

مقدمة

تعد التربة أحد أهم الموارد الطبيعية, إن لم تكن أهمها على الإطلاق, وإذا اعتبرنا أن الغذاء والكساء هما أساس الحياة فالتربة هي الحياة نفسها.

تشكل دراسة نشأة التربة وتكوينها, أحد الجوانب الأساسية في علم التربة, حيث يبحث هذا الجانب في عمليات تكوين التربة وتطورها وماهية التغيرات التي تطرأ عليها, إضافة إلى العمليات المنشئية Pedogenetic processes التي تحصل في التربة, تلك العمليات التي تؤدي إلى تحديد التغيرات التي تتعرض لها خصائص التربة المختلفة, هذه التغيرات التي تؤثر بدورها بشكل مباشر أو غير مباشر على طبيعة نظام استثمار التربة, لذلك لا بد من معرفة هذه الظواهر ونتائجها المختلفة حتى يتسنى لنا إدارة هذا المورد الهام بالطريقة التي تضمن استدامة هذا الاستثمار.

وإذا كان لكل مؤلف مادته المميزة, فإن لهذا الكتاب طابعه الخاص في معالجة مواضيعه المختلفة, بدءاً من تكوين التربة وحركة بعض العناصر المهمة وسلوكها في التربة, إلى بعض الظواهر المنشئية وتكوين بعض الآفاق والترب, بشكل يغطي مفردات منهاج هذا المقرر, و يتفق مع منهجية المراجع العلمية المتخصصة, مع التأكيد على الجوانب التطبيقية الهامة لبعض مواضيع هذا الكتاب. وقد توخينا أن تكون مواضيع هذا الكتاب, الأقرب لطبيعة أراضينا العربية والأكثر شيوعاً فيها.

هذا، وإن غاية ما نرجوه أن يسدّ هذا الكتاب، بما يضم بين دفتيه، ثغرة في المكتبة العلمية العربية، ليكون مرجعاً في مادته للمختصين والدارسين على حد سواء.

وأخيراً أود أن أتقدم بالشكر لكل من أسهم في إنجاز هذا الكتاب وإخراجه، أملاً أن يحقق الغاية المرجوة.

والله ولي التوفيق

المؤلف



فكرة عن منشأ التربة Concept of soil genesis

- الأفكار السابقة عن منشأ التربة:

تعد أنظمة تقييم الأراضي التي تضمنت تصنيفاً للتربة والتي نشأت في الصين خلال فترة Vao dynasty (2357 - 2261 ق.م)، واحدة من الأنظمة الأقدم في العالم، حيث تم ترتيب التربة في تسعة صفوف، اعتماداً على إنتاجيتها، حيث وضع اقتراح على أن تكون ضريبة الأملاك حسب حجم مساحة الأرض من جهة وإنتاجيتها من جهة ثانية.

اعتبرت التربة في الماضي البعيد (قبل 1600 ق.م) وسط لنمو النبات، أما بالنسبة للمعرفة حول سلوك التربة فقد انتقلت من جيل إلى آخر، وذلك من خلال المشاهدات المختلفة.

على سبيل المثال: كان مزارعو القرون الوسطى Middle ages على دراية تامة بأن إضافة السماد البلدي إلى التربة، يحسن من نمو النبات، وكانت هناك علاقة وطيدة بين إنتاج كل من النبات والحيوان.

اعتباراً من ستينيات القرن السابع عشر اقترح أعضاء الجمعية الملكية في لندن مخططات Schemes لتصنيف الأراضي تتضمن عناصر طبيعية أو منهجية علمية في تحديد معطيات التصنيف أو قرائنه Criteria.

بعد هذه الفترة، أدى التركيز على الكيمياء الزراعية (وخاصة كيمياء الخصوبة)، والجغرافيا والجيولوجيا إلى توفير قاعدة هامة لبداية علم التربة كعلم مستقل (علماً أن هذه المعلومات كانت متناثرة)، وذلك في نهاية القرن التاسع عشر

وخاصة في روسيا على يد Dokuchaev وزملائه، وفي الولايات المتحدة على يد Hilgard وزملائه، كل على حده.

في عام 1883 قام Dokuchaev بتنفيذ دراسة حقلية شاملة في روسيا، وبين وجود ترب مختلفة تماماً بعضها عن البعض الآخر. وذلك اعتماداً على الصفات المورفولوجية، وبناءً على هذه الدراسة افترض وجود عوامل بيئية مختلفة نتج عنها تكوين ترب مختلفة، وبعد ذلك عرف Dokuchaev التربة على أنها جسم طبيعي مستقل متطور، تكونت تحت تأثير خمسة عوامل أهمها، حسب رأيه، الغطاء النباتي والمناخ، وقد صاغ فكرة العوامل الخمسة التي يمكن أن تسهم في وضع مخطط لدراسة التربة كظاهرة طبيعية، لذلك فإن تصنيف التربة الذي وضعه Dokuchaev وزملاؤه، اعتمد بشكل أساسي على عوامل تكوين التربة وعمليات تكوين التربة، إضافة إلى الأفاق التشخيصية وصفات التربة، لقد تم التركيز في منهجية التصنيف على منشأ التربة، لذلك فقد أطلق على نظامه التصنيفي، بالتصنيف المنشئي genetic classification.

أكد Hilgard (1892) على العلاقة بين التربة والمناخ، التي عرفت فيما بعد بفكرة النطاق المناخي climatic zone concept ، وضع Coffey (1912) أول نظام لتصنيف التربة في الولايات المتحدة، معتمداً على أسس منشأ التربة لديكوتشايف وكليнка Glinka. ثم قام Marbut عام 1951، بإدخال فكرة Coffey في برنامج مسح التربة في الولايات المتحدة، وعندها اعتمد نظام تصنيف التربة في الولايات المتحدة على أسس منشئية، وذلك خلال الفترة 1912-1960.

من عام (1941) وضع Jenny وصف تفصيلي لعوامل تكوين التربة الخمسة المسؤولة عن تطور أنواع الترب المختلفة، وفي عام 1959 أكد

Simonson أن العديد من العمليات المنشئية قد تحدث من الوقت نفسه أو تكون متتالية في التربة. لذلك فإن اعتماد تصنيف التربة على الأسس المنشئية، قد يكون غير مجد.

هناك علماء تربة آخرون مثل Guy D. Simith، أكدوا على أن منشأ التربة أو العمليات المنشئية في التربة على قدر كبير من الأهمية في تصنيفها، لكن العمليات المنشئية لا يمكن اعتمادها كأساس لتصنيف التربة، لأنه من الصعوبة بمكان القيام بعملية تقدير لهذه العمليات أو مراقبتها فعلياً في الحقل.

الأفكار الحالية في منشأ التربة وتصنيفها:

أدت عملية تصنيف التربة، على أساس العوامل البيئية الخارجية والعمليات المنشئية المقترحة في تمييز صفات التربة المختلفة، إلى عدم الرضا بين بعض علماء التربة وخاصة في الولايات المتحدة وذلك في فترة الخمسينات والستينات، كما تم التأكيد على أن هناك عدم شك Uncertainty حول الأفكار التي تتعلق بعوامل تكوين التربة، وتغير بعض الظروف البيئية على سطح الأرض Landscape. والعديد من العوامل المنشئية تعمل في أي تربة، وأحياناً تحل عملية مكان عملية أخرى، لذلك فإنه يصعب التعرف على هذه العمليات في التربة، بسبب كون التربة متعددة المنشأ، إضافة لذلك فإنه من الصعب إجراء التقييم النسبي لأهمية كل عامل من عوامل تكوين التربة الذي يسهم في تطور نوع معين من التربة.

إضافة لما سبق، لم يكن هناك اتفاق حول تصنيف عدد من الترب اعتماداً على منشأها. علماً أن المعلومات المتوفرة حول عمليات تكوين التربة لا زالت محدودة، لأن المعرفة ما زالت غير كاملة حول هذه العمليات، لذلك فقد أصبح من

الواضح (حسب العلماء الأمريكيان) السعي لوضع نظام تصنيفي يكون موضوعياً Objective ، بدلاً من أن يكون غاية أو هدفاً (Subjective).
وبناءً على ذلك طور العلماء الأمريكيان نظاماً تصنيفياً يدعى U.S.D.A soil Taxonomy ، وتم التعبير عنه بنظام تصنيف التربة الطبيعي natural soil classification system الذي صدر عام (1975) (وصدرت فيما بعد النسخة الثانية المعدلة منه عام 1999)، وعملية التطوير مستمرة من خلال ما يسمى المفاتيح لتصنيف التربة Keys to soil taxonomy، لقد اعتمد نظام Soil taxonomy على الأسس التالية:

- تصنف التربة حسب خصائصها.
 - يجب أن تكون خصائص التربة قابلة للملاحظة أو القياس.
 - يجب أن تكون خصائص التربة، إما مؤشراً على منشأ التربة أو ناتجة عن منشأ التربة.
- هناك أفكار أخرى في هذا المجال وفي دول متعددة، لكن معظمها يتفق على البناء الهرمي لتصنيف التربة. حيث تزداد الصفات المتشابهة بين الترب كلما اقتربنا من قاعدة الهرم، والعكس صحيح. حيث يكون في قمة الهرم صفة واحدة مشتركة تجمع بين عدد من الترب.
- إن القرائن التي استخدمت لتحديد المستويات المختلفة في النظم التصنيفية هي:
- نواتج العمليات المنشئية في التربة، على أساس الفرضية التي تقول إن التربة في حالة توازن مع الظروف البيئية، وتعكس تأثير عوامل تكوين التربة السائدة.
 - خصائص التربة التي تعبر عن نواتج العمليات المنشئية التي أدت إلى تكوين تربة معينة.



الباب الأول

تكوين التربة

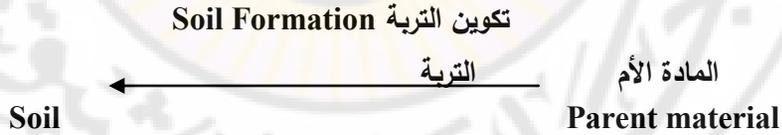
Soil Formation

الباب الأول

تكوين التربة Soil Formation

1- مقدمة Introduction:

يطلق على عملية تحول الصخور إلى تربة عبارة تكوين التربة أو تشكلها Soil formation ، ومن المعروف أن هناك العديد من أنواع الصخور التي تتحول إلى تربة والتي تتكون منها التربة، ومن أهم هذه الصخور: الغرانيت - البازلت - الحجر الكلسي - الحجر الرملي - الشيست - الميكاشيست واللوس وغيرها، ولتجنب الخوض في تسميات أنواع الصخور التي تكونت منها التربة، فإنه يفضل أن يطلق على هذه الصخور مجتمعة أو مفردة تعبير المادة الأم Parent material أو الصخرة الأم parent rock ، دون التطرق إلى اسم الصخر. يمكن التعبير عن العلاقة الموجودة بين المادة الأم والتربة، بالشكل البسيط التالي:



تحتم هذه المعادلة إضافة عامل جديد وهو عامل الزمن، لأن حالة التربة أو نظام حالة التربة State of soil system ، يختلف مع الزمن، على سبيل المثال، عند ظهور قطعة من صخر الغرانيت على سطح الأرض، بعد أن كانت في الأعماق، سوف تتعرض هذه القطعة من الغرانيت إلى خصائص وظروف المكان الجديد، التي تختلف عن خصائص وظروف المكان القديم، حيث تصبح

عندها حالة قطعة الغرانيت غير مستقرة حتى تتحول إلى شكل تستطيع أن تصبح معه مستقرة (عملياً حتى تتحول إلى تربة).

إن عملية التحول هذه (أي تكوين التربة، تكتمل خلال فترة زمنية معينة، لتعطي تربة ناضجة (Mature soil)، هنا يمكن الإشارة إلى مرحلة عدم الاستقرار (مرحلة التحول) التي قد تقصر أو تطول تبعاً لعدد كبير من العوامل، وبناءً على ذلك يمكن تقسيم عملية تكوين التربة إلى المراحل التالية:



تعامل التربة في الحالة السابقة على أساس أنها نظام متحرك Dynamic system وفيها يتم التأكيد على تغير صفات التربة مع الزمن، وقد تكون هذه الفكرة عن تكوين التربة عامة بعض الشيء، وذلك بسبب وجود الكثير من العوامل التي يمكن أن تتدخل في عملية تكوين التربة.

1 2 - عوامل تكوين التربة Factors of soil formation:

يمكن القول إن التربة عبارة عن نظام معقد Complex system إلى حد بعيد، يملك عدداً كبيراً من الصفات التي يرتبط بعضها مع البعض الآخر بشكل وثيق، ويعبر عن هذه الحالة: "Soil is an exceedingly complex system possessing a great number of properties" لذلك فإن تثبيت أي صفة

من هذه الصفات، سيؤدي بطبيعة الحال إلى تثبيت الصفة الأخرى المرتبطة بها،
على سبيل المثال:

لا يمكن اعتبار أيون الهيدروجين المسؤول عن حموضة التربة، وأيون
الهيدروكسيل المسؤول على قلوية التربة، عاملين مستقلين، لأن أي تغيير في
تركيز أي منهما سوف يتبعه تغيير في تركيز الآخر، وكذلك الأمر بالنسبة لبناء
التربة والمادة العضوية. وأيضاً وجود أكاسيد الحديد ولون التربة.

إضافة لصفات التربة المتعددة، هناك أيضاً عوامل أخرى تدعى بالعوامل
الشرطية أو عوامل تكيف Conditioning factors ، وهي عبارة عن عوامل
قادرة على تحديد نظام التربة، حيث تسمح طبيعة هذه العوامل بالاختلاف أو
التغيير بشكل مستقل، أي يمكن اعتبارها متغيرات مستقلة independent
variables ، وهذه المتغيرات المستقلة هي التي تدعى بعوامل تكوين التربة (هذا
الإدعاء افتراضي إلى حد كبير). وهذه العوامل هي:

Climate	(Cl)	المناخ
Relief	(r)	الطبوغرافيا
Parent material	(p)	المادة الأم
Organism	(O)	الكائنات الحية
Time	(t)	الزمن

تملك هذه العوامل صفة مشتركة وهي أنها مستقلة ومتغيرة، وتعرف نظام التربة، طبقاً لأي تغيير في طبيعة أي عامل أو متغير من العوامل السابقة، سوف يؤثر وبشكل أساسي على المنتج النهائي وهو التربة، ولكن (افتراضياً) ليس على طبيعة بعضها البعض. وهنا يمكن القول: إنه تحت تأثير منظومة معينة من المناخ والكائنات الحية والمادة الأم والتضاريس والزمن، يكون نظام التربة ثابتاً، ويتكون تحت تأثير هذه المنظومة نوع واحد من التربة.

ولقد وضعت عوامل تكوين التربة المذكورة سابقاً، بناءً على مجموعة من الأفكار الخاصة بتكوين التربة، والتي تعود بأساسها إلى المدرسة الروسية اعتماداً على الدراسات الأولية التي وضعها العالم ديكوتشاييف Dokuchaev.

وضمنَ Jenny 1941 هذه الأفكار في كتابه المعروف "عوامل تكوين التربة soil Forming factors"، واعتمدت فرضية Jenny على اعتبار أن عوامل تكوين التربة هي عوامل متغيرة ومستقلة عن التربة منشئياً، لكن ليس بالضرورة أن تكون هذه العوامل مستقلة بعضها عن البعض الآخر.

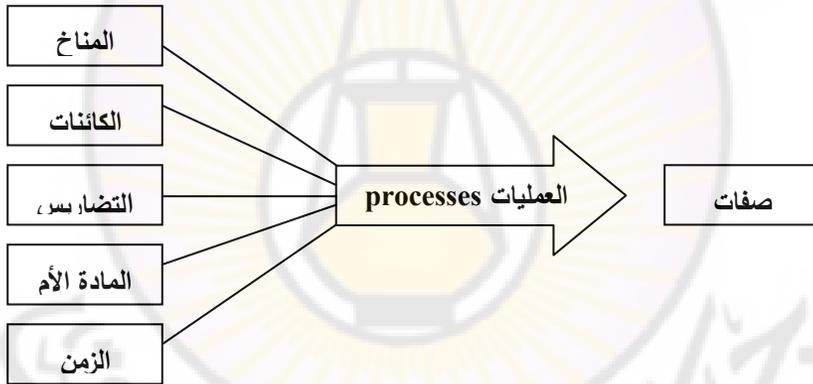
حاول Jenny أن يبين العلاقة بين صفات التربة وأهم عوامل تكوينها من خلال العلاقة التالية:

$$S = f (cl, o, r, p, t, \dots\dots) \quad (1)$$

تدل النقاط في هذه المعادلة على إمكانية وجود عوامل أخرى أقل أهمية من العوامل الأساسية أو محدودة الانتشار كتأثير الفلزات المرافقة من الجو، الحرائق، الفيضانات... إلخ.

تقرض المعادلة (1) وجود علاقة سببية وطيدة Causal بين التربة S وعوامل تكوينها.

أعاد Jenny (1980) النظر في تعريفه لعوامل تكوين التربة كحالة متغيرة وأضاف إليها صفات النظام البيئي ecosystem properties ، والخصائص الحيوانية والنباتية، إضافة إلى صفات التربة. اعتبر فيما بعد أن المادة الأم والتضاريس هما اللتان تحددان الحالة الأولية لتطور التربة. أما المناخ والكائنات الحية، فإنهما يحددان معدل ظهور التفاعلات الكيميائية والحيوية (أي العمليات المنشئية). بالنسبة للزمن فقد أعتبر مقياساً يحدد إلى أي مدى يمكن للتفاعلات السابقة أن تستمر أو تتقدم، ويمكن تمثيل ذلك بالشكل التالي:



وعموماً يمكن تقسيم عوامل تكوين التربة من حيث فاعليتها إلى

مجموعتين:

- عوامل فاعلة active factors وتشمل المناخ والكائنات الحية.
- عوامل منفعة passive factors وتشمل التضاريس والمادة الأم.

