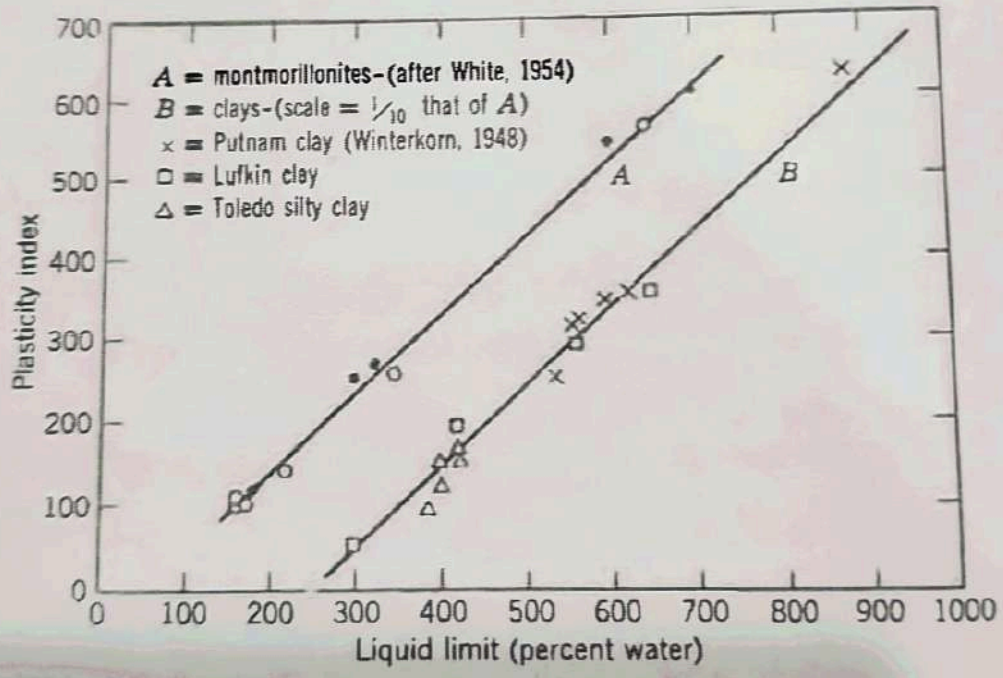
٢-حدود أتربرج

ان حدود اللدانة توضح التغير الحاصل في المحتوى الرطوبي بين القوام الأملس والناعم الى الحالة اللدنة ، والممثلة لأدنى نسبة مئوية في رطوبة التربة والتي يمكنها تكوين الأوحال. ان التحويرات الحاصلة في دقائق التربة نتيجة لانزلاق الدقائق فوق بعضها البعض عند اضافة الماء الكافي لتشكيل الأغلفة المائية يعتمد على كمية وطبيعة المواد الغروية الموجودة في التربة. ان كمية الماء الموجودة في التربة عندما تكون التربة عند حدود اللدانة تكون عند الشد المحصور تصل بين ٦٦٦- ٢٠٠٠ سم ماء ، حيث يعد الشد السطحي عاملا مؤثرا لاحداث التلاصق للتربة ، أما عند زيادة سمك الأغلفة المائية حول دقائق التربة والتي عندها يقل التلاصق يحدث الجريان بمجرد تسليط أي قوة عليها وتدخل ضمن حدود السيولة ، وتعتمد على عدد الاغلفة المائية الموجودة والتي تشغل الجزء الاكبر من المسامات البينية Greacen ، ١٩٦٠ . ان دليل اللدانة يعد قياساغير مباشر للقوة اللازمة لتكوين أشكال من التربة ويعد دالة لعدد الأغلفة المائية والممثلة لكمية الماء الواجب اضافته لنظام التربة لغرض زيادة المسافة بين الدقائق كما موضحا في المعادلة الاتية لحساب قوة التلاصق بين الدقائق :

$$F = \frac{4\pi\, rk\sigma \cos\alpha}{d}$$

حيث ان F تمثل قوة التلاصق للأغلفة المائية بين دقيقتين من التربة ، K مقدار ثابت r هي نصف قطر الدقائق ، σ هي الشد السطحي ، α زاوية التلامس بين الماء ودقائق التربة وغالبا ما تفترض أنها مساوية للصفر ، d تمثل المسافة بين الدقائق .