ولتسهيل تطبيق المعادلة السابقة (1)، يمكن اعتبار العامل قيد الدراسة، متغيراً والعوامل الأخرى ثابتة تقريباً، مثلاً لو اعتبرنا أن العامل المراد دراسته هو المناخ، فتسمى العلاقة "Climofunctions" (المناخ هو المتغير) وتكتب المعادلة عندئذ كما يلي:

$$S = f \{ (CI), O, r, P, t, \dots \} \quad (2)$$

وهكذا بالنسبة للعوامل الأخرى. يطلق عادة على مدى تعاقب تأثير كل عامل من العوامل التي تساهم في تكوين التربة (زمنياً) التعابير التالية:

التعاقب الزمني - التعاقب المناخي - التعاقب الحيوي - التعاقب الطبوغرافي - تعاقب المادة الأم

- Toposequence - biosequence - climosequence - chronosequence - lithosequence.

وفيما يلي استعراض موجز لكل عامل من عوامل تكوين التربة.

1 2 1 المناخ Climate :

بعد المناخ أحد أهم عوامل تكوين التربة، لتأثيره المباشر على عمليات تكوين التربة، وكذلك تأثيره غير المباشر على فاعلية العوامل الأخرى، ويقسم المناخ عادة من حيث المقياس إلى مناخ محلي microclimate ومناخ شامل macroclimate ، يتكون المناخ من عدة عناصر لكن هناك عنصران هامين

وبارزان يلعبان دوراً مهماً في تكوين التربة هما: الرطوبة moisture والحرارة temperature.

1-1-2-1 الرطوبة moisture :

تعتمد كمية الرطوبة التي يمكن أن تحصل عليها التربة وتخزينها على مجموعة من العوامل أهمها:

- شكل وغزارة الأمطار (أمطار، ثلوج،...).
- التغيرات الموسمية.
- معدل التبخر والنتح.
- الانحدار.
- نفاذية التربة.

لقد تم تقسيم العالم إلى مناطق جافة، تتلقى كميات قليلة من الأمطار، ومناطق رطبة، تتلقى كميات زائدة من الأمطار، ويعتبر التباين في كمية الأمطار بين مناطق العالم المختلفة كبيراً جداً، فبعض المناطق لا تتلقى أمطاراً أو تتلقى بضعة ميليمترات سنوياً، ومناطق أخرى تتجاوز فيها كمية الهطول السنوي 2000مم.

يمكن تكوين فكرة أولية عن الخصائص الرطوبية لمنطقة معينة، من خلال معرفة متوسط كمية الهطل المطري السنوي فيها، لكن غالباً من الصعوبة بمكان البناء على هذه الفكرة الأولية دون الأخذ بعين الاعتبار العوامل المختلفة التي تؤثر على حصول التربة على كمية معينة من الرطوبة والتي ذكرت سابقاً.

لقد وضع العديد من الأفكار والمعادلات لتوصيف المناطق حسب رطوبتها، واعتمد في معظمها على كمية الهطول evapotranspiration والأخيرة تعني كمية المياه التي يمكن أن تفقد عن طريق البخر والنتح، ومن أول هذه التقسيمات، المعادلة التي وضعها Penck عام 1910 وهي P / E لتحديد المناطق المناخية وبناءً على ذلك قسم العالم إلى:

$$P < E = \text{مناطق جافة.}$$

$$P = E = \text{الحدود بين المنطقة الجافة والرطبة.}$$

$$P > E = \text{المناطق الرطبة.}$$

$$P < E'' = \text{كمية البخر في المنطقة أكبر بكثير من كمية الهطل.}$$

اقترح بعد ذلك Long 1920، إدخال عامل الحرارة بدلاً من التبخر، وسماها بالعامل المطري Rain factor ووضع المعادلة التالية:

$$\text{Rain factor} = \frac{P}{T}$$

حيث P الهطول السنوي (مم) و T درجة الحرارة المثوية، وكانت هذه المعادلة موضوع نقاش، بسبب انعدام التبخر عند درجة حرارة منخفضة وتصاعده عند درجة حرارة مرتفعة.

حاول De Martonne (1926)، حل مشكلة انخفاض أو ارتفاع درجة الحرارة بإضافة الرقم 10 كعامل، ووضع معادلة تدعى دليل الجفاف:

$$\text{De martonne Aridity index} = \frac{P}{T + 10}$$

بعد ذلك وضع Thornthwaite (1931) معادلته التي تدعى دليل فاعلية الهطول Precipitation effectiveness index ، واقترح تصنيفاً للرطوبة يعتمد على مجموعة قيم الرطوبة الشهرية وتحسب كما يلي:

$$I = \sum_{n=1}^{n=12} 115 \left(\frac{P}{T-10} \right)_n^{\frac{10}{9}}$$

حيث:

P = الهطول الشهري مقدراً بالأنتش

T = درجة الحرارة الشهرية بالفهرنهايت

N = عدد الأشهر

ثم وضع Thornthwaite (1955) معادلة أخرى سماها معامل الرطوبة النسبي Relative humidity index .

$$Hr = 100 \left(\frac{P}{E} - 1 \right)$$

وصنف المناخ بموجب معامل الرطوبة النسبي إلى ثلاث درجات

مناخ جاف = $Hr < -66.7$

مناخ شبه جاف = $-66.7 < Hr < -33.3$

مناخ رطب = $20 < Hr < 100$

وضع امبيرجييه Emberger عام 1955 معادلة، ربط فيها عوامل المناخ من أمطار وحرارة بعامل التبخر، والذي عبر عنه بتفاوت درجتي الحرارة القصوى والدنيا، والتي أدت إلى ما اسماه العامل الرطوبي الحراري Pluviothermic coefficient (Q) ، والتي ركزت على مناطق حوض المتوسط.

$$Q = \frac{1000P}{\frac{(M + m)}{2}(M - m)} = \frac{2000P}{M^2 - m^2}$$

حيث:

P = كمية الأمطار مم/سنة

M = متوسط درجة الحرارة العظمى للشهر الأكثر حرارة (273 + C)

m = متوسط درجة الحرارة الصغرى للشهر الأكثر حرارة (273 + C)

وكلما كانت قيمة Q صغيرة، دل ذلك على شدة جفاف المنطقة، واستناداً إلى قيمة Q، صنف المناخ الحيوي المتوسطي إلى عدة طوابق تختلف في درجة جفافها، وتتراوح بين الطابق المناخي المتوسطي الرطب جداً والطابق الجاف جداً، ويتميز كل منها بغطاء نباتي خاص.

جميع المحاولات التصنيفية السابقة للمناخ أغفلت بشكل أو بآخر عاملاً ثالثاً مهماً جداً، وهو العامل الطبوغرافي، الذي يلعب دوراً كبيراً في توزيع الأمطار الهائلة خاصة في المناطق التي تتباين فيها التضاريس، لذلك قام الأمريكان باعتماد ما يسمى نظام التربة الرطوبي Soil moisture regime ، آخذين بعين الاعتبار معظم العوامل التي يمكن أن تؤثر بشكل مباشر أو غير مباشر على قدرة

التربة للاحتفاظ بالرطوبة (كمحصلة نهائية لتوزيع الأمطار)، وبناءً على ذلك قسم النظام الرطوبي للتربة إلى:

خصائصه	النظام الرطوبي للتربة
محتوى الرطوبة في التربة أقل من الكمية التي يمكن الاحتفاظ بها على 15 ضغط جوي (حد نقطة الذبول) في ست سنوات من أصل عشرة.	الجاف Dry
ترب المناطق المعتدلة التي تتصف بشتاء رطب وصيف جاف (المناخ المتوسطي).	المتوسطي Xeric
التربة جافة لأكثر من نصف الوقت (في المناطق المناخية الجافة)	جاف/جاف وجار Aridic / Torric
تكون كمية الأمطار لكل شهر من أشهر السنة أكبر من كمية البخر في معظم السنوات.	فوق رطب Perudic
لا تكون التربة جافة لفترة أكبر من 90 يوماً متتالياً Consecutive في معظم السنوات.	رطب Udic
تكون التربة في معظم السنوات جافة لمدة 90 يوماً متتالياً ، ورطبة في بعض أجزائها لمدة نصف الأيام التي تكون فيها درجة الحرارة أكبر من 5° مئوية (خلال موسم النمو).	شبه جاف Ustic
التربة مشبعة بشكل يكفي لتهيئة ظروف الإرجاع، وظهور آثاره في مقطع التربة.	مشبع Aquic

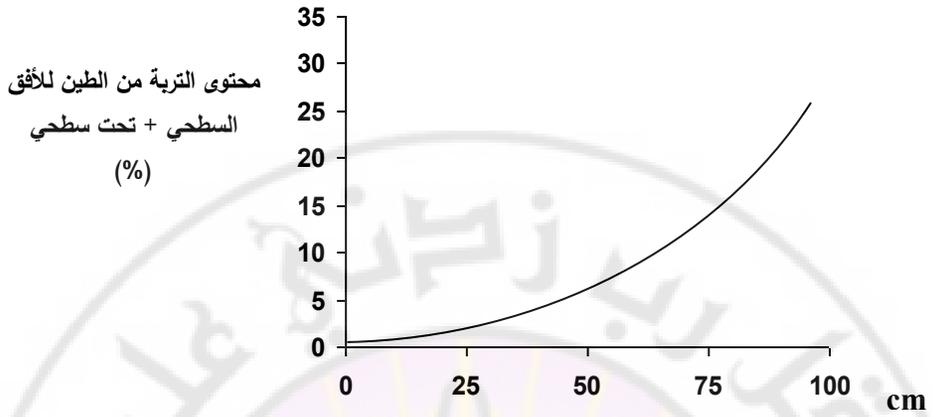
على كل حال ومهما تعددت أنظمة التصنيف الخاصة بالرطوبة، تبقى الرطوبة تلعب الدور الهام وأحياناً الأهم في تكوين وتطور التربة، حيث تؤمن الرطوبة الوسط المناسب للتفاعلات الكيميائية المختلفة في التربة، وكذلك تؤمن

الوسط الضروري للنشاط الحيوي، كما تلعب الرطوبة دوراً هاماً في نقل المواد المختلفة في مقطع التربة من الأعلى إلى الأسفل وذلك من خلال عملية الغسل Leaching وسنورد بعض الأمثلة على ذلك:

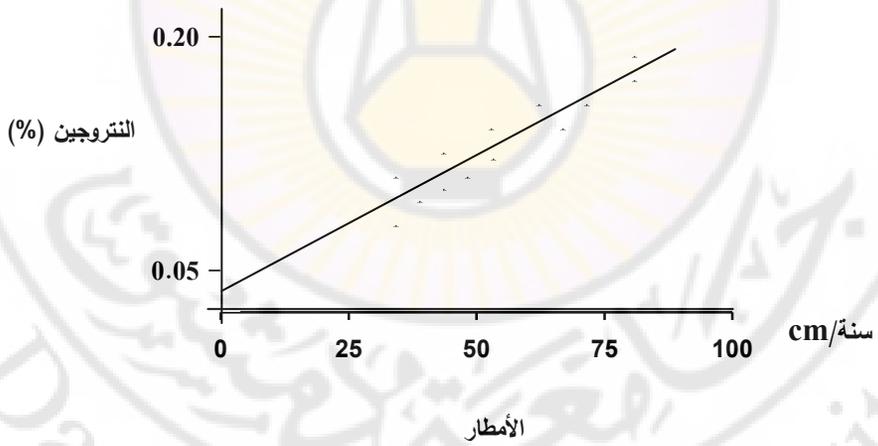
- التأثير على توزيع مجاميع حبيبات التربة: جدول (1)

جدول رقم (1): يبين تأثير الرطوبة على توزيع كل من السلت والرمل.

المنطقة	عدد العينات المأخوذ للتحليل	% للسلت عدا الكوارتز	% للرمل عدا الكوارتز
جافة	30	39	37
انتقالية	40	29	20
رطبة (غابات)	160	12	8

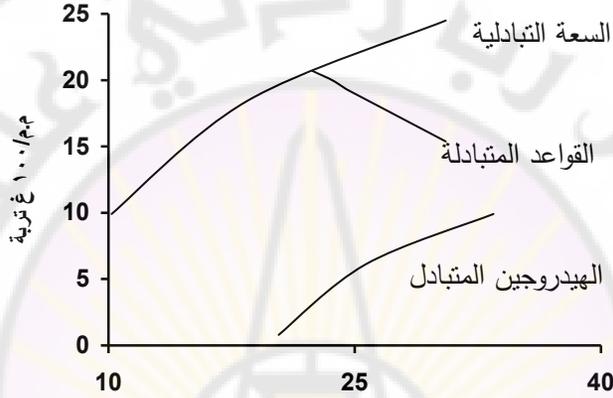


الشكل رقم (1): يبين العلاقة بين محتوى التربة من الطين وكمية الأمطار:



الشكل رقم (2): يبين التأثير على كمية النتروجين في التربة بالعلاقة مع كمية الأمطار

الشكل رقم (3) والجدول رقم (2): يبينان العلاقة بين كمية الهطول السنوي من جهة والسعة التبادلية، والقواعد المتبادلة والهيدروجين المتبادل من جهة ثانية في الطبقة السطحية لتربة متطورة على اللوس.



الشكل (3) يبين العلاقة بين كمية الهطول و كل من السعة التبادلية و القواعد المتبادلة و الهيدروجين المتبادل.

جدول رقم (2) يبين العلاقة بين كمية الهطول وبعض خواص التربة.

المتوسط السنوي للهطول المطري إنش	السعة التبادلية	القواعد المتبادلة	الهيدروجين المتبادل	pH الطريقة اللونية
50 - 25	29.5	24.0	5.5	6.8
75 - 50	26.2	15.9	10.3	6.3
100 - 75	22.9	8.2	14.7	5.95
125 - 100	22.3	5.4	16.9	5.7
150 - 125	20.6	4.0	16.6	5.6

كما يبين الجدول رقم (3) العلاقة ما بين النظام الرطوبي والكاتيونات المدمصة على السطوح الغروية.

جدول رقم (3) يبين العلاقة بين النظام البيئي والأيونات المدمصة.

النسبة المئوية لتركيبه الأيونات المدمصة						النظام الرطوبي
المجموع	H	Ca	Mg	K	Na	
100	0	35	20	15	30	منطقة جافة (تربة قلوية)
100	4	73	14	7	2	منطقة انتقالية (تربة تشرنوزم)
100	67	20	10	3	اثر	منطقة رطبة (بودزول)

1-2-1-2- الحرارة Temperature :

تتأثر كمية الحرارة التي تصل إلى التربة بعدة عوامل، أهمها الموقع الطبوغرافي، حالة الجو، الغطاء النباتي، لون التربة، رطوبة التربة، ... وتلعب الحرارة دوراً هاماً في تكوين التربة، ويعود هذا الدور إلى تأثير الحرارة المباشر على معدل وسرعة التفاعلات الكيميائية في التربة، وأيضاً تأثيرها الكبير على النشاط الحيوي والتفاعلات الكيميائية الحيوية في التربة، كما تمارس الحرارة دوراً هاماً في عمليات التجوية الفيزيائية المختلفة.

1 2 2 الكائنات الحية Organism :

تكون التربة مع الكائنات الحية، التي تعيش فيها أو عليها، نظاماً بيئياً متوازناً. حيث تؤثر الكائنات الحية (نباتات، كائنات دقيقة، ديدان، كائنات حية كبيرة)، على

صفات التربة المختلفة، وفي الوقت نفسه تتأثر هذه الأحياء بصفات التربة التي تعيش فيها.

تؤثر الكائنات الحية على تكوين التربة، ويعتمد هذا التأثير على نوع الكائنات الحية التي تعيش في التربة أو عليها، وخاصة الأنواع النباتية المختلفة. لقد وجد أن دراسة تأثير العامل الحيوي على تكوين التربة يمكن تبسيطه من خلال دراسة التعاقب الحيوي أو سلسلة حيوية biosequence ، حيث تتضمن هذه الدراسة عدداً من مقاطع التربة، يختلف فيها العامل الحيوي من مقطع إلى آخر، بينما تبقى عوامل تكوين التربة الأخرى ثابتة (مناخ، تضاريس، زمن، مادة أم):

$$S = f \{ (O), Cl, p, t, r, \dots \}$$

وفي سياق دراسة التعاقب الحيوي، فإنه يمكن إجراء تقييم لمدى تأثير العامل الحيوي على صفات التربة.

يعتبر اتباع منهجية التعاقب الحيوي في دراسة تأثير العامل الحيوي على تكوين التربة، معرضاً لبعض المشاكل لأسباب تتعلق بالناحية النظرية أو الفرضية Conceptual وأيضاً من الناحية التطبيقية Practical، حيث يمكن تخيل عدد كبير من الطرق، التي تؤثر فيها الكائنات الحية على تكوين التربة وبالتالي مواصفاتها، على كل الأحوال، يجب ملاحظة أن تأثير الكائنات الحية على صفات التربة يختلف بشكل أساسي عن كيفية تبيان فعل الكائنات الحية كعامل من عوامل تكوين التربة.

كذلك يجب الأخذ بالاعتبار أن وضع مجموعة الكائنات الحية الموجودة في التربة، يعتمد بشكل كبير على خواص التربة، مثل كمية الرطوبة في التربة، التي تؤثر بدورها على مستوى الغطاء النباتي وتركيب التربة...

تعد الكائنات الحية كعامل من عوامل تكوين التربة متعددة الوجوه، والمهتمون بعلم التربة يرغبون بتقييم تأثير العامل الحيوي على تكوين التربة، من خلال التركيز على كل مجموعة على حده، وذلك لتوضيح العمليات المترافقة مع كل من هذه المجموعات: مجموعة الكائنات الدقيقة (Om) microorganism، مجموعة النباتات (Ov) Vegetation، مجموعة الحيوانات (Oa) Animals، ومجموعة النشاط الإنساني (Oh) Human.

تؤثر النباتات على تكوين التربة، ويعتمد هذا التأثير على نوع النباتات وكثافتها (وتحدد غالباً من خلال الظروف المناخية ونوع المادة الأم)، وقد وجد أن سرعة تكوين التربة تحت الغابات المتساقطة الأوراق أسرع من تكوينها تحت غطاء نباتي من الأعشاب تحت نفس الظروف المناخية والمادة الأم.

إن اختلاف التركيب الكيميائي لأوراق النبات يمكن أن يساهم جزئياً في

نوع التربة الناتجة أو المتكونة وعلى سبيل المثال: أوراق أشجار الصنوبر الحامضية يمكن أن تساهم في تكوين ترب حامضية مع قوام ضعيف، بينما أوراق الأشجار المتساقطة تساهم في تكوين ترب ذات قوام جيد، إضافة لذلك فإن طبيعة الغطاء النباتي أو طبيعة استعمالات الأراضي يمكن أن تؤثر على الكتلة الحيوية للكائنات الحية في التربة، والجدول رقم (4) يبين هذا التأثير على كتلة ديدان الأرض:

جدول رقم (4): كتلة ديدان الأرض في التربة تحت استعمالات مختلفة

الكتلة الحيوية لديدان الأرض	Kg / ha
أشجار خشبية	680 – 370
أشجار دائمة الخضرة	170 – 50
مراعي	1500 – 500
أراض زراعية	760 - 16

كما يبين الجدول رقم (5) العلاقة بين النظام البيئي و كمية الأوراق النباتية في التربة.

الجدول رقم (5) الكتلة الحيوية السنوية لأوراق بعض النباتات

الإننتاج السنوي لكتلة الحيوية (جافة هوائياً) كغ/م ² .	النموذج النباتي أو النظام البيئي
0.12 – 0.04	الصحراء
0.5 – 0.16	أعشاب البراري الطويلة والقصيرة
0.9 – 0.09	أعشاب أرضية (شمال أمريكا)
0.85 – 0.40	أوراق الأشجار متساقطة الأوراق
3.00 – 0.80	غابات الصنوبر Conifer

ويجب أيضاً الأخذ بعين الاعتبار أثر الجذور في عملية تكوين التربة، لما تمارسه هذه الجذور من فعل فيزيائي خلال تغلغلها وما يرافقه من زيادة تسرب المياه وحفز عملية الإنغسال، وكذلك الأثر الكيميائي لما تفرز من غاز CO₂ ودوره في زيادة معدل نوبان بعض مكونات التربة، إضافة إلى كل ما ذكر سابقاً

فإن الغطاء النباتي هو المصدر الأساسي للمادة العضوية في التربة، وما تلعبه هذه المادة من دور هام في تكوين التربة.

أما بالنسبة للكائنات الحية الحيوانية، فالكبيرة منها تساهم بالإسراع في عملية تكوين التربة من خلال الأنفاق التي تحفرها وعملية المزج لمكونات التربة وما يتبع ذلك من تحسين بعض عمليات التجوية، أما الكائنات الحية الدقيقة، فلها دور كبير في تحلل المادة العضوية وإنتاج الأحماض العضوية التي تساهم في قسط كبير من الإسراع في تجوية العديد من مكونات المادة الأم وكذلك عملية التمعدن وتحسين بعض الخواص الفيزيائية لمادة التربة.

هذا وتلعب الكائنات الحية الدقيقة Microorganisms دوراً متقدماً بشكل عام وخاصة بعد تقدم عملية تكوين التربة (تلعب دوراً هاماً في بعض العمليات المنشئية وبالتالي في تطور التربة).

1 2 3 المادة الأم Parent material :

تلعب المادة الأم دوراً هاماً في تحديد العديد من خواص التربة، باعتبار أن مكونات التربة سوف تتأثر إلى حد بعيد بمكونات المادة الأم. ومن صفات التربة التي تتأثر إلى حد كبير جداً بطبيعة المواد الأم نجد القوام، التركيب الفلزي، نوع الطين، السعة التبادلية، الخصوبة.. إلى غير ذلك.

تعرف المادة الأم حسب رأي أخصائي التربة على أنها مواد الأفق C أو R، لكن هذا التعريف وصفي فقط، على اعتبار أن القليل من الترب يتكون مباشرة من التجوية المباشرة للمادة الأم أو الصخر الموجود في المكان، وفي هذه الحالة تسمى الترب الناتجة من التجوية المكانية In situ soil formation أو Residual soil، ومعظم التربة يتكون عادة من مواد منقولة بواسطة عوامل النقل المختلفة،

بعيدة أو قريبة من مكان تكوين التربة وعندها تسمى بالترب المنقولة
.Transported soils

ولتلافي ذلك فإن تعريف المادة الأم على أنها الحالة البدائية لنظام التربة،
بغض النظر عن كون المادة الأم موجودة في المكان أو منقولة، وبناءً على ذلك
يمكن أن تكون معادلة تكوين التربة من الشكل التالي:

$$S = f (O^0), Cl^0, t^0, r^0, O^0, S_1^0, S_2^0 \dots\dots = O^0$$

إن إضافة الصفر في المعادلة السابقة يدل على أن عملية تكوين التربة
بدأت من الزمن صفر.

1-3-2-1- التجوية وتكوّن التربة Weathering and soil formation:

يضع بعض أخصائيي التربة أهمية خاصة على التمييز بين عملية
التجوية Weathering processes والتي تأتي في سياق عوامل تكوين التربة،
وبين عمليات تكوين الترب Soil forming processes فالحالة الأولى تعد من
العملية الجيولوجية أما الحالة الأخيرة فهي من العمليات البيدولوجية.
تتضمن عملية التجوية، الحلمهة، الإماهة، الكرينة، الأكسدة،
الإرجاع... إلخ. أما عمليات تكوين التربة فتشمل إذابة الأملاح وترسيبها من جديد،
البدزلة، هجرة الطين، التملح والتغدق، القلوية، الانتفاخ والانكماش وغيرها من
العمليات التي تؤدي إلى تطور التربة.

عموماً يمكن تمثل عملية التجوية كما يلي:

Rock → Weathered rock, parent material → immature soil → mature soil
صخور متجوية، مادة أم صخور تربة ناضجة تربة غير ناضجة

هناك العديد من أنواع الصخور، يمكن تقسيمها من حيث المنشأ إلى ثلاث مجموعات:

أ- الصخور الاندفاعية أو النارية Igneous rock : ومنها الصخور العميقة والسطحية، وكذلك الصخور الحامضية والمعتدلة والقلوية، ومن أمثلة هذه الصخور نجد الغرانيت - البازلت - الغابرو ..

ب الصخور الرسوبية Sedimentary rock : وهي صخور تكونت نتيجة لعمليات الترسيب وقد تكون قارية أو بحرية المنشأ، ومنها صخور قاسية أو طرية أو حتى مفككة ومن أمثلتها، الحجر الكلسي Limestones ، الحجر الرملي Sandstones المارل، الطين، والكونغولوميرات، والكوارتز وغيرها، وبطبيعة الحال منها صخور حامضية وأخرى قلووية.

ت الصخور المتحولة Metamorphic rocks ، وأصلها إما صخور اندفاعية أو رسوبية، تعرضت إلى عمليات الاستحالة وتحولت إلى صخور متحولة منها الميكاشيت - الغنيس - الكوارتزيت - الرخام ... وغير ذلك.

وسنورد فيما يلي مثلاً يبين تأثير نوع الصخرة الأم على إحدى صفات التربة وهي القوام.

- دلت الدراسات على أن المرحلة النهائية من تجوية الصخور الاندفاعية القاعدية (بازلت - غابرو) أدت إلى تكوين ترب حمراء غامقة، وكان توزيع الحبيبات كما في الجدول رقم (6).

جدول (6): توزيع الحبيبات الناعمة للتربة بالعلاقة مع المادة الأم (بازلت)

النسبة المئوية	الصف / ميكرومتر
87.9	2 - 0
2.8	20 - 2
3.0	50 - 20
3.6	200 - 50
2.7	2000 - 200

- بالنسبة للصخور الاندفاعية الحامضية (غرانيت - ريوليت)، فتكونت ترب جيدة الصرف لونها حمراء إلى حمراء مصفرة، وكان التوزيع الحبيبي كما هو وارد في الجدول رقم (7).

Damascus University

جدول (7): توزيع الحبيبات الناعمة للتربة بالعلاقة مع المادة الأم (غرانيت)

النسبة المئوية	الصف / ميكرومتر
58.5	2 - 0
5.8	20 - 2
3.6	50 - 20
4.0	100 - 50
7.7	250 - 100
6.0	500 - 250
11.0	1000 - 500
3.7	2000 - 1000

- أما في حالة الصخور الرسوبية، الكلسية والدولوميتية، فقد توزعت حبيباتها كما يلي الجدول رقم (8).

جدول (8): توزيع حبيبات التربة الناعمة بالعلاقة مع المادة الأم (صخور كلسية ودولومية)

النسبة المئوية	الصف / ميكرومتر
64.0	2 - 0
4.9	20 - 2
11.0	50 - 20
7.0	100 - 50
5.7	250 - 100
3.6	500 - 250
2.8	1000 - 500
10	2000 - 1000

علماً أن النتائج السابقة أخذت من ترب تقع تحت تأثير عمليات تجوية في ظروف مناخية رطبة.

عموماً، هناك اختلافات كبيرة في شدة وسرعة تجوية المادة الأم من جهة ونواتج التجوية من جهة ثانية، ويمكن القول أن ترب المناطق الجافة وشبه الجافة، تتأثر بدرجة ضعيفة بالتجوية الكيميائية، ومن ناحية التركيب الفلزي فإنها تتمثل بالتالي:

- التركيب الفلزي لحبيبات الرمل يماثل إلى حد كبير جداً التركيب الفلزي للصخرة الأم، حيث نسبة الكوارتز (الفلدسبار منخفضة مما يدل على مرحلة بدائية من التجوية.
- التركيب الفلزي لحبيبات السلت مشابهة للتركيب الفلزي لحبيبات الرمل، وهذا يعود إلى أن عملية التجوية السائدة هي التحطيم الميكانيكي (تجوية فيزيائية).
- تسود فلزات السمكتيت والاليت والباليجورسكيت (الاتابولغيت) في حبيبات الطين، مع احتمال تواجد بسيط لكل من الكلوريت والفرميكيوليت.
- عملية تحرر الحديد Ferugination ، إذا وجدت، تتمثل في المناطق الجافة بوجود غلاف رقيق من الحديد على حبيبات الرمل.
- وجود الحديد في مجموعة حبيبات الطين، يكون موروث من عمليات منشئية سابقة.
- يتأثر التركيب الحبيبي للتربة في المناطق الجافة بوجود الأملاح مثل كربونات الكالسيوم والجبس.
- يكون عادة محتوى التربة من الطين منخفضاً، أما محتواها من السلت فهو عالٍ.

1-2-4- Relief الطبوغرافيا:

تعد التضاريس من عوامل تكوين التربة الهامة، لتأثيرها المباشر وغير المباشر على المناخ السائد (كمية الرطوبة)، والغطاء النباتي ونماذج التجوية وشدتها، وتتأثر عملية تكوين التربة وتطورها إلى حد كبير بعامل الطبوغرافيا، وذلك من خلال:

- التأثير المتعلق بالانحدارات، والتي تلعب دوراً هاماً في عملية نقل التربة وتراكمها وتطورها وكذلك عمق مقطع التربة (عمليات الانجراف والتراكم)، هذا التأثير قد يصل إلى مرحلة اقتطاع بعض الآفاق السطحية بشكل كامل وخسارتها، وفي حالات أخرى قد تصبح التربة معدومة وتتكشف عندها الصخور الأم، وعموماً تعمل عملية الانجراف على إبقاء التربة وكأنها حديثة التكوين، وبالتالي يمكن القول: إن حالة الانجراف هذه تشكل عنصراً مضاداً لاكتمال تكوين التربة وتطورها.
- التأثير المتعلق بحركة المياه، حيث تلعب دوراً هاماً في توزيع المياه على الوحدات التضاريسية المختلفة، مما يؤدي إلى تباين عدد من الصفات، منها حالة غسل التربة Soil leaching ، ومواقع تراكم المكونات المختلفة ومستوى الماء الأرضي، ومن الممكن أن يؤدي ذلك إلى تكوين بعض البيئات المحلية Local environments ، ومن أهم العمليات المتعلقة بحركة المياه هي عملية الغسل الجانبي Lateral leaching والتي تلعب دوراً هاماً في تكوين الترب وخصائصها وسنوضح ذلك بالأمثلة التالية:

1- يرى بعض الباحثين أن هناك علاقة بين عناصر شكل الأرض Land form elements وخواص التربة وصفاتها الهيدرولوجية، التي تؤثر أيضاً على منشأ التربة، حيث اعتبر أن مواد التربة ومحلولها، ومن خلال جريانها، تختلف في أسفل المنحدر عنها في أعلاه curvature ، يحتوي الماء المتدفق على مواد ذائبة وأخرى معلقة، تنتقل من المنطقة الأعلى للمنطقة الأسفل، هذا الانتقال ربما يؤدي إلى عملية غسيل eluviations في المنطقة الأعلى وتراكم على طول المنطقة المنخفضة. وقد بينت بعض الدراسات أن الزيادة في شدة انحدار سطح ما يترافق في انخفاض في العمليات التالية:

- الغسيل.

- محتوى التربة من المادة العضوية.

- انتقال وتراكم الطين.

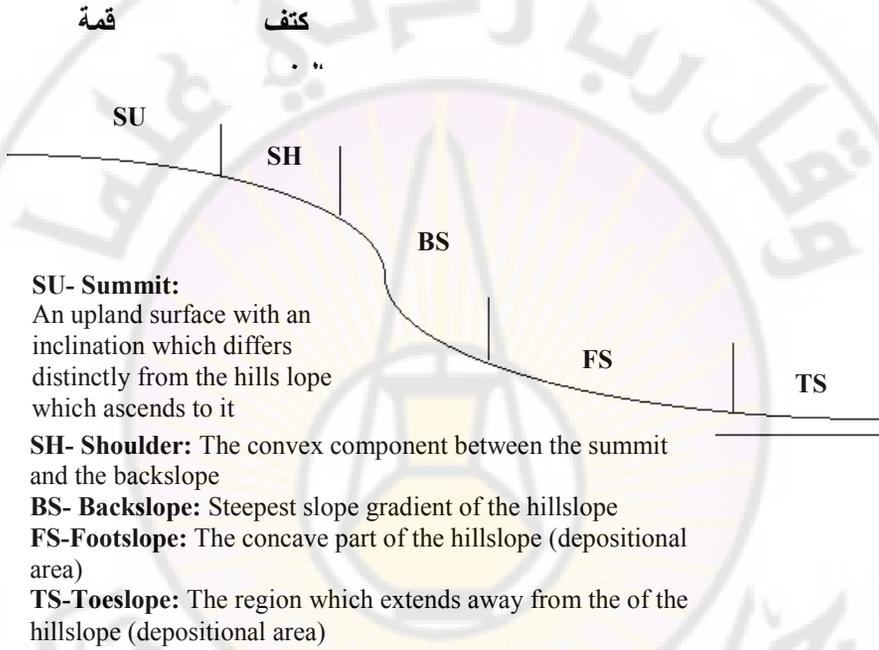
- تجوية الفلزات.

- تمايز الأفاق.

- سماكة طبقة الأفاق Solum.

ومن جهة أخرى نجد أن العناصر الطبوغرافية Topographic attributes والغطاء النباتي تؤثر على رطوبة التربة من خلال التحكم بالنسبة بين الجريان السطحي ونفاذية الماء في التربة، فالترب التي تتكون من مواد تحت سطحية غير نفوذة impermeable للماء وتلك الترب المتطورة على المنحدرات، تبدي جرياناً مائياً تحت سطحي مهم لذلك تكون الترب الموجودة على قمة المنحدر ذات صرف حر Freely drained مع وجود الماء الأرضي water table على عمق كبير نسبياً، بينما الترب الموجودة في المنطقة بين نهاية القمة وبداية المنحدر Back slope تكون ذات صرف

متوسط، أما التربة الواقعة في منطقة Foot slope فصرفها ضعيف ومستوى الماء الأرضي قريب من السطح، وترب المنخفض toes lope صرفها ضعيف جداً ومستوى الماء الأرضي قد يصل إلى سطح التربة. الشكل (4).



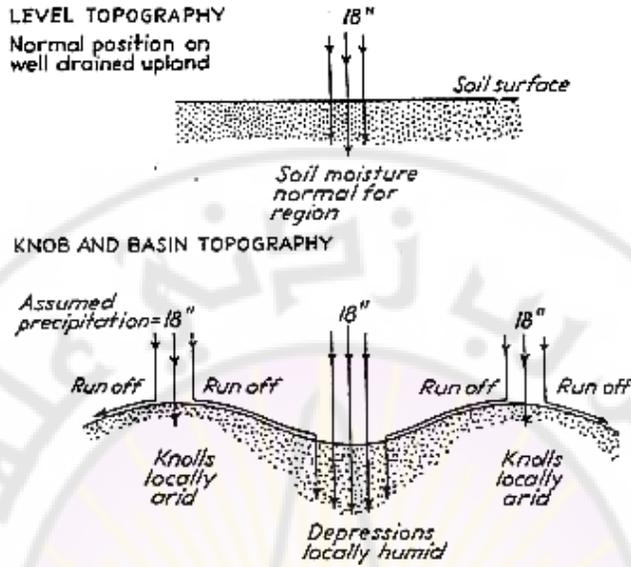
الشكل (4) يعطي فكرة عن أسماء بعض المواقع على المنحدر.