ويحدث الجريان عند هذه الحدود بسبب زيادة سمك الاغلفة المائية . يتضح من ذلك بأن هناك علاقة مباشرة بين دليل اللدانة وحد السيولة كما موضحة في الشكل (٤ – ١) ، يتضح من الشكل بأن المنحني الخاص بمعدن المونتمور اللونايت بين نموذجين مختلفين مشبعين بكاتيونات مختلفة ، بينما طين بتنام وطين توليدوا الغريني يعود الى النظام المتجانس ، ويظهر بان المنحنيين متوازيين وهذا يعني أن المنحني B سوف يكون بحالة مستمرة مع المنحني A عند رسم المنحنيين بنفس المقياس .

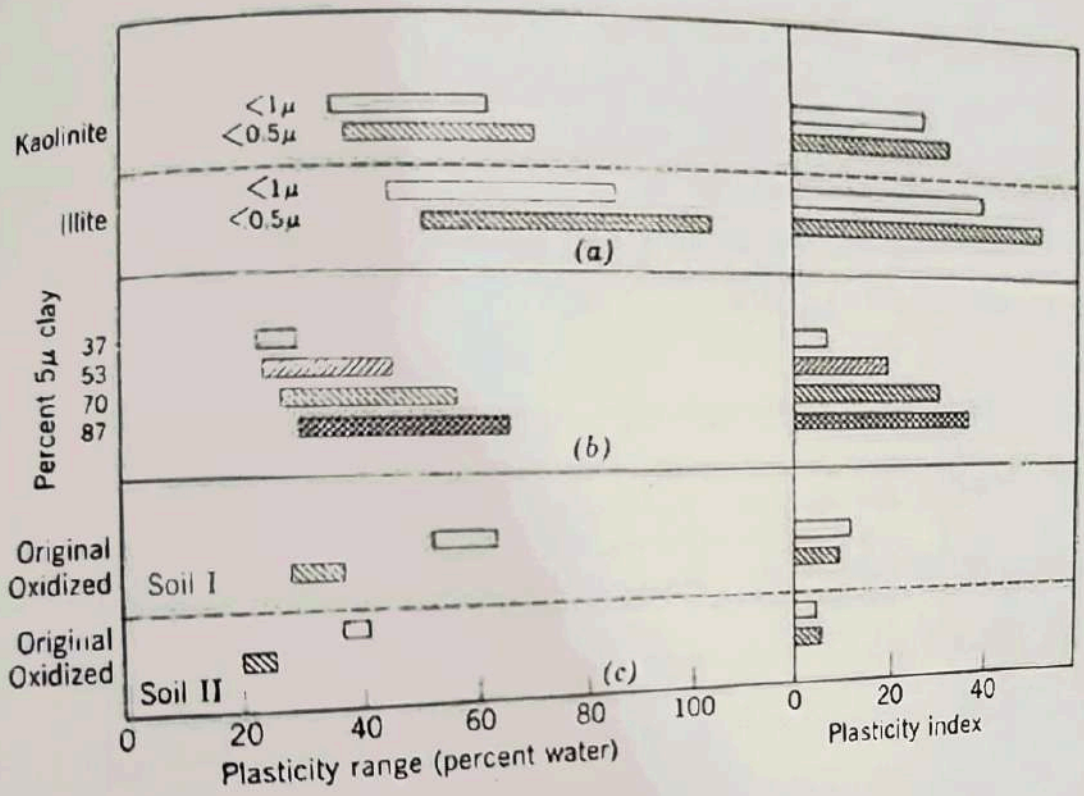


شكل (٤– ١) العلاقة بين دليل اللدانة وحد السيولة .

٣– العوامل المؤثرة على حدود اتربرج

١– المحتوى الطيني : بسبب أن اللدانة دالة لمفصولات التربة الناعمة ، لهذا فالترب المختلفة تظهر صفات لدانة مختلفة طبقا لكمية ما تحتويه من دقائق طينية . اوضح اتربرج (Atterberg ، ١٩١١ و ١٩١٢) بأن زيادة نسبة الطين تجعل دليل اللدانة مرتفعا عند

المحتوى الرطوبي المعين وبالتالي ترتفع اللدانة ، وهذا ما يوضحه الشكل (٤ – ٢).
يلاحظ ايضا المحتوى الرطوبي عند حدود اللدانة يقل تدريجيا مع قلة المحتوى الطيني. ان
قلة المحتوى الطيني يقلل حد السيولة ويتبعها قلة دليل اللدانة ، رغم أن حد السيولة يعتمد
على عدد الأغلفة المائية الموجودة وطبيعة الغرويات السطحية .



شكل (٤ – ٢) العوامل المؤثرة على حدود اتربرج أ – تأثير حجم الدقائق ب – تأثير المحتوى الطيني جـ – تأثير المادة العضوية
عن White, 1949

هناك علاقة مباشرة بين قلة النسبة المئوية للطين والمحتوى الرطوبي عند هذه الحدود .
ومن هذه العلاقة يتضح بأن النسبة بين النتائج الملاحظة الى المحسوبة لحد السيولة تتغير
بين ١,٠ – ١,١ ان الشكل (٤ – ٢أ) يوضح أن المفصولات لكل من معدن اللايت
والكاوولونايت والاقل من ٠,٥ مايكرون تكون ذات لدانة أعلى من الدقائق ذات الاقطار
الأقل من ١ مكرون ، وأن اللدانة لمعدن اللايت أكبر مما للكأوولوتايت ويشبه الى حد
النتائج الموجودة في الشكل (٤ – ٢ب) . وعليه ، فان المحتوى الطيني يحدد مقدار السطح
الممكن ان يدمص أكبر جزء ممكن من جزيئات الماء ، وانتظام الأغلفة المائية حول الدقائق
المسؤولة عن التلاصق ومن ثم اللدانة ، التي يمكن عدها دليل قياس غير مباشر للمحتوى

الطيني والذي يوضح كمية الماء المكونة للأغلفة المائية الواقعة بين حدود اللدانة و حدود السيولة .

ب- نوعية معادن الطين :

يلاحظ من نتائج دراسة اتربرج(Atterberg ، ١٩١١ ، ١٩١٢) أن معادن التربة ذات البناء الصفائحي أو الطبقي الشكل تسلك سلوك ترب لدنة عند طحنها ، أما الكوارتز والفلدسبار ذو البلورات المرتبط مع التراكيب الرباعية للتدراهيدرا تكون غير لدنة ، في حين ان الكاوولونايت المسكوفايت ، البيوتايت وبقية المعادن ذات البلورات المربوطة على هيئة صفائح تكون لدنة وهذا الاختلاف يعود الى زيادة مساحة السطوح وتلامسها مع بعضها عن طريق الدقائق المكونة للأشكال الصفائحية. ويلاحظ بأن الترب لاتمتلك جميعها الكميات المتساوية من هذه المعادن الأولية لتتساوى في تأثيرها على حالة اللدانة ، في حين نجد المعادن الثانوية لها تراكيب طبقية مشابه الى المعادن الأولية والتي تساعد على ابراز ظاهرة اللدانة وتأثيرها على مقدار ما تمتصه من ماء على سطوح دقائقها ومن ثم تعطي صفات فيزيائية معينة مثل الكثافة الظاهرية للماء الممتص على سطوحها ، وتأثير ذلك على حدوث بعض التفاعلات المتداخلة مع الطين. ان امتصاص الماء على هيئة بخار من قبل المعادن الطينية يزداد طبقا للتسلسل الآتي :