في حالة السفوح التالية hillslopes والتي تسمح شدة انحدار سفوحها بنقل حبيبات التربة، نلاحظ أن عملية الانجراف تكون أعلى في المنحدرات الشديدة والمتفجرة Convex مقارنة مع المنحدرات الأقل شدة والمحدبة Concave ،

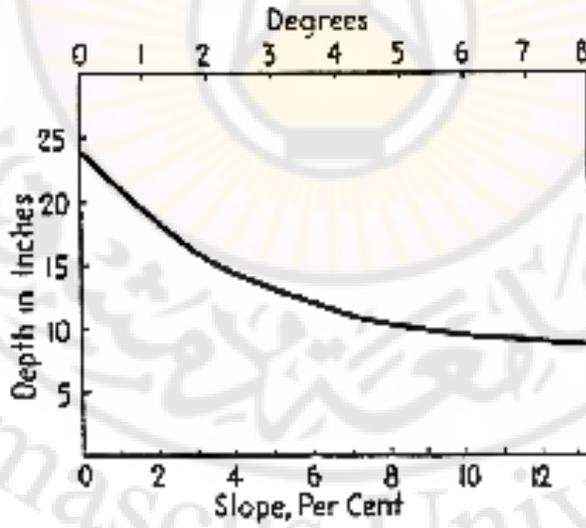
وتكون التربة المتكونة على كتف المنحدر أقل عمقاً (ضحلة Shallow) بسبب التعرية erosion ، بينما تكون ترب قدم المنحدر footslope ونهاية المنحدر toeslope أكثر عمقاً بسبب التراكم deposition، وتكون عملية نقل حبيبات التربة متباينة أيضاً، فالحبيبات الخشنة مثل الرمل، تكون قليلة أما الحبيبات الناعمة والمتوسطة، الطين والسلت، على التوالي تنتقل بكميات أكبر.

كذلك تلعب التضاريس دوراً هاماً في التأثير على المناخ المحلي والغطاء النباتي، كما تمارس التضاريس تأثيراً واضحاً على درجة الحرارة، حيث تنخفض درجة الحرارة بمقدار 0.5 درجة مئوية كلما زاد الارتفاع 100 م، كما تؤثر التضاريس على كمية وشكل الهطول المطري وشدة العواصف المطرية، وبالتالي تؤثر على العلاقات الرطوبة في التربة. الأشكال (5، 6، 7، 8). تتفاعل العوامل السابقة بعضها مع البعض الآخر وتساهم في تحديد نموذج الغطاء النباتي السائد.

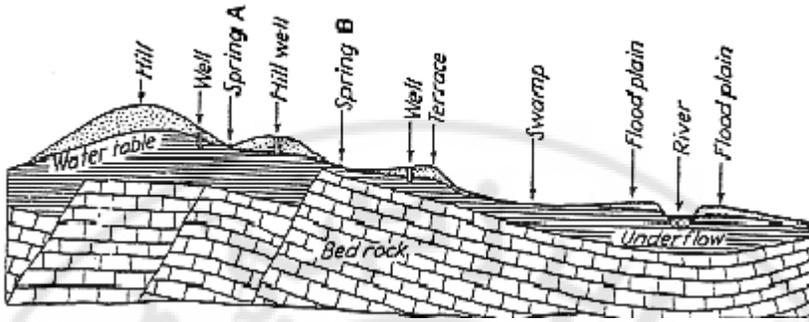




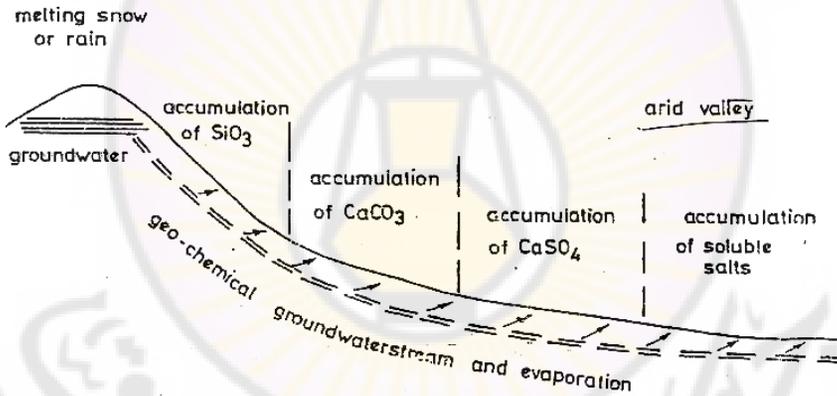
الشكل رقم (5): تأثير التضاريس على نفاذ الماء في التربة



الشكل رقم (6): العلاقة بين عمق مقطع التربة والانحدار.



الشكل رقم (7): مقطع في مجرى نهر بين موقع مستوى الماء الأرضي بالعلاقة مع سطح الأرض والصخرة الأم.



الشكل رقم (8): تأثير عامل التضاريس على توزيع وتراكم بعض مكونات التربة في سلسلة طبوغرافية (منطقة جافة)

وفيما يلي جدول رقم (9) يبين تأثير العناصر التضاريسية المختلفة المهمة في تكوين التربة.

جدول رقم (9): بعض العناصر الطبوغرافية الأولية المهمة في تكوين التربة

العنصر الطبوغرافي	تعريفه	تأثيره
الارتفاع altitude	الارتفاع عن سطح البحر/م	المناخ، النموذج النباتي، الطاقة الكامنة
المنحدر slope	نسبة الانحدار %	تدفق المياه تحت سطح التربة وفوق سطحها، سرعة التدفق ومعدل الجريان
جهة الانحدار aspect	سمت الانحدار Slope azimuth	الإشعاع الشمسي
مساقط المياه Cat-chment area	المناطق التي تصرف إليها المياه Area olraining to cat-chment outlet	حجم الجريان السطحي
طول المجرى المائي Flow path length	أبعد مسافة تسلكها المياه حتى نقطة التجمع Maximum distance of water flow to a point in the cat chment	معدل الانجراف، وحصيلة التراكم
المظهر الجانبي للانحناء Profile curvature	يصف المنحدر بالاتجاه نحو الأسفل ويدل على معدل التغير في نسبة الانحدار	جريان الماء، سرعة الجريان، عمليات النقل والتراكم (انجراف، تراكم)

تأثيره	تعريفه	العنصر الطبوغرافي
تباعداً أو تقارب التدفق المائي، محتوى التربة من الرطوبة Converging, diverging flow, soil water content.	يصف شكل المنحدر في الاتجاه العامودي على المنحدر ويدل على معدل التغيير في نسبة الانحدار	الانحناء بالعلاقة مع الاتجاه Plan curvature

1-2-5- الزمن Time : الأشكال (9، 10، 11)

ترتبط الخواص التغييرية للتربة بشكل أساس مع عامل الزمن، الذي يعد العامل الأهم في التفريق والتمايز بين أنواع الترب المختلفة وخواصها المتعددة، ويمكن تقسيم تغيير خواص التربة بالعلاقة مع الزمن إلى ثلاث مجموعات:

أ - خواص سريعة التغيير: أي يمكن لهذه الخواص أن تتغير من ساعة إلى أخرى، بمعنى آخر خلال فترة زمنية قصيرة، من هذه الخواص، درجة الحرارة، ضغط غاز ثاني أكسيد الكربون، التركيز الأيوني، النشاط الحيوية،...

ب - خواص تتغير موسمياً، أي أن هذه الخواص تتأثر بالتغيرات الموسمية التي تتعرض لها التربة، مثل pH التربة، تركيز الملوحة، تركيز بعض العناصر الغذائية مثل الأزوت.

ت وهناك خواص تأخذ فترات زمنية طويلة قد تصل إلى مئات أو حتى آلاف السنين مثل تمايز الأفق.

وعموماً تمر الترب من حيث تطورها بالعلاقة مع الزمن في ثلاث مراحل

أساسية:

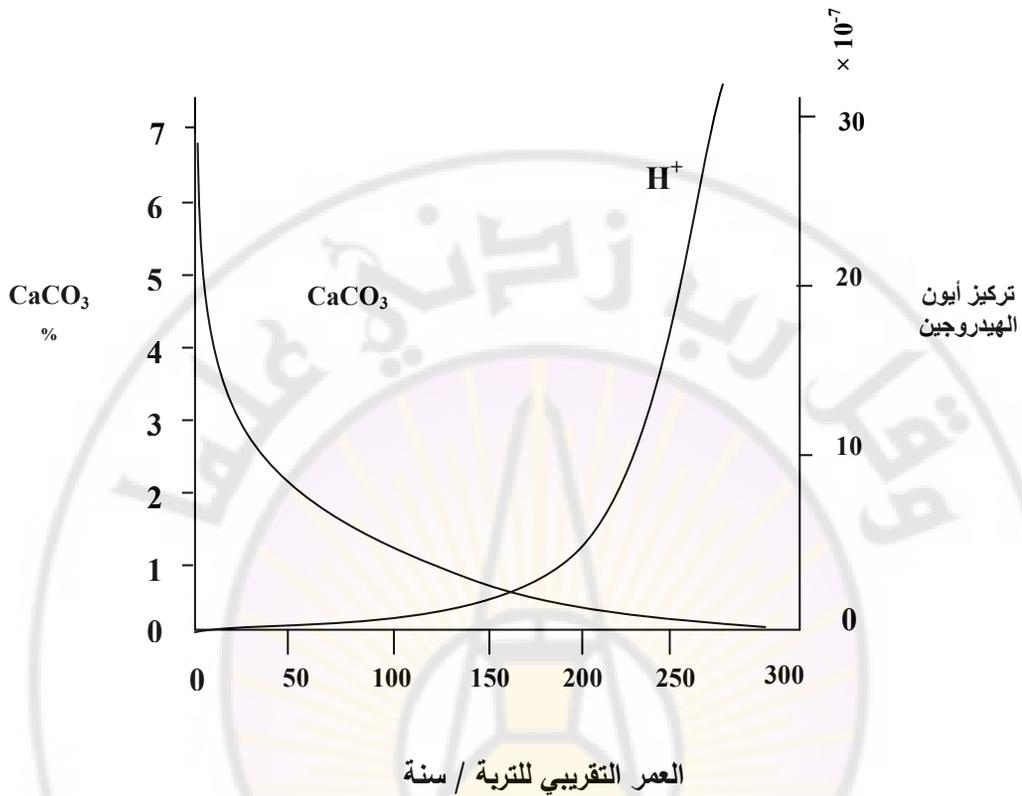
تربة حديثة أو غير ناضجة - تربة ناضجة تربة قديمة ←

تحتاج التربة الحديثة مثل التربة البدائية إلى حوالي 100 سنة لتكوينها، بينما تحتاج التربة الناضجة مثل التربة الطينية Alfisols والبذولية spodosols إلى حوالي 1000 سنة أما التربة القديمة مثل تربة Ultisols و Oxisols فقد تحتاج إلى 10000 سنة أو أكثر لتكوينها.

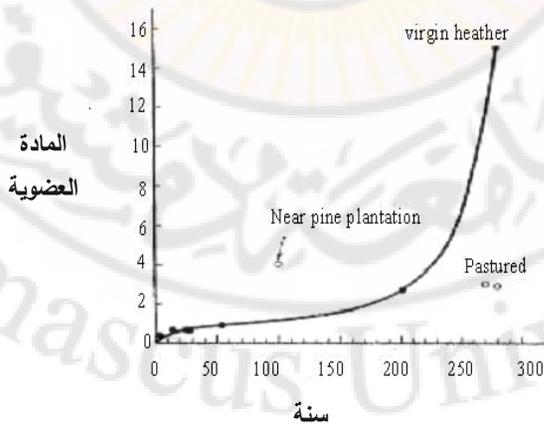
على العموم يمكن أن يؤثر عامل الزمن على تكوين التربة بطريقتين:

- التغيرات التي تطرأ على حالة عامل تكوين التربة مع الزمن، مثل التغيرات المناخية، إضافة مواد أم جديدة.
- يعتمد استمرار التفاعلات البيولوجية المنشئية على الزمن التي تبقى فيها هذه التفاعلات فعالة.

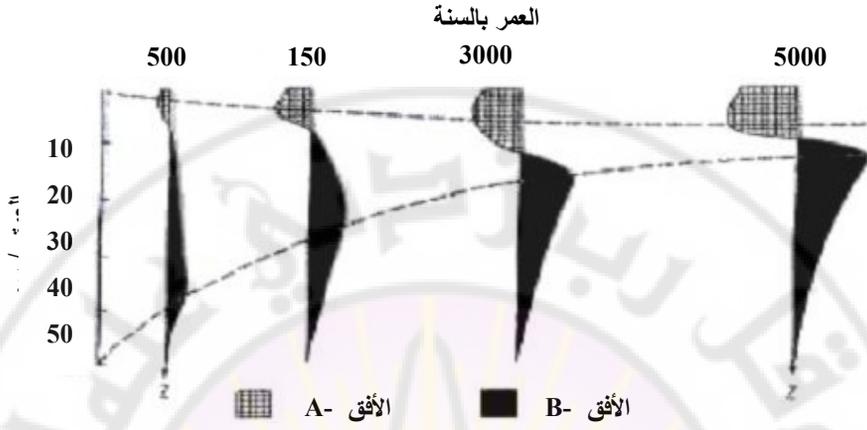
لذلك يمكن تمييز نوعين من التربة بالعلاقة مع الزمن والعمليات المنشئية تربة وحيدة المنشأ Monogenic soils ، وهي التربة التي تكونت تحت مجموعة واحدة من عوامل تكوين التربة لفترة زمنية محددة. (حالة عوامل تكوين التربة مستقرة خلال تلك الفترة). وترب متعددة المنشأ Polygenetic soils ، وهي تربة تكونت تحت تأثير عوامل تكوين التربة، لكن هذه العوامل (واحد منها أو أكثر) تعرضت لتغيير مرة أو أكثر مثل التغيير المناخي، وما يتبعه من تغيير في الغطاء النباتي.



الشكل (9): تأثير الزمن على تركيز كل من كربونات الكالسيوم والهيدروجين



الشكل (10): تأثير الزمن على محتوى التربة من المادة العضوية



الشكل (11): تكوين الأفق A و B في تربة دزولية وعلاقته بالزمن



الباب الثاني

بعض العمليات الفيزيائية والكيميائية في منشأ التربة

Some physico - chemical processes soil genesis

الباب الثاني

2- بعض العمليات الفيزيائية والكيميائية في منشأ التربة Some physico - chemical processes soil genesis

2-1- سلوك بعض العناصر المهمة في التربة

Behaviour of some important elements in the soil

تحتوي التربة على عدد كبير من العناصر، ولكل من هذه العناصر دور هام في عملية تكوين التربة وتطورها من جهة، وكذلك في تأثيره على النباتات ومدى الاستفادة منه من جهة ثانية، وتختلف سلوكية العناصر في التربة تبعاً لاختلاف خواصها الكيميائية والفيزيائية والكهربائية، هذه الخواص التي تحدد حركة هذه العناصر ودرجة ذوبانها والأشكال التي يمكن أن تتواجد عليها في التربة، وبالتالي تحديد أهمية كل منها في منشأ وتطور التربة، بطبيعة الحال جميع العناصر الموجودة في التربة لها أهميتها، لكن البعض منها ونتيجة لوجوده بكميات كبيرة نسبياً، من جهة ولخصائصه الفيزيائية والكيميائية من جهة أخرى يكون أثره أكثر وضوحاً وأهمية في منشأ التربة وتطورها. وسوف نستعرض فيما يلي أهم هذه العناصر في مجموعات أساسها التقارب في بعض خواص هذه العناصر.

2-1-1- العناصر القاعدية (K,Na): Alkali elements

تضم هذه المجموعة بشكل أساسي كل من عنصري الصوديوم Na^+ والبوتاسيوم K^+ ، يتواجد هذان العنصران دائماً على شكل كاتيونات وحيدة التكافؤ، ويتميزان بقوة حامضية منخفضة جداً $\text{pKa} < 14$ ، يمكن لكل من الصوديوم

والبوتاسيوم تكوين أملاح بسيطة مع أيونات PO_4^- , HCO_3^- , SO_4^- , Cl^- ، لهذه الأملاح درجة ذوبان عالية جداً، هذا يعني أن جميع الأملاح التي يدخل فيها كل من Na^+ ، و K^+ ، لا يمكن أن تتواجد في التربة على شكل أملاح صلبة، إلا إذا كان تركيزها في محلول التربة عالياً جداً، على سبيل المثال محلول ملحي مشبع من NaCl يحتوي على 36 غ/لتر، هذا يعني أنه يمكن أن يحتوي كل لتر من المحلول على 36 غ من الملح قبل أن يبدأ هذا الملح بالترسيب في التربة وبشكل عام عندما يتجاوز تركيز هذه الأملاح درجة الإشباع تبدأ بالترسيب على شكل صلب.

يبدى كل من Na^+ و K^+ بعض الاختلافات فيما بينهما، وهذا ينعكس بشكل واضح على الاختلافات في سلوكهما في التربة. وباعتبار أن كل منها يملك شحنة موجبة واحدة، وباعتبار أيضاً أنهما يختلفان بالحجم حيث أن قطر كاتيون الصوديوم ($0.95A^0$) وهو أصغر بكثير من قطر كاتيون K^+ ($1.33A^0$). وبما أن لكل من العنصرين نفس عدد الشحنات، فإن عدد الشحنات في وحدة الحجم بالنسبة للصوديوم أكبر بكثير مما هي عليه بالنسبة للبوتاسيوم، وبالتالي فإن قدرته على جذب الجزيئات القطبية أكبر، وعليه فإن قدرة الصوديوم على التميح أكبر من قدرة البوتاسيوم، بمعنى آخر نصف القطر الفعال "effective radius" للصوديوم أعلى منه للبوتاسيوم.

ومن النتائج المهمة أيضاً والمترتبة على الاختلافات في القطر، هي أن البوتاسيوم يثبت بقوة أكبر من الصوديوم في بعض الشبكات البلورية، لذلك فإن النسبة K^+ إلى Na^+ هي أعلى بكثير في المعادن منها في الماء الأرضي أو مياه البحار.

تعد الأيونات القاعدية المميّهة Hydrated alkali ions أمحاض ضعيفة جداً، وبالتالي فإنها لا تتخلى عن بروتوناتها، لذلك ليس لها تأثير مباشر على pH التربة، هذا من جهة، ومن جهة أخرى يعتبر الأساس المرافق Conjugate base قوياً جداً، المقصود بذلك أن المامات المماثلة مثل NaOH و KOH تملك ميولاً شديداً لاستقبال البروتونات، لذلك فإنها ترفع pH التربة بشكل قوي.