المونتمور اللونايت > البيدلايت > الايت > الكاوولونايت. وهذا التسلل يتبع ارتباط جزيئات الماء بالقرب من سطوحها. في حين تمدد المعادن يتبع التسلسل الآتي :

الفيرموكيولايت > المونتمور اللونايت > الايت > الكاوولونايت. هناك اختلافات واسعة في حدود اتربرج بين النماذج المختلفة لمعادن الطين، وهذه الاختلافات تعود الى الاختلافات في الاحلال المتماثل ضمن البلورات ، بناء المعدن وطبيعه الكاتيونات المتبادلة وربما يعود الى تأثير الدقائق الكبيرة. ان قيم الكاؤونايت تتراوح بين ٠,٣٣ - ٠,٤٦ واللايت ٠,٩٠ والمونتمور اللونايت المشبع بالكالسيوم والصوديوم ١,٥ و ٧,٢ على التوالي(Skempton، ١٩٥٣) رغم ان دليل اللدانة لمعظم المعادن الطينية يزداد مع السطح النوعي ، وان زيادة اللدانة لكل وحدة مساحة من السطح النوعي تكون كبيرة لمعدن المونتمور اللونايت (Winkler, Platen ، ١٩٥٨). لاتوجد أية اختلافات في دليل

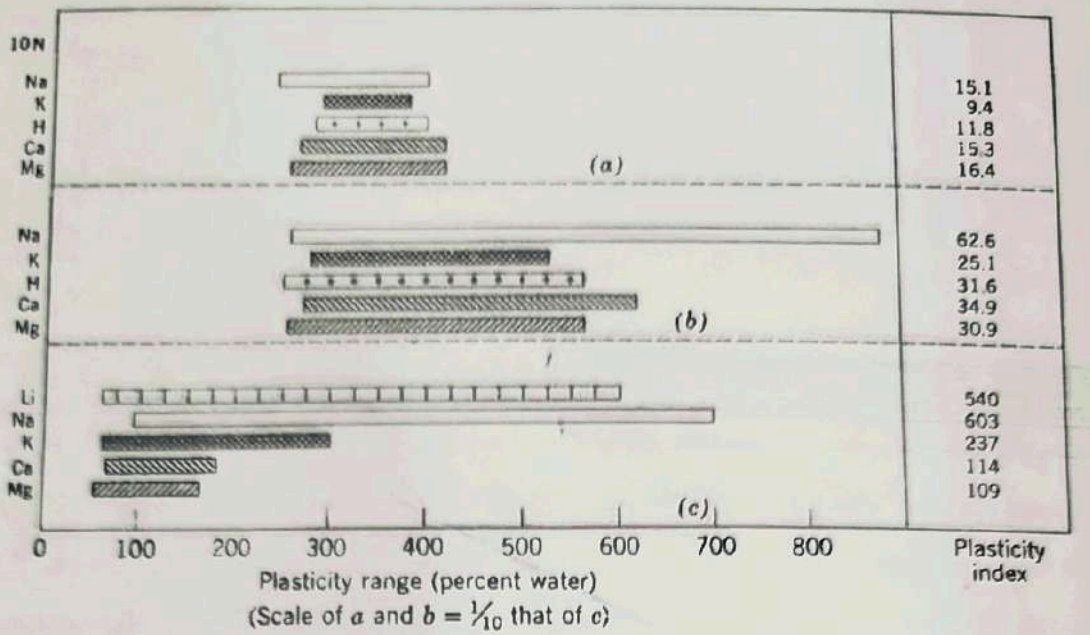
اللدانة عند تقدير اللدانة بمحلول كلوريد الصوديوم ذو عيارية ٣,٦ وذلك لأن اللدانة تكون كدليل لكمية السطح النوعي عند التشبع بكلوريد الصوديوم ذو عيارية اقل من ٣,٦ ، وهناك اختلافات قليلة في دليل اللدانة لمعدن اللايت عند استخدام الماء أو المحلول الملحي . في حين ان دليل اللدانة لمعدن الكاوولونايت يكون بدرجة أكبر عند استخدام المحلول الملحي ويعود ذلك الى زيادة السطح النوعي والنشاط لكل وحدة مساحة . أما بالنسبة الى دليل اللدانة لمعدن المونتمور اللونايت فيكون واضحاً بدرجة كبيرة في المحلول الملحي وذلك بسبب حماية الطبقات الداخلية من التمدد والانكماش الحاد للطبقة المزدوجة .

جـ - طبيعة الكاتيونات المتبادلة : ان الكاتيونات المتبادلة لها تأثيرات كبيرة على لدانة التربة ، والشكل (٤ - ٣أ) يبين التأثير المثالي للكاتيونات المتبادلة لترب مختلفة (Baver ، ١٩٢٨) ويمكن ملاحظة مايأتي :

١- تشبع التربة بالصوديوم يجعل التربة لها أقل حد اللدانة وكذلك حد السيولة مما يجعل دليل اللدانة عاليا .(الفرق بين حدي اللدانة والسيولة)
٢- عند التشبع بالبوتاسيوم تظهر دليل لدانة واطئة ، وكذلك حد السيولة يكون واطئاً .
٣- أما عند التشبع بكل من الكالسيوم والمغنسيوم يكون لها سلوك متشابه ، ويكون لها قيم عالية لحدي اللدانة والسيولة عند مقارنتها مع هذه الحدود عند تشبيعها بالصوديوم والبوتاسيوم وفي حالة المغنسيوم يكون دليل اللدانة أكبر من الكالسيوم .
٤- أما عند التشبع بالهيدروجين فيحصل لها تذبذب في قيم اللدانة والسيولة .

ان قيم اللدانة للمعدن بيدلايت موضحة في الشكل (٤ - ٣ب) ، حيث يلاحظ ثلاث صفات متغيرة لتمدد صفائح الطين ، أولها ارتفاع حد السيولة عند التشبع بالصوديوم ، وثانيا انخفاض حد السيولة ودليل اللدانة عند التشبع بالبوتاسيوم ، وثالثا عند التشبع بالكاتيونات المختلفة فيكون هناك تأثير على حد اللدانة مشابهاً لبقية المعادن عند تعرضها لنفس العملية ويلاحظ عند التشبع بالصوديوم والبوتاسيوم أن حدود اللدانة لاتكون واطئة بنفس درجة تأثرها عند التشبع بالكاتيونات الثنائية .

ان تأثير التبادل الكاتيوني على لدانة معدن عند تشبيعه بالصوديوم ، في حين نرى أن حد اللدانة والسيولة ودليل اللدانة ذو سلوكية متقاربة أو متغيرة عند تشبيع نفس المعدن



شكل (٤– ٣) تاثير الكاتيونات المتبادلة مع لدانة التربة أ– معدن اللايت ، ب– معدن البيديلايت جـ– معدن المنتمور اللونايت.