يلاحظ من التفاعلات السابقة أنها تسير باتجاه واحد من اليمين إلى اليسار لتنتج كاتيونات مميّهة Hydrated cations، والسبب في ذلك هو الفرق الكبير بين pH التربة وقيم pKa لكل من Na^+ و K^+ .

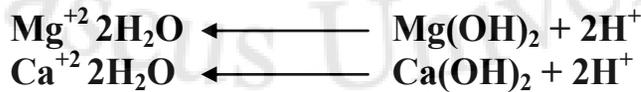
2-1-2- العناصر القاعدية الأرضية (Alkaline earth elements Ca^{++} و Mg^{++}):

تماثل هذه العناصر، مجموعة القواعد المعدنية، ونتيجة للصفات المعدنية القوية لهذه العناصر، فإن الشكل المعدني يكون غير مستقر في الماء، لذلك تتواجد فقط على شكل Ca^{++} و Mg^{++} . وعلى الرغم من تشابه كل من الكالسيوم والمغنيزيوم، بقوة الشحنة وعددها، وبالقوة الحامضية الضعيفة (pKa للكالسيوم = 12.6 و pKa للمغنيزيوم = 11.6)، فإن هذين العنصرين يظهران اختلافاً كبيراً في سلوكهما في التربة، وفيما يلي أهم هذه الاختلافات:

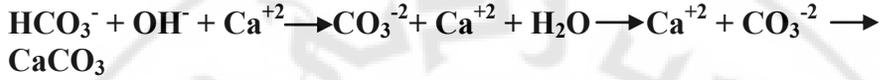
1 -درجة ذوبان أملاح المغنيزيوم أعلى بكثير من أملاح الكالسيوم، لذلك فإن وجود أملاح المغنيزيوم في التربة يعتبر نادراً، إلا في حالة التربة التي تحتوي على تراكيز ملحية عالية، بينما نجد أملاح الكالسيوم مثل CaSO_4 /متوسط الذوبان/ و كربونات الكالسيوم /قليلة الذوبان جداً/، على شكل أملاح حرة في العديد من الترب.

2 -نجد في الشكل المميه hydrated form أن القطر الأيوني للمغنيزيوم أصغر بكثير (0.65\AA) من القطر الأيوني للكالسيوم (0.99\AA)، لذلك فإن المواقع التي يمكن أن يشغلها كل من Mg^{+2} و Ca^{+2} . مختلفة بعضها عن البعض الآخر، بينما نجد أن Mg^{+2} يشغل غالباً مواقع في شريحة ثمانية الوجوه octahedral sheet من الشبكة البلورية، وهذه المواقع من المستحيل أن يشغلها الكالسيوم بسبب قطره الكبير وأيضاً بسبب الفرق في رقم أو عدد التناسق لكل من Ca (12.8) فيما لا Mg (4.6)، لذلك فإن المغنيزيوم يتواجد غالباً في الشبكة البلورية للفلزات السيليكاتية، أما الكالسيوم فإنه يتواجد في التربة على شكل أملاح حرة مثل الجبس $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ وكربونات الكالسيوم CaCO_3 .

3 -أما بالنسبة للصفات الحامضية لكل من Ca^{+2} و Mg^{+2} فهي أقوى قليلاً من الصفات الحامضية للصوديوم والبوتاسيوم، لكنها تبقى ضعيفة جداً لذلك فإنها لا تؤثر بشكل مباشر على pH التربة، حسب التفاعلات التالية:



على العكس مما سبق، فإن لأملاح الكالسيوم وخاصة كربونات الكالسيوم تأثيراً تنظيمياً Buffering effect في التربة، كنتيجة لذوبانها البطيء، وبالفعل إذا ارتفعت درجة pH التربة إلى قيم عالية نسبياً، فإن التفاعل التالي يبدأ بالعمل:



لا تلعب أملاح المغنيزيوم دوراً مماثلاً للأملاح الكالسيوم ، والسبب بذلك يعود إلى الفرق الكبير في درجة ذوبان MgCO_3 العالية نسبياً.

2-1-3-3- العناصر المتذبذبة Amphotric elements:

2-1-3-1- الألمنيوم Aluminum Al^{+3} :

يتميز عنصر الألمنيوم بقوة حامضية متوسطة ($\text{pKa}=5$)، لذلك تعتبر عملية تخلي الألمنيوم المميّه عن بروتون deprotonation سهلة نسبياً، مما يفسح المجال لتكوين أو تشكل مركب ماءات الألمنيوم $\text{Al}(\text{OH})_3$ ، عندما تكون pH التربة أكبر من 5، أما عندما تكون pH التربة 5 أو أقل، فيتحول الألمنيوم إلى شكل كاتيون مميّه Hydrated cation ، وفق التفاعل العام التالي:



-الأثر التنظيمي للألمنيوم Al^{+3} -buffering effect:

اعتماداً على التفاعل العام $Al^{+3}6H_2O \rightleftharpoons Al(OH)_3 + 3H^+ + 3H_2O$ ، يمكن للألمنيوم أن يمارس فعلاً تنظيمياً هاماً في التربة، وهذا الأثر التنظيمي يكون على أشده عندما تكون pH التربة قريبة من القوة الحامضية للألمنيوم $pKa = 5$ ، لذلك عندما ترتفع الـ pH، فإن التفاعل السابق يسير نحو اليمين محرراً عدداً من ذرات الهيدروجين إلى الوسط، أما عندما تنخفض درجة pH التربة فإن التفاعل يتجه إلى اليسار مشكلاً جزيئات من الماء، من خلال ضم الهيدروجين الموجود في الوسط.

هذا هو السبب الذي يجعل من الترب التي تحتوي على Al^{+3} على شكل كاتيوني أو على شكل ماءات، مثل ترب الـ oxisols، تحتفظ بدرجة pH قريبة من 5.

-الأثر المضاد لتكوين الجبسيت $Anti-Gibbsitic$ effect:

يجب الأخذ بعين الاعتبار أن عملية التخلي عن البروتونات Deprotonation في الألمنيوم، لا تستمر حتى مرحلة تكوين ماءات حرة Free hydroxides، يعود السبب في ذلك، إلى أن الألمنيوم الحر يثبت بواسطة معادن الطين على شكل معقدات متعددة النوى Polynuclear complexes مع 3 شحنات موجبة لكل Al، أو أن يشكل الألمنيوم مركبات جديدة مع السيليكا، مثل سيليكات الألمنيوم غير المتبلورة Amorphous alumino-silicates أو أن يشكل فلزات متبلوره مثل الكاؤولينيت Kaolinite. يمكن شرح عملية ادمصاص الألمنيوم على سطوح الغرويات بالتالي:

عندما يتواجد $Al^{+3}6H_2O$ قريباً من سطوح غرويات الطين المشحونة سلباً، فإن بروتون جزيء H_2O يقع تحت تأثير الجذب من قبل السطوح الغروية السالبة الشحنة، عندها يكون التخلي عن بروتون أسهل، هذا يعني أن الحموضة أعلى من القوة الحامضية pKa للألمنيوم في هذه المواقع، ينتج عن ذلك سهولة في عملية التماثر Polymerization أو أن يكون معقدات متعددة النوى من الألمنيوم.

تدعى هذه العملية بالأثر المضاد للجيبسيت Anti-Gibbsitic effect لأنها تمنع تكوين ماءات ألمنيوم حرة، وتبدأ ماءات الألمنيوم $Al(OH)_3$ بالتشكل فقط عندما تصبح سطوح غرويات الطين مشبعة بالكامل وخلو محلول التربة من السيليكات الحرة.

- حركة الألمنيوم وذوبانه: Mobility and solubility of Al^{+3}

بالعودة إلى القيمة الحامضية للألمنيوم pKa والتي تساوي 5، فإنه يمكن لهذا العنصر أن يتواجد غالباً على شكل كاتينيوني $Al^{+3}6H_2O$ عند درجة pH = 5 أو أقل، وعندها يمكن للألمنيوم أن يتحرك في مثل هذه الظروف، إضافة لذلك، يبدي الألمنيوم ميولاً للارتباط مع المواد العضوية، خاصة في ظروف pH منخفضة.

عند درجة pH أكبر من 5، فإن حركة الألمنيوم تكون محدودة جداً، والسبب هو إما تحوله إلى ماءات الألمنيوم وهي قليلة الذوبان جداً، أو نتيجة لتثبيتته على سطوح غرويات الطين.

وإذا علمنا أن جداء الإذابة لماءات الألمنيوم هي 10^{-32} فيمكن عندها حساب تركيز الألمنيوم في الوسط عند درجات pH مختلفة فمثلاً:

عند درجة pH = 5 نجد:

$$(Al^{+3})(OH^{-})^3 = 10^{-32}$$

$$(Al^{+3}) = \frac{10^{-32}}{(OH^{-})^{-3}} = \frac{10^{-32}}{(10^{-9})^3} = \frac{10^{-32}}{10^{-27}} = 10^{-5}$$

$$(H^{+})(OH^{-}) = 10^{-14}$$

$$(OH^{-}) = \frac{10^{-14}}{(H^{+})}$$

$$pH = 5$$

$$(OH^{-}) = \frac{10^{-14}}{10^{-5}} = 10^{-9}$$

هذا يعطي $10^{-5} \times 27 = 0.00027g/L$ أو $0.27mg/L$

عند pH = 4 نجد :

$$10^{-2} \times 27 = 0.27mg/L \text{ أو } 270mg/L$$

$$(Al^{+3}) = \frac{10^{-32}}{(10^{-10})^3} = 10^{-2}$$

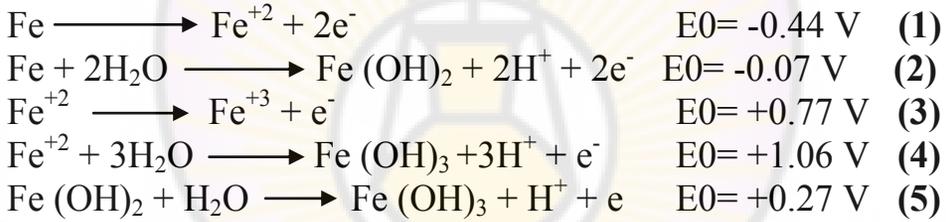
وهنا نلاحظ أنه عند خفض درجة الـ pH درجة واحدة يتضاعف تركيز الألمنيوم 1000 مرة، من 0.27 ملغرام/ليتر إلى 270 ملغرام/ليتر .

2-1-3-2 الحديد Iron:

يتواجد الحديد عادة في التربة على ثلاثة أشكال من حيث التكافؤ أو (رقم الأكسدة) (عند عدم تواجده في الشبكة البلورية)، حديد معدني metallic Fe وحديد ثنائي التكافؤ Ferrous Fe⁺² ، وحديد ثلاثي التكافؤ Ferric Fe⁺³.

يتحدد الانتقال بين أشكال الحديد الثلاثة السابقة بواسطة الاختلاف بين

كمونية الأكسدة والإرجاع القياسية Standard oxido-reductoin potentials(E₀) كما يلي:



في جميع التفاعلات السابقة، يتم استقبال الإلكترونات بواسطة المركبات التي يتكون منها الوسط المحيط بالتفاعل.

عندما تكون كمونية الأكسدة والإرجاع Eh Redox potential أعلى من كمونية الأكسدة والإرجاع القياسية E₀ فإنها تؤدي إلى أكسدة الحديد، وعندما تكون كمونية الأكسدة والإرجاع أقل من E₀ فإنها تساهم في ضم الإلكترون وبالتالي إرجاع الحديد.

يمكن توضيح الفكرة السابقة بالأمثلة التالية:

1- لو وضع الحديد المعدني Fe في احتكاك مباشر مع ظروف تكون فيها قيمة كمونية الأكسدة والإرجاع من الدرجة 0.5 فولط. هذه الظروف الجديدة تملك ميولاً قوياً نسبياً للأكسدة مقارنة مع كمونية الأكسدة والإرجاع القياسية لنصف التفاعل.



وعند حصول التوازن، فإنه على التفاعل السابق تحقيق شروط المعادلة التالية:

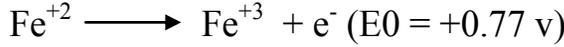
$$0.5 = -0.44 + \frac{0.059}{2} \text{Log} \frac{(\text{Fe}^{+2})}{(\text{Fe})}$$

Fe = 1 ، وباعتبار الحديد هنا مادة صلبة، وإمكانية تركيز Fe⁺² في الوسط يمكن أن يعطى بالمعادلة التالية:

$$\text{Log}(\text{Fe}^{+2}) = \frac{0.5 + 0.44}{0.03} = \frac{0.94}{0.03} = 31$$

وهذا يعني أن تركيز Fe⁺² في المحلول قد يكون عالياً جداً، وللوصول إلى هذا التركيز فإنه على جميع الحديد المعدني Fe أن يتأكسد إلى حديد ثنائي Fe⁺².

2- إذا أخذنا بعين الاعتبار نصف التفاعل



ومن أجل قيمة لكمونية الأكسدة والإرجاع مساوية إلى 0.5 فولط ($E <$)

(E0)، فإن النسبة $\frac{(Fe^{+3})}{(Fe^{+2})}$ يجب أن تكون:

$$0.5 = 0.77 + 0.059 \log \frac{(Fe^{+3})}{(Fe^{+2})}$$

$$\log \frac{(Fe^{+3})}{(Fe^{+2})} = \frac{0.5 - 0.77}{0.059} = \frac{-0.27}{0.059} = -4.58$$

$$\frac{(Fe^{+3})}{(Fe^{+2})} = 10^{-4.58} = \frac{1}{\pm 40.000}$$

وهنا يمكن القول إنه عند كمونية أكسدة وإرجاع قيمتها + 0.5 فولط، فإن

الحديد المتواجد يكون غالباً من الشكل Fe^{+2} .

نلاحظ في التفاعلين 1 و 3 السابقين عدم تشكل الهيدروكسيدات

(الماءات) غير الذوابة، تظهر مثل هذه التفاعلات في ظروف تكون فيها pH

التربة منخفضة بدرجة كافية إلى الحد الذي يمنع تشكل الهيدروكسيدات

Hydroxides غير الذوابة.

تكون pH التربة في التفاعل رقم 1 حوالي 8 أو أقل وفي التفاعل رقم 3

تكون pH حوالي 2 أو أقل، وعندما تكون pH أعلى من 8 أو 2 على التوالي

عندها تتشكل ماءات الأكاسيد غير الذوابة مع فصل الهيدروجين، وكنتيجة لذلك

فإن pH المحلول تلعب دوراً هاماً وكلما كانت الـ pH أعلى كلما كانت الأكسدة أسهل.

تظهر التفاعلات التي تتضمن الحديد المعدني Fe والحديد الثنائي Fe^{+2} فقط في ظروف من pH و Eh ، التي لا تظهر في الطبيعة. أما التفاعلات التي تتضمن Fe^{+2} و Fe^{+3} فلها أهمية مباشرة في التربة، على كل وبسبب الظروف الطبيعية في التربة فإن التفاعل $Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3}$ يظهر فقط في ظروف pH منخفضة جداً كما هو الحال في التربة الحامضية الكبريتية Acid sulphate soil.

إن التوازن equilibrium بين Fe^{+2} و Fe^{+3} يقسم المنطقة التي تمثل الظروف الطبيعية تقريباً إلى قسمين متساويين، وكنتيجة لهذه الحالة، يمكن القول إن عملية التحول من شكل إلى آخر هي عملية سهلة نسبياً، لكن يجب الانتباه إلى التأثير القوي لـ pH على علمية الأكسدة والإرجاع، ففي الأوساط الحامضية تكون ظروف الأكسدة قوية جداً قبل أكسدة Fe^{+2} ، وفي ظروف أقل حموضة، فإن الأكسدة تظهر على درجة Eh أقل بكثير من السابق، وكنتيجة لقلّة ذوبان Fe $(OH)_3$ ، فإن أكسدة الحديد يؤدي إلى ترسيبه وعدم حركته. إن ذوبان الحديد وانتقاله في هذه الظروف ممكن فقط عن طريق ربطه بمركبات أخرى مثل المادة العضوية.

باعتبار أن التركيز المتوقع للحديد الثنائي في الظروف الطبيعية للتربة، هو منخفض جداً فإن عملية التوازن $Fe^{+2} \rightleftharpoons Fe(OH)_3$ (M) 10^{-7} ، أو أن مرحلة الانتقال $Fe^{+2} \rightleftharpoons Fe(OH)_3$ ، يمكن أن تظهر في التربة، بمعنى آخر فإن الحديد يكون ذواب عندما يكون على شكل Fe^{+2} وغير

ذواب عندما يكون على شكل Fe^{+3} ، إلا عندما يرتبط بروابط مخلبية مع مركبات أخرى.

إن الحديد Fe^{+2} أكثر قاعدية من الحديد Fe^{+3} بمعنى أن $Fe(OH)_2$ تستطيع استقبال بروتون بسهولة أكبر من $Fe(OH)_3$ ($pKa = 9.5$ و 3) على التوالي، لذلك فإن Fe^{+2} أكثر ذوباناً وحركةً من Fe^{+3} . يتواجد الحديد الثلاثي غالباً في التربة مع pH منخفضة.

الحديد الثنائي والحديد الثلاثي كلاهما يمكن لهما الارتباط مع المركبات العضوية ليشكلان معقدات عضوية معدنية، وعندها يمكن لهما الانتقال على هذا الشكل.

-تأثير الحديد على pH التربة:

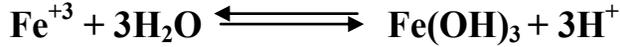
إن القوة الحامضية للحديد أقوى منها للألمنيوم، (القوة الحامضية للحديد $pKa = 3$) لذلك فإنه من المتوقع وللوهلة الأولى أن يكون للحديد تأثير على pH التربة، بنفس الطريقة التي يؤثر بها الألمنيوم، لكن هذا الأمر غير ممكن وذلك بسبب الأثر التنظيمي للألمنيوم في التربة من خلال التفاعل التالي:



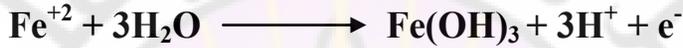
الذي يحفظ pH التربة حوالي 4.5 ، وهذه الدرجة أعلى من pH التي تسمح للحديد بالقيام بفعله التنظيمي وهي حوالي 3، والتي نادراً ما نلاحظها في الطبيعة، إلا في ظروف خاصة جداً.

عندما يتحرر الحديد عن طريق التجوية فإنه يتحول إلى ماءات حديد

مباشرة.



تتم معادلة الهيدروجين الناتج من التفاعل السابق بالفعل التنظيمي للألمنيوم. كان يعتقد أن عملية أكسدة Fe^{+2} إلى حديد ثلاثي تترافق بانخفاض مؤقت في قيمة pH التربة حسب التفاعل التالي:



لكن تبين أنه من غير الممكن إثبات ذلك تجريبياً، لذلك فإنه من المحتمل جداً أن H^+ الناتج من التفاعل السابق تتم معادلته مباشرة من خلال الفعل التنظيمي للألمنيوم.

- التماثر (البلمرة) Polymerization :

يعتبر وجود ماءات الحديد الحرة $\text{Fe}(\text{OH})_3$ في التربة حالة شائعة، وهذا على عكس ماءات الألمنيوم، لقد تم مشاهدة مركبات معقدة ومتعددة النوى Polynuclear من الشكل العام لماءات الحديد $\text{Fe}_n(\text{OH})_m^{+x}$ ، في الفراغات البينية لبعض فلزات الطين، إلا أن مثل هذه الحالة تعتبر إستثنائية، وربما يعود السبب إلى أن pH التربة عالية جداً لذلك عند تحرير الحديد الثلاثي، فإنه يتحلل مائياً مكوناً $\text{Fe}(\text{OH})_3$ بسرعة لا تسمح بتكوين معقدات مشحونة من الحديد بين الطبقات. ومن ناحية أخرى فإن pH التربة منخفضة جداً بالنسبة للحديد الثنائي حتى يتماثر.

2-1-3-3- Mn المنغنيز:

يأخذ المنغنيز في ظروف الأكسدة في التربة رقمي أكسدة وهما: Mn^{+2} و Mn^{+4} الشكل الأول يكون ذائب في ظروف التربة الطبيعية، أما الثاني فهو قليل الذوبان جداً.

هناك بعض الأشكال الوسط بين الشكلين السابقين يكون فيها المنغنيز برقم أكسدة Mn^{+2} مثل Mn_2O_3 ذات جداء الإذابة $ps=36$ ، وباعتبار أن كمية المنغنيز في التربة غالباً قليلة، لذلك فإن تأثيره على منشأ التربة محدود جداً، وعندما يتواجد بكميات عالية فإنه يشكل عجيرات قاسية **hard nodules** مع الحديد.

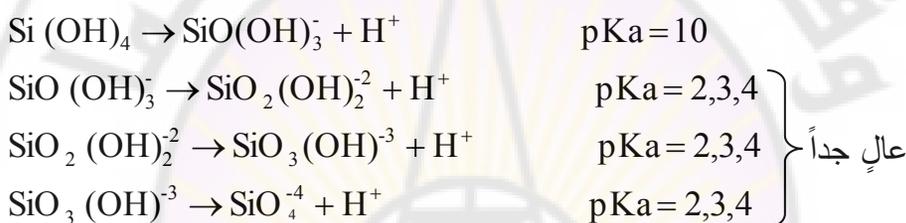
يتأكسد المنغنيز في ظروف أكسدة أقوى من تلك الخاصة بالحديد، وعند وجود تراكيز عالية من Mn فإن الذوبان العالي للمنغنيز Mn^{+2} قد يشكل خطورة على نمو النبات بسبب سميته وعلى العكس عند وجود المنغنيز على شكل Mn^{+4} قليل الذوبان جداً، عندها تظهر أعراض نقص شديد للمنغنيز على النباتات.

2-1-4- العناصر رباعية التكافؤ Tetravalent Elements :

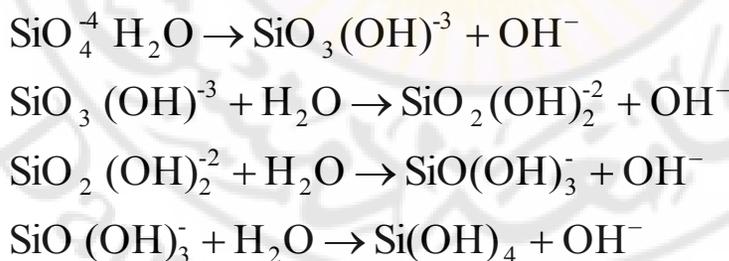
2-1-4-1- سيليسيوم Silicium :

يأتي هذا العنصر بالمرتبة الثانية بعد الأوكسجين من حيث كميته في التربة، ويتواجد دائماً على شكل رباعي التكافؤ Si^{+4} ، يغلب على الرابطة بين السيليسيوم والأوكسجين غالباً صفة الرابطة المشتركة Covalent bond أكثر من الرابطة بين السيليسيوم والعناصر الأخرى ذات الأهمية في منشأ التربة والتي يغلب عليها الصفة الأيونية، وذلك بسبب الحموضة والكهربائية السالبة العاليتين للسيليسيوم ($Si-O-M$ (M=Mg, Fe, Al, ...)

إن ما يترتب على هذه الصفة، هو عند عملية التجوية للسيليكات Si-O- M ، بمعنى آخر عند تحطيم الروابط، فإن عملية التحطيم تتم أولاً على الرابطة O-M ، وعندها تتحرر M على شكل كاتيون إضافة إلى ذلك يعتبر حمض السيليسيوم ضعيف جداً (pKa=10) ، Si-O⁻ يقوم الجدر بأخذ البروتون بشكل سهل جداً، لذلك يحصل ارتفاع لـ pH (عملية الحلماء hydrolysis)، وعليه يمكن القول بأن تجوية السيليكات تسبب ارتفاع في قيمة pH الوسط.

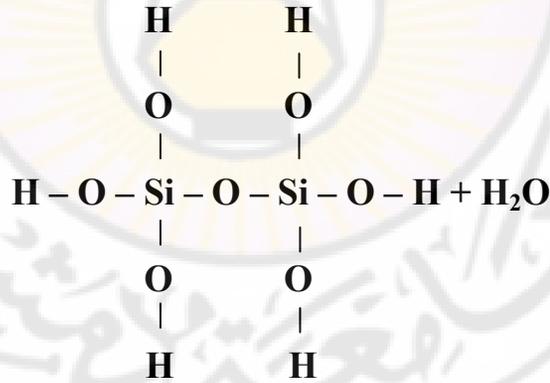
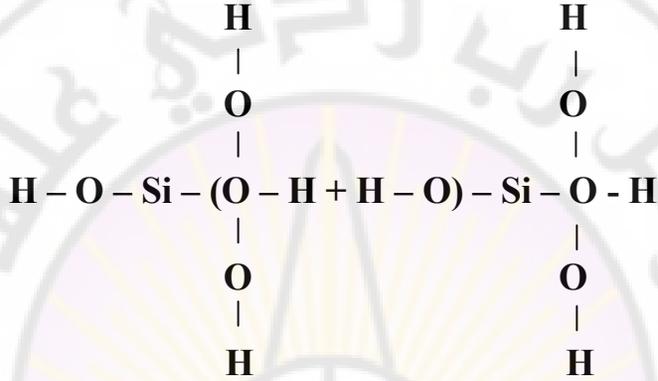


وباعتبار أن جذر السيليكات SiO₄⁻⁴ غير مستقر Unstable فإنه يتحلل مائياً مباشرة:



تعتبر درجة ذوبان ماءات السيليسيوم Si(OH)₄ عالية نسبياً حيث يتراوح ذوبانها بين 120-140 ملغ/ليتر عند درجة حراره 20م، حتى pH=9، وترتفع درجة

الذوبان بشدة عندما ترتفع pH الوسط عن 9 ، ويتشكل أنيونات $H_3SiO_4^-$ و $HSiO_3^-$ وعندما يكون تركيز $Si(OH)_4$ في المحلول عالياً نسبياً فإنه يعطي دفعا لعملية التماثر polymerization عن طريق فصل جزئي الماء كما هو موضح أدناه:



والمركب الجديد الناتج عبارة عن هلامه سيليكاتية Silicagles. عندما يتواجد كل من Al و Si في المحلول، فإنهما يترسبان بشكل سهل مكونين ما يدعى بسيليكات الألمنيوم، لكن لا تتكون سيليكات الألمنيوم هذه من أجزاء

منفصلة من الألمنيوم والسيليكات، بل تتشكل مركبات أو شرائح بلورية يكون أحد مكوناتها السيليكات والألمنيوم.

2-4-1-2- الكربون C^{4+} : Carbon

لا يدخل الكربونات في تركيب الشرائح البلورية للسيليكات، وإن تواجد فيها فإنه يكون على شكل شوائب impurities ، لكن يمكن للكربون أن يدخل بشكل أساسي في تكوين المركبات الهامة التالية:

- 1- المركبات العضوية.
- 2- الكربونات مثل H_2CO_3 ، HCO_3^- و CO_3^{2-} ، حيث تكون الرابطة O-C مشتركة وقوية لذلك فإن هذه الأيونات تكون مستقرة في الوسط التي تتواجد فيه.

1- المركبات العضوية Organic compounds:

يدخل الكربون في تكوين المركبات العضوية إما على شكل سلاسل (aliphatic) Chains أو على شكل حلقات (aromatic) Rings، أو يكون هناك اتحاد بين السلاسل والحلقات. يتصل أو يرتبط بهذه الحلقات أو السلاسل عدد من المجموعات الكيميائية أهمها:

-COOH الكربوكسيل Carboxyl



- C - C - OH الكحول Alcohol

C - C - NH₂ الأمين Amine

إن وجود هذه المجموعات هي الأساس في ظهور بعض الصفات الهامة للمركبات العضوية:

أ - عدد من هذه المجموعات عبارة عن أحماض قوية (pKa تتراوح بين 3.5 و 6)، لذلك يمكن اعتبار هذه المجموعات مسؤولة عن جزء مهم من حموضة التربة، بالنسبة لمجموعة الفينول فهي أقل حموضة من المجموعات الأخرى، لكن يمكن لها أن تحرر الهيدروجين عند pH 6 - 7 وأكثر.

ب - تملك المركبات العضوية قوة عالية لتشكل المعقدات والمركبات المخلبية high complexing or chelating power نتيجة لوجود هذه المجموعات الفعالة وخاصة -COOH و -OH، هذه الصفة هامة جداً بالنسبة للتجوية وتحريك بعض العناصر في التربة مثل Al و Fe وكذلك عملية البذلة.

ج - تعتبر المادة العضوية من المركبات المحبة للماء hydrophilic ، بمعنى أنها تميل لإحاطة نفسها بجزيئات الماء، وهذا يعود إلى الصفة القطبية

polar character لكل من $C = O$ أو $C - OH$ وكذلك مجموعة H_2O .

د- تعمل المادة العضوية في التربة على تنشيط فعالية الكائنات الحية biological activity ، يعتمد هذا النشاط مبدئياً على تفاعلات الأكسدة لإنتاج الطاقة اللازمة لعمليات الاستقلاب في الكائنات الحية الموجودة في التربة.

2 الكربونات Carbonates:

تشكل الكربونات CO_3^{2-} ملح قليل الذوبان جداً مع الكالسيوم Ca يدعى الكالسيت Calcite وكذلك مع مزيج من Ca^{+2} و Mg^{+2} يسمى ال دولوميت (Dolomite)، أما بالنسبة لكربونات المغنيزيوم $MgCO_3$ فهي أكثر ذوباناً، بينما تشكل الكربونات مع القواعد الأخرى أملاحاً سهلة الذوبان. سوف نتطرق فيما يلي إلى كل شكل على حده:

أ- أملاح الكربونات قليلة الذوبان Slightly soluble carbonates:

تعتمد حركة وذوبان أملاح الكربونات قليلة الذوبان في التربة على ما يسمى بتوازن الكربونات "Carbonate equilibria" هذه المعادلة هي التي تحدد الظروف التي يمكن فيها للكربونات أن تترسب أو تذوب، تعتبر العلاقات الخاصة بمعادلة التوازن للكربونات معقدة جداً وذلك لكثرة المعايير Parameters التي يمكنها أن تؤثر على هذه المعادلة.

تعد دراسة معادلة توازن كربونات الكالسيوم هامة جداً، أما بالنسبة لكربونات الأملاح الذوابة فيمكن دراستها بالطريقة نفسها ، آخذين بعين الاعتبار جداء الإذابة لكل منها.

ولتبسيط الموضوع من أجل جعله أكثر سهولة للقارئ فإننا سوف ندرس الحالات الثلاث التالية كل على حده:

1- كربونات الكالسيوم في حالة توازن مع الماء النقي:

يمكن لكربونات الكالسيوم أن تذوب بالماء بشكل بطيء جداً اعتماداً على جداء الإذابة PS Solubility product لهذا المركب والتي تساوي 8.3:



$$(Ca^{+2})(CO_3^{-2}) = 10^{-8.3} \quad \text{حيث}$$

وباعتبار أن حمض الكربون H_2CO_3 حمض ضعيف، فإن الكربونات

CO_3^{-2} تتحلل مائياً بشكل مباشر وحسب التالي:



عند حساب التراكيز المختلفة بعد الوصول إلى مرحلة التوازن فقد وجد

التالي:

$$(H^+) = 10^{-9.9} \leftarrow 10^{-10}$$

$$(Ca^{+2}) = 10^{-3.9}$$

$$(CO_3^{-2}) = 10^{-4.4}$$

$$(HCO_3^-) = 10^{-4.05}$$

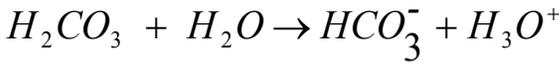
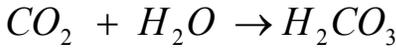
$$(H_2CO_3) = 10^{-7.6}$$

نلاحظ أن تركيز الكالسيوم أعلى من المتوقع (حسب جداء الإذابة لكاربونات الكالسيوم)، والسبب أن جزءاً من CO_3^{-2} قد تحول إلى HCO_3^- و H_2CO_3 الوسط أقل بقليل من pH وتركيز HCO_3^- أعلى من تركيز CO_3^{-2} وذلك لأن لحمض الكربون. pKa_2

2- كربونات الكالسيوم في حالة توازن مع الماء النقي وغاز ثاني أكسيد الكربون:

يسهم وجود غاز CO_2 في الجو بإعطاء دفعاً لتكوين حمض الكربون H_2CO_3 ، حيث يتأين حمض الكربون جزئياً إلى HCO_3^- و CO_3^{-2} مع تكوين جزيء من الهيدرونيوم H_3O^+ .

بمعنى آخر إن وجود CO_2 يسبب حدوث تفاعلات عكس تلك التي تسببها كربونات الكالسيوم مع الماء، وباعتبار أن H_3O^+ الناتج سوف يتعادل مع OH^- الناتج من تفاعل التحلل المائي أو الحلمهة Hydrolysis لكربونات الكالسيوم وبطبيعة الحال سوف يكون pH الوسط أقل مما هو عليه في الحالة الأولى.



كما ذكر سابقاً بأن OH^- الناتج من تفاعل الكربونات مع الماء يتحد



عند حساب التراكيز لعناصر التفاعلات السابقة في الماء مع وجود

$CaCO_3$ الصلبة، وعند ضغط جزيئي لغاز $CO_2 = 10^{-3.5}$ ضغط جوي تم الحصول على التراكيز التالية:

$$(H^+) = 10^{-8.4}$$

$$(Ca^{+2}) = 10^{-3.4}$$

$$(CO_3^{-2}) = 10^{-4.9}$$

$$(HCO_3^-) = 10^{-3.0}$$

$$(H_2CO_3) = 10^{-5.0}$$

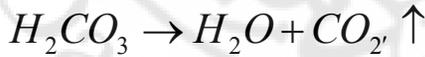
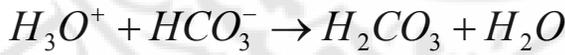
وبمقارنة هذه القيم مع قيم التوازن في الماء النقي، نلاحظ ما يلي:

- انخفاض في قيمة pH.
- زيادة في تركيز Ca^{+2} .
- انخفاض في تركيز CO_3^{-2} .
- زيادة في تركيز كل من HCO_3^- و H_2CO_3 .

مما سبق، يمكن القول إن وجود غاز ثاني أكسيد الكربون في الجو يزيد من سرعة ذوبان $CaCO_3$. وكننتيجة لذلك، وفي حال وجود التربة تحت عملية الغسيل Leaching process، فإن الأيونات الذائبة تنتقل خارج التربة، وباعتبار أن ماء المطر يحوي على CO_2 (إضافة إلى CO_2 الموجودة في التربة والناجم عن نشاطات أخرى)، فإن جزءاً من $CaCO_3$ سوف يتعرض للذوبان من جديد حتى حصول التوازن، وبتكرار هذه العملية يمكن أن تصل التربة إلى مرحلة تكون فيها خالية من $CaCO_3$ ، أي أن التربة تعرضت لعملية غسل وذوبان كربونات الكالسيوم Dicalcification .

3 كربونات الكالسيوم في حالة توازن مع ماء محمص بحمض أقوى من H_2CO_3 (مثل الأحماض العضوية التي لها pKa_1 أقل من pKa_1 حمض الكربون).