بالبوتاسيوم والكالسيوم والمغنسيوم وذلك لأن البوتاسيوم الأحادي التكافؤيقوم بنفس عمل الكاتيون الثنائي الذي يؤثر على صفات اللدانة. أما عند التشبيع بكل من الليثيوم والصوديوم لمعدن المونتمورِاللونايت فتكون قيم كل من حد السيولة ، ودليل اللدانة أكبر من نفس القيم عند تشبيع المعدن بكل من البوتاسيوم ، الكالسيوم ، والمغنسيوم ، يعود سبب الاختلاف الى أن كل من الصوديوم والليثيوم يؤديان الى زيادة تمدد معدن المونتمور اللونايت لارتفاع الضغط الأزموزي وتفرقه صفائح المعدن ويصبح لدنا عند تكوين ١٠ جزيئات مائية على شكل طبقات بين التركيب البلوري للمعدن لتكوين أغلفة مائية مستمرة وذلك لأن زيادة كمية الماء المستلمة من قبل صفائح المعدن يزداد معها سمك الاغلفة المائية لحدود الانزلاق (Michaels ، ١٩٥٩). في حين يلاحظ في حالة البوتاسيوم أن حجم ايون البوتاسيوم لايجعل طاقة التميع واطئة فقط بل اعاقة تداخل انتظام جزئيات الماء عند تميع الغرويات السطحية ، وأن خفض طاقة التميع لايمكنها التغلب على

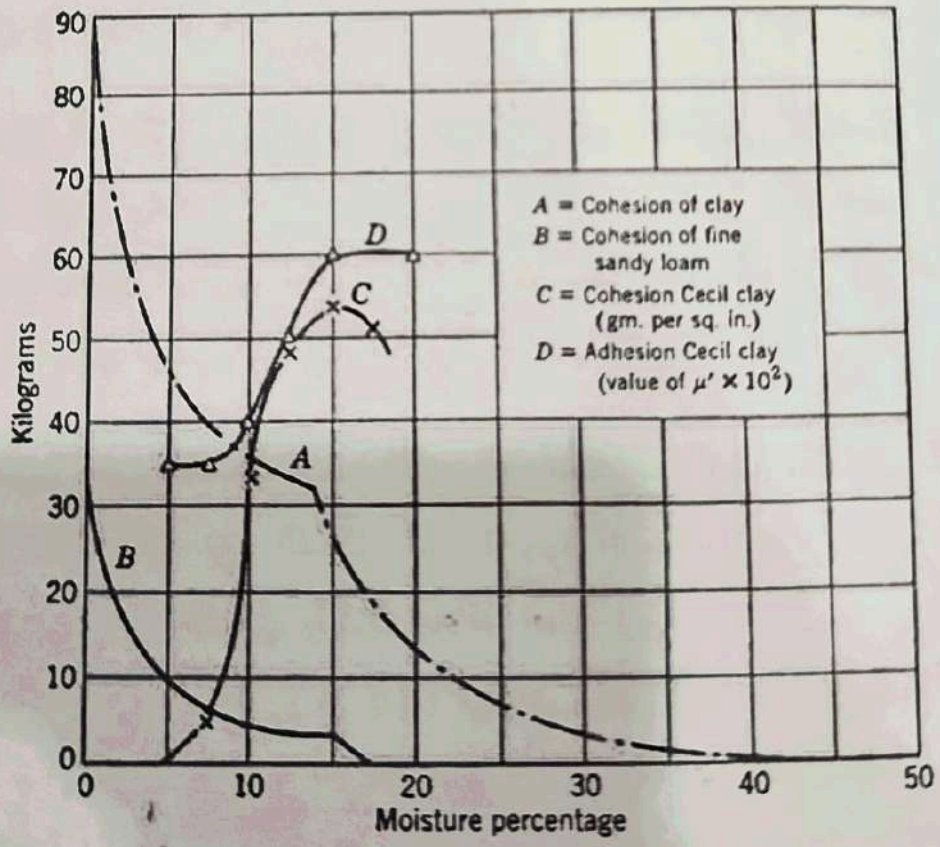
قوة الجذب الكهربائية عند تميع سطح المعدن الطيني. رغم كل ذلك فان ايون البوتاسيوم يحصل له تثبيت بين الطبقات الداخلية عند تجفيف المعدن ويربط الوحدات الطبقية مع بعضها البعض وينتج عنها تكوين بناء لمعدن اللايت الذي يقلل من امتصاص الماء. أما من ناحية الكاتيونات المتعددة التكافؤ فعند استخدامها في عملية التشبيع يعمل على ربط الصفائح المتعددة ومن ثم يحدد تكوين الطبقة المائية بين الصفائح ومن ثم تكون قيم حدي اللدانة والسيولة ودليل اللدانة متشابه.

أما تأثير الأيونات على المعادن غير المتمددة فيكون مختلفا عند المقارنة مع معدن المونتمور اللونايت حيث يلاحظ بأن أيونات الليثيوم والصوديوم تميل لخفض قيم حد ودليل اللدانة عند مقارنتها مع الكاتيونات الثنائية والاختلاف لايكون كبيراً والسبب في ذلك يعود الى قلة معدل التبادل الكاتيوني. أما اذا كان الكاتيون الأحادي غير متميعا عند امتصاصه للماء فوجوده على السطح سوف يعيق انتظام جزئيات الماء ونتيجة لذلك تقل اللدانة، حيث أن طاقة التميع العالية للكاتيونات الثنائية تسبب رفع حدود اتربرج (Hendricks واخرون، ١٩٤٠).

د- **المادة العضوية**: ان للمادة العضوية دوراً متميزاً في عملية اللدانة، ويلاحظ من قياسات اللدانة لترب مختلفة بأن حدود اتربرج للطبقات السطحية أعلى في محتواها الرطوبي من الطبقات الأخرى ويعود هذا الأختلاف الى وجود المادة العضوية في الطبقات السطحية، أما عند أكسدة المادة العضوية ببروكسيد الهيدروجين فتؤدي الى خفض حد اللدانة، وهذا يتضح من الشكل (٤ - ٣ج). ان وجود المادة العضوية في التربة بنسبة ٣,٥٪، تحتاج الى ٢٠٪ من الرطوبة للوصول الى حد اللدانة، في حين ان دليل اللدانة لايتغير عند اكسدة المادة العضوية. ان المادة العضوية لها القدرة العالية على امتصاص الماء، حيث يتم التميع للمادة العضوية عن طريق تغليف الماء حولها قبل تشكيل الأغلفة المائية حول الدقائق المعدنية، وبعد ذلك تصل لحد اللدانة عند الوصول الى مستويات رطوبية أعلى نسبياً من الرطوبة اللازمة لتشكيل الأغلفة المائية. وفي النهاية يكون اضافة الماء دالة فقط لاتساع الأغلفة المائية لحين حدوث الجريان ويكون وجود المادة العضوية ذا تأثير قليل على هذا النوع من الماء ونتيجة لذلك لايكون مؤثرا على دليل اللدانة. ان وجود المادة العضوية في التربة يتيح الفرصة لاجراء عملية الحراثة حتى عند احتواء التربة على رطوبة بحدود ٥٢٪ بدون تكوين الأوحال فيها، ويجعل التربة أكثر نعومة وهشة.

٣- تغيرات قوة التماسك مع المحتوى الرطوبي

قوة التماسك تعرف بأنها قوة التجاذب بين أى جسمين متشابهين فقد يكون التماسك بين دقيقة تربة مع دقيقة تربة أو جزيئة ماء مع جزيئة ماء. ان قوة التماسك تزداد مع قلة المحتوى الرطوبي طبقا لقلة الأغلفة المائية، ويلاحظ بأن الطين له قوة تماسك أكبر من الترب الرملية المزيجية ويكون سبب ذلك كبر سطح التلامس. يلاحظ بأن هناك جزئين متميزين للمنحني أوب في الشكل (٤- ٤)، حيث ان نقطة الانكسار توضح حدود الانكماش للتربة ودخول الهواء للمسام والتى تكون أصلا مملوءة بالماء. ان التماسك عند المحتوى الرطوبي الواقع فوق هذه يكون طبقا لقوة الأغلفة، وتحت هذه النقطة قوة التجاذب بين الدقائق الداخلية تكون طبقا لقوة فان درفال والتي يكون لها السيادة تحت مثل هذه الظروف. وعليه فان التماسك يكون طبقا للتجاذب الداخلي في حالة الترب الرملية الناعمة والمزيجية تزداد بدرجة قليلة مع نقصان المحتوى الرطوبي تحت نقطة الانكسار، في حين تزداد في الطين بسرعة عند المحتوى الرطوبي الواطئ. ان المحني جـ في