تعمل هذه الأحماض على التخلص من جزيء الكربونات CO_3 وفقاً للتفاعلات التالي:



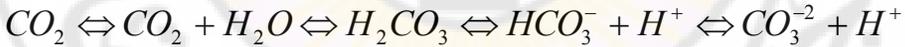
عندما يحدث في التربة إنتاج لمثل هذه الأحماض بكميات كبيرة نسبياً، فإن عملية ذوبان كربونات الكالسيوم تتسارع، نتيجة للكسر المستمر لثابت التوازن $(Ca^{+2})(CO_3^{2-}) = K_s$ ، عن طريق طرد غاز ثاني أكسيد الكربون.

نتيجة:

يزداد ذوبان كربونات الكالسيوم عند استبدال محلول مشبع بمحلول آخر غير مشبع، كذلك عند زيادة تركيز CO_2 والأحماض الأخرى في الوسط ومن جهة أخرى يحدث ترسيب لكربونات الكالسيوم عند تغير ظروف الوسط السابقة باتجاه يدفع إلى حدوث تفاعلات عكسية، يمكن أن يشمل تغير الظروف، زيادة عملية التبخر للماء من التربة، وعندها يصبح التركيز الأيوني أعلى، وكذلك بخفض تركيز CO_2 وخفض إنتاج الأحماض العضوية المختلفة.

ب - الكربونات عالية الذوبان Very soluble salts:

عندما تحتوي التربة على القليل من الكالسيوم والمغنيزيوم على شكل أملاح حرة، لكنها وفي الوقت نفسه تحتوي على كميات عالية من الأملاح الذوابة مثل ملح كلوريد الصوديوم، يكون عندها للكربونات سلوك آخر. يحتوي الهواء دائماً على CO_2 مسبباً حدوث التوازن التالي:



يعمل ارتفاع pH التربة على دفع تفاعل التوازن إلى اليمين، وعندما يحدث تثبت لكمية أكبر من CO_2 الجوي، عندها ترتفع الكمية الكلية للكربونات بشكل مباشر مع ارتفاع pH الوسط.

تحدث هذه العملية عند تنفيذ عملية الغسل للأملاح الصوديوم مثل NaCl أو Na_2SO_4 في التربة المالحة قبل البدء بعملية الغسل، يكون هناك حاله توازن

بين الصوديوم المدمص على سطوح الغرويات والصوديوم الموجود في محلول التربة.



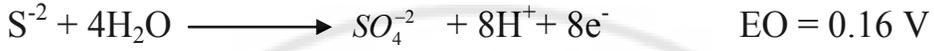
يحدث لهذا التوازن إزاحة عند غسل الصوديوم الموجود في المحلول، ولإعادة هذا التفاعل من جديد إلى حالة التوازن، فإن جزءاً من الصوديوم المدمص ينزاح إلى المحلول ويحل محله الهيدروجين، هذه العملية تؤدي إلى رفع pH الوسط، وهذا يدفع تفاعل توازن الكربونات باتجاه اليمين، مؤدياً إلى زيادة تركيز HCO_3^- و CO_3^{2-} ، هذه العملية هي الأساس في تكوين التربة القلوية من الترب المالحة.

يعتقد غالباً أن ارتفاع pH التربة ناتج عن التحلل المائي للكربونات، لكن هذا الاعتقاد ليس صحيحاً، لأن ارتفاع تركيز HCO_3^- و CO_3^{2-} هو نتيجة لارتفاع pH الوسط، كنتيجة للتحلل المائي Hydrolysis للملح: لأن الصوديوم المدمص على السطوح الغروية عبارة عن ملح يتمتع بأساسية قوية وحموضة ضعيفة.

2-1-5- الأنيونات الهامة:

2-1-5-1- الكبريت (S): Sulphur

يوجد شكلان هامين من الكبريت في التربة السلفايد S^{2-} ، والسلفات SO_4^{2-} ، يرتبط شكل تواجد الكبريت في التربة بظروف الأكسدة والإرجاع فيها. وذلك حسب التفاعلات التالية:



يعتبر التفاعل الثاني هو الأكثر سيادة في الطبيعة.

يعد الكبريت من العناصر السهلة الأكسدة، لأن السلفايد قليل الاستقرار جداً في التربة والحالة التي لا يتعرض فيها الكبريت للأكسدة فقط عندما تكون قيمة Eh منخفضة جداً.

إن الأملاح المعدنية للكبريت قليلة الذوبان جداً (مثال FeS_2 البيريت)، والذي يشكل رواسب سوداء في التربة عند وجوده.

يتشكل S^{-2} في الترب الغدقة التي تحتوي على مواد عضوية غنية

بالكبريت، خلال عملية التحلل أو التفسخ اللاهوائي

anaerobic decomposition، يتحرر الكبريت ويرجع ويطرسب على شكل بيريت Pyrite FeS_2 عند توفر الحديد في محلول التربة.

في ظروف الأكسدة، يشكل الكبريت روابط مشتركة قوية مع 4 ذرات من الأوكسجين لذلك يكون الأنيون المتشكل SO_4^{-2} مستقر جداً، والذي يتواجد إما على شكل أنيون في المحلول الأرضي أو يشكل أملاحاً مع Ca^{+2} ، Mg^{+2} ، Na^+ ، K^+ في الترب المالحة.

2-1-5-2- Phosphorus الفوسفور

هناك شكل واحد من الفوسفور يمكن أن يعتبر مستقراً في التربة: PO_4^{3-} حيث يكون للفوسفور P تكافؤ خماسي. كما في حالة الكبريت، فإن الفوسفور يرتبط مع الأوكسجين بروابط مشتركة قوية، لذلك فهو أنيون مستقر جداً في التربة. وعملياً فإن وجود PO_4^{3-} في التربة لا يعتبر مهم من وجهة نظر منشأ التربة.

2-1-6- Some important conclusions بعض الاستنتاجات الهامة

يمكن تلخيص الصفات المختلفة لهذه العناصر بما يسمى الأيونية الكامنة Ionic potential كما تم اقتراحه من قبل Goldschmidt :

$$q = Z / r \quad \text{الأيونية الكامنة}$$

حيث :

$$Z = \text{الشحنة}$$

$$r = \text{نصف القطر}$$

وبناءً على هذا القانون يمكن تقسيم العناصر السابقة إلى ثلاث مجموعات:
1 - عناصر ذات أيونية كامنة منخفضة، وتضم هذه المجموعة، القواعد والقواعد الأرضية والحديد الثنائي Fe^{+2} ، وتتميز هذه العناصر بشحنات قليلة، ونصف قطر كبير نسبياً، حموضة ضعيفة أو ميول ضعيف للتخلي عن

البروتونات، ويدعى عناصر هذه المجموعة بالكاتيونات المميّه

. Hydrated Cations

2 -عناصر ذات أيونية كامنة متوسطة، مثل Si^{+4} ، Al^{+3} ، Fe^{+3} ، حيث

يتمتع بقوة حامضية متوسطة، يمكن لهذه العناصر أن تتخلى عن بروتوناتها

في الـ pH العادية أو أقل منها بقليل، وتتميز هذه الكاتيونات بأن الشكل

اللميّه منها يتخلى عن بروتوناته بسهولة أو يتحلل مائياً $Hydrolyzed$ ،

معطياً ماءات أكاسيد غير ذوابة، وتدعى عناصر هذه المجموعة بالـ

.Hydrolysates

3 -عناصر ذات أيونية كامنة عالية، تشكل هذه العناصر معقدات ثابتة مع

الأوكسجين، ماءات الأكاسيد من هذه المجموعة، لكنها تتخلى عن

بروتوناتها بسهولة لتشكل أنيونات حرة مثل C, P, S .

خلال عمليات التجوية، نلاحظ أن عناصر المجموعة الأولى والثالثة لا

تحلل مائياً، بل تبقى في محلول التربة، ويمكن لها أن تنتقل بسهولة خارج قطاع

التربة.

أما عناصر المجموعة الثانية فإنها تتحلل مائياً بسهولة وترسب، لذلك

عملية نقلها خارج قطاع التربة لا يتم بسهولة.

Damascus University

2-2- السلوك الفيزيائي لحبيبات التربة ذات الشحنات السطحية

Physical behavior of soil colloid particles with a surface charge

2-2-1- الشحنة الكهربائية والكهربائية الكامنة

Electrical charge and electrical potential

تتميز سطوح الغرويات بأنها سطوح تفاعلات، يعود أصل هذه التفاعلات إما إلى وجود شحنة أصلاً على سطح الغروي أو إلى تطور شحنة كهربائية على هذا السطح. وعند وجود شحنة كهربائية يحصل تطور للكهربائية الكامنة .Electrical potential

من الناحية الترموديناميكية، فإن الكمونية تعني إمكانية قيام النظام بعمل ما، وحتى يتمكن هذا النظام من القيام بعمل، يجب أن يملك طاقة (متراكمة)، لذلك فإن الكهرباء الكامنة تعني أن عند هذا النظام إمكانية للقيام بعمل كهربائي، ينفذ هذا العمل الكهربائي من خلال انتقال التيار أو سيالة كهربائية من نقطة إلى أخرى (انتقال الإلكترونات أو الأيونات). تتواجد exists الكهرباء الكامنة، عند توفر فصل بين حبيبات ذات شحنات سالبة وأخرى ذات شحنات موجبة، أي هناك فروق في كمية الإلكترونات.

يعتمد حجم الكمونية على الآتي:

- 1 طبيعة الحبيبات الغروية الحاملة للشحنات الكهربائية، بمعنى آخر، قدرتها على التخلي عن إلكترون، أو أن تتحرك على شكل حبيبات مشحونة.
- 2- الفرق بين كمية الشحنات السالبة والشحنات الموجبة لهذه الحبيبات.

عند وجود سطوح غروية مشحونة على احتكاك مع محلول مائي، تعمل هذه الغرويات على جذب الشحنات المعاكسة لشحنتها، وخلال انتقال هذه الشحنات من مكانها الأصلي إلى مكانها الجديد يحدث تراكم جزئي للطاقة، وعندما تصل إلى مواقع قريبة من السطح تصبح قادرة على استعمال هذه الطاقة، والطاقة التي تملكها هذه الشحنات هي طاقة كهربائية.

وعند الرغبة في مغادرة السطح من جديد باتجاه المحلول المائي، تؤدي هذه الحركة إلى إنتاج سيالة كهربائية electrical-current، تقوم الأيونات خلال هذه الحركة باستعمال الطاقة المتراكمة بشكل تدريجي، وتتوقف هذه الأيونات عن الحركة عند نفاذ الطاقة المتراكمة، لذلك وخلال عملية الانتقال من السطح، يحدث انخفاض تدريجي للكهربائية الكامنة حتى تصبح صفر في المكان الذي تنفذ فيه كامل الطاقة المتراكمة.

2 2 2 انتفاعات على سطوح غرويات التربة

Reaction on the surface of soil colloids:

تدمص الأيونات على السطوح الغروية للتربة بطريقتين:
أ- يمكن للأيونات أن تدمص على السطوح الغروية عندما تكون هذه السطوح خالية من الشحنات، أي شحنتها تساوي الصفر، لذلك وبإدمصاص هذه الأيونات يتم خلق شحنة سطحية، وعندها تسمى هذه الأيونات بالأيونات الشاحنة Charging ions هذه العملية ممكنة فقط عندما تستطيع هذه الأيونات تكوين بعض أنواع من الروابط الكيميائية chemical bonding مع الغرويات، يمكن تمييز نوعين من الأيونات الشاحنة charging ions

- أيونات هي بالأصل جزء من الطور الصلب Solid phase أو جزء من المذيب Solvent وتسمى Potential determining ions (P.D)، على سبيل المثال نجد أيونات H^+ و OH^- في الماء.

- أيونات لا تكون جزءاً من الطور الصلب أو المذيب، وتدعى Specifically adsorbed ions أيونات مدمصه نوعية (S.A).

ب أيونات يمكن لها أن تدمص على سطوح الغرويات فقط عند وجود شحنة سطحية وتسمى أيونات غير شاحنة non-charging ions أو indifferent ions تدمص هذه الأيونات فقط عن طريقة فيزيائية أو بواسطة الكهربائية الساكنة electro statically .

2 2 3 طبيعة الشحنات السطحية : Nature of surface charge

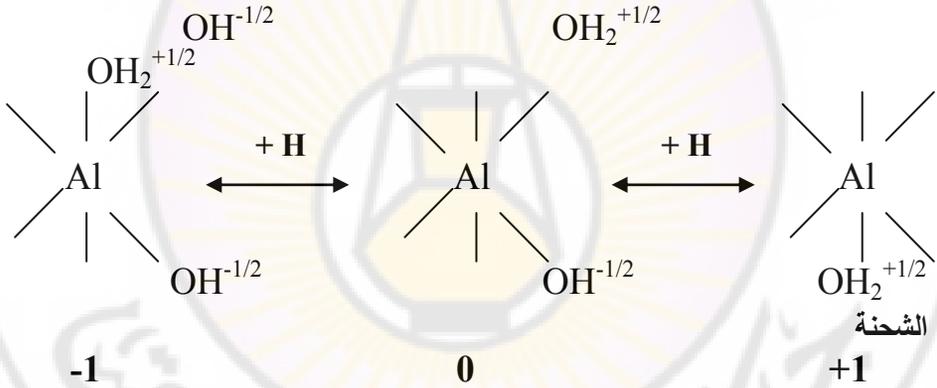
تقسم الشحنات السطحية الموجودة على سطوح غرويات التربة من حيث طبيعتها إلى نوعين: شحنات دائمة permanent charges وشحنات متغيرة : variable charges

- الشحنات الدائمة: تعود الشحنات الدائمة إلى خواص الشبكة البلورية لفلزات الطين في التربة، وتنشأ هذه الشحنات من عملية الاستبدال المتماثل Isomorphous substitution الذي يحدث في الشرائح المختلفة، عندما يستبدل أيون بأيون آخر يختلف عنه بعدد الشحنات، مثال استبدال الألمنيوم Al^{3+} للسيليكون Si^{4+} في شريحة ربايعيات الوجوه وإنتاج شحنة سالبة، وقد يكون الناتج شحنة موجبة عندما يستبدل كاتيون بكاتيون له عدد شحنات أكبر، كأن يستبدل

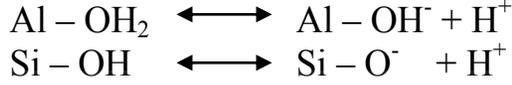
Mg^{2+} بالـ Al^{3+} في شريحة البروسيت أو المئات، وسميت هذه الشحنات بالدائمة لأنها لا تتغير ولا تتأثر بتغير خواص المحيط الموجودة فيه.

- الشحنات المتغيرة: تنشأ الشحنات المتغيرة على سطوح الغرويات نتيجة لحدوث بعض التفاعلات السطحية، وهذه الشحنة غير ثابتة، بمعنى أنها قد تتغير من موجبة إلى سالبة والعكس، وقد تنعدم أحياناً، وذلك تبعاً للظروف المحيطة بها، أي أنها تتغير بتغير خواص الوسط خاصة التركيز الأيوني و الـ pH.

مثال:



يعتبر تفاعل الحامض والأساس acid-base reaction أحد أهم التفاعلات الكيميائية المسؤولة عن الشحنات المتغيرة. لأن سطوح الغرويات متغيرة الشحنة تمتلك مجموعات حامضة ومجموعات قاعدية، المجموعات الحامضية يمكنها أن تعطي بروتون H^+ وعندها يتم الحصول على شحنات سالبة، أما القاعدية تستقبل بروتون H^+ وعندها يتم الحصول على شحنات موجبة يمكن تمثيل هذه المجموعات بشكل مبسط كما يلي:



2 2 4 التعبير الكمي للشحنات السطحية :Quantitative approach

يمكن للحبيبات الناعمة في التربة أن تحمل شحنات سالبة أو موجبة على سطوحها، وتعمل هذه الشحنات على معادلة نفسها عن طريق جذب أيونات تختلف معها بنوع الشحنة.

في ترب المناطق الجافة، تتم معادلة الشحنات السالبة الموجودة على سطوح الغرويات عن طريق الكاتيونات الموجودة في التربة (تكون الكاتيونات في حالة تمييه hydrated state)، والتي تتوضع على السطوح الغروية أو بالقرب منها، عندما توضع في احتكاك مع H_2O تقوم الكاتيونات المعادلة للشحنات بجذب جزيئات الماء لتشكل كاتيون ممييه hydrated cations، حيث تنتشر diffuse في جدار الماء المحيط Surrounding H_2O mantle، وهذه القوة معاكسة لقوة الجذب.

يسبب ميول الكاتيونات للتمييه والانتشار تمدد الطبقة التي توجد فيها كاتيونات التعادل، يمكن مقارنة قوة الانتشار بحادثة الضغط الحلولي Osmotic pressure، عند وجود محلولين مختلفين بالتركيز، فإن الماء ينتقل من المحلول الأقل تركيزاً، إلى المحلول الأكثر تركيزاً، حتى يحدث التوازن في التركيز بين المحلولين. وبهذه الطريقة فإن الكاتيونات الموجودة على سطوح الغرويات المشحونة سلباً والتي تدعى Counter ions قد تعرضت إلى قوة معاكسة نتج عنها ما يسمى الطبقة المزدوجة "double layer"، تتألف الطبقة المزدوجة من:

1 - الطبقة المشحونة سلباً (الطبقة الصلبة).

2 - طبقة الكاتيونات المعادلة للشحنة والتي تتوزع على مستويين مختلفين:

جزء من الكاتيونات يتوضع على سطوح الغرويات أو يكون قريباً جداً منها، حيث يتشكل مستوى غير متحرك *Immobile plane*، على احتكاك مباشر تقريباً مع السطح الصلب بدون وجود لجزيئات الماء بينهما، ويدعى هذا المستوى *Plane of STERN*.

الطبقة المنتشرة *diffuse layer* وتسمى أيضاً (*Gouy layer*)، حيث تكون الأيونات محاطة تماماً بجزيئات الماء. يتناقص تركيز الأيونات في هذه الطبقة أسياً *exponentially* مع المسافة من السطح.