شكل (٤- ٤) علاقة التلاصق والتماسك مع رطوبة التربة (المنحني أ و ب) للترب الموحلة (عن Johaunsen, 1914) (والمنحني جـ و د) للترب غير المؤهلة (عن Nichols, 1931).

الشكل الأنف الذكر يوضح التغيرات في قوة التماسك لبعض الترب الطينية عند زيادة المحتوى الرطوبي ، حيث يلاحظ بانه عند تشكيل الأغلفة المائية تزداد بسرعة قوة التماسك الى اقصى ما يمكن وبعدها تقل وهذا يعود الى فقدان التماسك الناتج من زيادة سمك الأغلفة المائية بين الدقائق ، أقصى قيمة للتماسك تتم في حالة ارتفاع نسب الطين في الترب ، في حين نرى أن الترب الرملية والجافة لاتمتلك قوة تماسك . ان المنحني أ وجد في الشكل الأنف الذكر ربما يظهر تناقص مفاجئاً اولا (مثال المنحني أ يظهر زيادة في قوة التلاصق تحت مستوى رطوبي ١٥ ٪ ، في حين المنحني جـ يظهر تناقصا وهذا الاختلاف يكون طبقا لطريقة تهيئة الطين ، ففي الحالة الأولى تتكون الأوحال ويحصل الجفاف ، وفي الحالة الثانية لاتكون الأوحال) . يجب ملاحظة أن التماسك في المنحني جـ يبدأ في النقصان مع زيادة المحتوى الرطوبي بعد وصوله الى اقصى ما يمكن ، ويصبح موحلاً بعد وصول المحتوى الرطوبي حوالي ١٥ ٪ يحصل التوافق بين المنحنين بعد هذه النقطة ، ويحصل نقصان في التلاصق بعد زيادة المحتوى الرطوبي في كلا الحالتين .

٤- قوة الالتصاق والاغلفة المائية

يعرف الالتصاق بأنه القوة التي تربط بين جسمين غير متشابهين كالتصاق دقائق التربة مع جزيئات الماء ، ويحدث التصاق أي جسم مع دقائق التربة عند اقصى محتوى رطوبة للتربة ، وعند المحتوى الرطوبي العالي ، يكون الماء ممسوكا بأقل قوة من قبل الدقائق وتتجاذب على سطوح أي جسم لتشكل أغلفة رابطة بينها وبين التربة .

وان اقصى محتوى رطوبي يحدث عنده الالتصاق يعتمد على كمية الماء التي تحتاجها التربة لتكوين الاغلفة المائية بين الدقائق المفردة وقوة التجاذب على سطوح الجسم الغريب ، وترتبط مع المحتوى الغروي وتكون علاقة خطية بينها
وهذا مايوضحه المنحنى د في الشكل (٤-٤) ، ويكون شكل التلاصق على هيئة الحرف S . لهذا فان التلاصق يتناسب طرديا مع الشد السطحي للسائل المفرق وهذه العلاقة الخطية للترب الطينية المزيجية موضحة في المنحني أ في الشكل (٤-٥) ، وان الخط المستقيم يمثل العلاقة النظرية التي يمكن الحصول عليها عندما يكون التلاصق معتمداعلى جهد الشد ضمن الاغلفة المائية والتي تكون تماما مستمرة ونتيجة لذلك قيمة التلاصق