يوجد معادلة رياضية تحكم العلاقة بين الشحنة السطحية، وطبيعة المذيب *Solvent*، وتركيز وتكافؤ الكاتيونات المعادلة للشحنة في المحلول والكمونية الكهربائية، وقد عبر *Gouy* و *Chapman* عن هذه العلاقة بالمعادلة التالية:

$$Q = (8n\Sigma KT)^{1/2} \sinh ze\psi / 2KT \quad (1)$$

حيث:

Q : كثافة الشحنات السطحية

n : التركيز الأيوني في المحلول

Σ : ثابت العزل الكهربائي Dielectrical constant

K : ثابت بولتزمان

T : درجة الحرارة المطلقة

Z : تكافؤ الأيون

e : شحنة الإلكترون

ψ : كمونية السطح الكهربائية Dielectrical surface potential

نلاحظ من خلال المعادلة (1) أن الشحنات السطحية تتأثر بعدة عوامل:

- 1 - التركيز الأيوني n والتكافؤ Z للكاتيونات المعادلة للشحنة.
- 2 - طبيعة المذيب Solvent الموجود على احتكاك مع سطوح الغرويات، باعتبار أن ثابت العزل الكهربائي Σ يختلف من مذيب إلى آخر.
- 3 - الكمونية الكهربائية السطحية Ψ .

أخذين بعين الاعتبار عدم القدرة على قياس الكمونية الكهربائية السطحية Ψ ، لكن يمكن التعبير عنها من خلال المعايير التي تحددها، بمعنى آخر. من خلال المركب الذي يستطيع أن يتفاعل مع السطح الغروي. وباعتبار أن ذرة H^+ هي أحد أهم المركبات المسؤولة عن الشحنة السطحية، لذلك يمكن الافتراض أن نشاط H^+ يمكن أن يحدد هذه الكمونية، وبالتالي فإن التفاعلات التي يدخل فيها أيون H^+ عكوسة.

من هذه الافتراضات، فإنه يمكن التعبير عن الكمونية الكهربائية من خلال

معادلة Nernst:

$$\psi_v = (RT / zF) \ln H^+ / HO^+ \quad (2)$$

حيث :

Ψ_v : الكمونية الكهربائية لسطوح الغرويات متغيرة الشحنة.

R : ثابت الغاز

F : ثابت فرادي

H^+ : نشاط H^+

OH^+ : نشاط الهيدروجين عندما تكون $\Psi_v = 0$

T : الحرارة المطلقة

Z : تكافؤ الأيون

إذا قمنا بتبديل Ψ في المعادل (1) بقيمتها في المعادلة (2) فإننا نحصل على المعادلة التالية:

$$Q = \left(2n \sum DKT / \pi\right)^{1/2} \sinh\{1.15Z(pH_o - pH)\} \quad (3)$$

مما تقدم يكمن الوصول إلى بعض النتائج العملية:

1 - في التربة التي تتصف بشحنات متغيرة، في حالة انعدام الشحنات فيها أو أنها تكون قليلة جداً، فإنه لا يوجد حاجة إلى أيونات لمعادلة الشحنات، وبالتالي لا يمكن للطبقة المزدوجة أن تتطور.

يعتبر وجود الطبقة المزدوجة double layer من الصفات الهامة في التربة لأنها المسؤولة عن ظاهرة الانكماش والانتفاخ shrinking and swelling، وكذلك تفريق حبيبات الطين، وهجرتها، لذلك فإنه من الممكن القول أنه في الترب ذات الشحنات المتغيرة، يجب عدم توقع حدوث ظاهرة الانكماش والانتفاخ وكذلك هجرة الطين.

2 - من المعادلة رقم (3)، نجد أن قياس خواص الشحنات الكهربائية، يتأثر بعوامل مختلفة منها:

- كلما زاد الفرق بين pH_o و pH زادت كثافة الشحنة، لذلك فإن تقدير الشحنات على pH أعلى من pH_o . يمكن أن يؤدي إلى زيادة الشحنات على سطوح الغرويات.

- n : يؤثر التركيز الأيوني في المحلول مباشرة على الشحنات، فكلما زاد التركيز زادت كثافة الشحنات.

- Z : كذلك تتناسب كثافة الشحنة مع زيادة عدد شحنات الأيون.

- Σ : استخدام مذيب غير الماء سوف يؤثر على الشحنات، مثال:
استخدام الكحول لغسل الزيادة من NH_4OAc .

2 2 5 تأثير الطبقة المزدوجة على تطور التربة

Implication of the double layer on soil development

عند وجود عدد من الشحنات على السطح الصلب للطبقة المزدوجة، فإن سماكة طبقة Gouy أو الطبقة المنتشرة تتخفض مع :

- زيادة تركيز الكاتيونات المعادلة للشحنة.
- انخفاض نصف القطر الفعال للكاتيونات.
- زيادة التركيز الأيوني في محلول التربة.

عند وجود حالة معينة، يحصل توازن بين التركيز الأيوني في الطبقة المزدوجة وسماكة هذه الطبقة من جهة، والتركيز الأيوني لمحلول التربة من جهة ثانية، وعندما ينخفض التركيز الأيوني في محلول التربة، يكون التركيز الأيوني أو الضغط الحلوي Osmotic pressure في الطبقة المزدوجة عالياً، ولا يستطيع أن يدخل في توازن مع محلول التربة، ولإعادة التوازن إلى الوضع الطبيعي، يجب خفض التركيز الأيوني في الطبقة المزدوجة، يمكن تحقيق ذلك فقط من خلال إضافة جزيئات ماء جديدة إلى الطبقة المزدوجة، وهذا بدوره يؤدي إلى تمدد expansion الطبقة المزدوجة، أي تصبح سماكتها أكبر.

تحدث الحالة نفسها عند استبدال كاتيون وحيد التكافؤ وذو نصف قطر قليل الفاعلية مثل K^+ بكاتيون وحيد الشحنة وذو نصف قطر فعال مثل Na^+ ، عند وجود كاتيونات مختلفة في الشحنة وفاعلية نصف القطر المائي في المحلول، فإن الكاتيونات ذات الشحنات العالية ونصف القطر قليل الفاعلية، تنجذب بقوة

أكبر لملء الشواغر على الطبقة الصلبة Stern layer، بينما الكاتيونات الأخرى (وحيدة الشحنة وذات نصف القطر الأكثر فعالية) تبقى على الطبقة المنتشرة Couy layer ، لذلك فإن سماكة هذه الطبقة، تزداد عند وجود كاتيون ذي شحنة منخفضة و / أو نصف قطر فعال.

أيضاً تتحدد سماكة الطبقة المزدوجة بكمية الماء المتوفرة في التربة، التي تحدد مدى إمكانية اتساع هذه الطبقة.

عموماً يمكن القول أن سماكة الطبقة المزدوجة تتغير بسرعة مع تغير :

- طبيعة الكاتيون المعادلة للشحنة.

- كمية الماء الموجودة في التربة.

يعد التغير في سماكة الطبقة المزدوجة الأساس في بعض الظواهر الهامة

في تطور التربة:

1 تحدث عملية تفريق حبيبات الطين في التربة كنتيجة للتمدد القوي أو

المفاجئ للطبقة المزدوجة، هذا التمدد القوي ضروري جداً لحدوث عملية

انتقال وتراكم الطين.

2 إن التغير المتتالي في محتوى التربة من الرطوبة، وما يتبعه من تغير في

سماكة الطبقة المزدوجة، هو الأساس في حدوث ظاهرة الانتفاخ

والانكماش التي تعتبر مسؤولة عن تكوين بناء كتلي مزوى وشقوق في

التربة.

3 تتأثر قوة القطع Shear strength أو مقاومة حبيبات التربة للانزلاق

Sliding بعضها على البعض الآخر، بشكل كبير بقدرة غرويات التربة

على التمدد، حيث كلما زادت سماكة الطبقة المزدوجة كلما كانت ثابتية

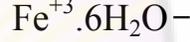
حبيبات التربة أقل.

2-3- الحموضة في التربة Acidity in soil

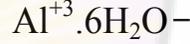
2 3 1 أصل الحموضة في التربة Origin of soil acidity:

تعود الحموضة في التربة إلى وجود مركبات تتفاعل مع الوسط كأحماض، وغالباً ما تكون هذه الأحماض ضعيفة، حيث تحرر فقط جزءاً من H^+ ، أما الهيدروجين الباقي، فإنه يشكل في الواقع ما يسمى الحموضة الكامنة Potential acidity، أي الحموضة التي يمكن أن تطلق إلى الوسط عند تغير الظروف. يمكن تقسيم المركبات الحامضية في التربة إلى:

أ - مركبات حامضية بسيطة (مرتبة حسب تناقص القوة الحامضية).



-الأحماض العضوية البسيطة



ب المكونات الغروية Colloidal constituents:

تشمل هذه المكونات مجموعة من المركبات الغروية مثل الغرويات العضوية والغرويات العضوية المعدنية والغرويات العضوية الفلزية، والغرويات المعدنية. تتفاعل المركبات الحامضية البسيطة عند تواجدها في التربة على شكل حر، كأحماض تبعاً لقوتها الحامضية pKa ، أما المكونات الغروية، فإنها تملك مجموعات حامضية أو حتى مجموعات قاعدية على سطوحها، وعند وجودها في حالة احتكاك مع المستخلص المائي، فإنها إما أن تعطي بروتون H^+ أو أن تجذب بروتون H^+ ، وهذا يعتمد بشكل رئيسي على العلاقة بين pH الوسط والقوة الحامضية لهذه المركبات.

سواء أدى التفاعل إلى إعطاء أو استقبال كمية من الهيدروجين أو المئات فإنه تحصل نتيجة لذلك حالة من التوازن $equilibrium$ بين الطور الصلب والطور السائل.

تعتمد كمية H^+ التي يتم استبدالها. على حموضة أو قلوية المجموعات الفعالة، تعطي كمية الهيدروجين المحرره تركيز معين أو حموضة في المحلول، لذلك فإن pH المحلول تتحدد بتركيز الهيدروجين في كمية معينة من الماء أو المحلول الموجود في حالة توازن مع الطور الصلب، وهناك عدة عوامل تؤثر على تركيز الهيدروجين منها:

1 قوة وكمية المجموعات الحامضية أو القاعدية الموجودة على احتكاك مع الطور السائل.

2 النسبة بين عدد هذه المجموعات وكمية الطور السائل وتركيبه.

3 حدوث بعض التفاعلات الأخرى بين الطورين.

2 3 2 سلوك بعض الأحماض:

1 H_2SO_4 :

يعد حمض الكبريت من الأحماض القوية التي تنتج كمية عالية من H^+ في محلول التربة، تؤثر درجة الحموضة pH المنخفضة الناتجة عن زيادة تركيز الهيدروجين على سلوك المركبات الأخرى الموجودة في التربة مثل:

- الغرويات العضوية، حيث يمنع تأينها dissociation ، ويلغي أي أثر آخر لها.

- السيليكات، عملياً يتم ذوبان أو تحطيم البناء البلوري للسيليكات في وجود H_2SO_4 ويتم تحرير جميع الكاتيونات، ويتفاعل الجذر SiO^- مع

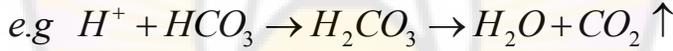
الهيدروجين ليعطي SiOH ، وبهذه الطريقة فإن الحموضة أو الحمض القوي H₂SO₄ يتم استبداله بحمض ضعيف جداً وهو Si(OH)₄.

Fe⁺³6H₂O- 2

يؤدي التفاعل الحامضي لهذا المركب إلى تكوين ماءات الحديد Fe(OH)₃، لذلك عند وجود تركيز عالي من الحديد Fe⁺³ فإنه يشكل بيئة تنظيمية قوية Strong buffering environment ، عندما يتم إنتاج حموضة عالية بواسطة التفاعل:



يمكن لهذه الحموضة الناتجة أن تصدر خارج المقطع أو تتحول إلى H₂CO₃



أو يتم معادلتها من خلال الفعل التنظيمي للألمنيوم كما مر معنا سابقاً. يبقى في الوسط فقط Fe(OH)₃ ، التي تشكل أساساً ضعيفاً غير قادر على ممارسة أي تأثير إضافي على حموضة الوسط.

3+ الأحماض العضوية Organic acids:

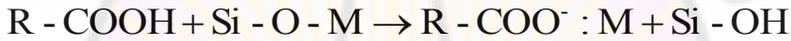
تتواجد هذه الأحماض إما على شكل مركبات بسيطة أو على شكل غرويات عضوية، ويمكن القول إن عملية تآيين الأحماض العضوية هي التي تحدد درجة pH الوسط (شريطة عدم وجود أحماض قوية في وسط التفاعل)، إضافة إلى ذلك

تستطيع هذه الأحماض أن تتفاعل مع الأجزاء المعدنية في التربة، يمكن لهذا التفاعل أن يتم بطريقتين:

أ - يقوم الحمض العضوي بتحطيم الرابطة O-M: لكن دون تشكيل معقدات مع المعدن:



ب يقوم الحمض العضوي بتحطيم الرابطة ويشكل معقدات مع المعدن



بناءً على ما سبق نلاحظ أنه يتم تحرير المعدن M فقط في الحالة الأولى

(أ).

يقوم التفاعل السابقان بمعادلة الحموضة الناتجة عن الحمض العضوي، وبعد ذلك تعود الحموضة المتبقية إلى الزائد من R-COOH والصفات الحامضية للمعدن M^+ لذلك فإن pH الوسط يعتمد على وجود هذين المركبين وطالما أن هناك زيادة من R-COOH في التربة، (إما لسبب وجود كمية عالية من المادة العضوية، أو لبطء التفاعل بين المادة العضوية والمعادن القابلة للتجوية بسبب ثباتية هذه المعادن)، فإن pH الوسط تتحدد بالقوة الحامضية لهذه المجموعات.

4 - الغرويات المعدنية المشبعة بالهيدروجين Hydrogen saturated

: mineral colloids

أظهرت التجارب أن الغرويات المعدنية المشبعة بالهيدروجين، تكون غير مستقرة، ويمكن للهيدروجين أن يخترق الشبكة البلورية ويصل إلى داخلها، ويستبدل الكاتيونات الموجودة داخل الشبكة ويدفعها إلى الخارج، حيث تقوم هذه الكاتيونات بأخذ مواقع الهيدروجين على السطوح الخارجية، وهذه العملية تمثل معادلة الغرويات المشبعة بالهيدروجين، لذلك فإن الحموضة الأساسية قد تم استبدالها بالحموضة الناتجة عن القوة الحامضية للكاتيونات التي حلت محل الهيدروجين. وباعتبار أن الألمنيوم يملك أعلى قوة حامضية بين هذه الكاتيونات (لأن الحديد يترسب مباشرة على شكل $(Fe(OH)_3$)، لذلك فإن هذه القوة الحامضية acidity strength للكاتيونات الجديدة، هي التي تحدد درجة حموضة الغرويات.

5 - المجموعات الحامضية للغرويات المعدنية Acidic group of mineral

colloid:

يتواجد على حواف السيليكات الورقية، روابط محطمة مثل $Mg-OH$ ، $Si-O$ ، $Al-OH$ ، تعتمد هذه المجموعات على القوة القاعدية basic strength لهذه الكاتيونات، حيث يمكن لها أن تتفاعل مع H^+ الموجود في المحلول، هذا التفاعل يعتمد على تركيز الهيدروجين في المحلول، تعد $Mg-OH$ الأساس الأقوى وتتفاعل مع الهيدروجين على الشكل التالي:



نلاحظ في التفاعل السابق أن الشحنة السالبة قد تحولت إلى شحنة موجبة، في الشبكة البلورية للسيليكات، ربما يكون SiO^- أساس ضعيف مقارنة مع

الشكل النقي له، لكن حتى في ظروف حامضية ضعيفة، فإنه من المحتمل أن يستقبل H^+ .

بالنسبة لـ $Al-OH$ فإنه بدون شك هو أضعف المجموعات القاعدية أو الأساسية، ويأخذ الهيدروجين فقط في ظروف حامضية قوية نسبياً، عندما تكون pH الوسط 5 أو أقل.

2 3 3 قياس حموضة التربة Measurement of soil acidity:

تقاس عادة حموضة التربة من خلال تقدير الـ pH ، وهذا القياس يمكن أن ينفذ باستخدام الماء مع التربة أو استخدام أنواع مختلفة من المحاليل الملحية (مثل KCl , $CaCl_2$)، ويجب الأخذ بعين الاعتبار أن هذه التقديرات تعين من حيث المبدأ فقط تركيز الهيدروجين الناتج عن حصول توازن بين التربة والمحلل المستخدم.

لذلك فإن عملية القياس تعتمد على الأحماض الذوابة (الحموضة الحرة) أو المجموعات الحامضية الموجودة على الأحماض غير الذوابة والقادرة على تبادل H^+ أو OH^- مع الملح الموجود في المحلول (الحموضة المتبادلة (exchangeable acidity)).

هذا القياس هو عبارة عن قياس تقريبي لتركيز الهيدروجين الذي يلتقي مع جذور النبات في التربة، ويعتبر معيار Parameter هام في إدارة التربة. وهذا القياس أيضاً لا يحدد أصل الحموضة، بمعنى آخر طبيعة هذه الحموضة من الناحية العملية يجب التأكيد على أن درجة الـ pH التي تصادفها في التربة تمثل فقط جزءاً صغيراً من التركيز المطلق absolute

pH concentration في التربة، وعند حساب تركيز الهيدروجين في التربة عند معين، نجد أن كمية الهيدروجين قليلة جداً مثال:

$$pH_4 = 10^{-1} \text{ meqH}^+ / l$$

$$pH_5 = 10^{-2} \text{ meqH}^+ / l$$

مع ذلك، فإن هذا التركيز يعتبر مهم بسبب تأثيره الممكن على التفاعلات الحامضية لبعض الأحماض الضعيفة الأخرى وعلى ذوبانها أيضاً.

2 3 4 الأحماس المتبادلة exchangeable acids:

1 الهيدرونيوم H_3O^+ :

إذا وجد الـ H^+ على شكل كاتيون متبادل، فإنه عند استبدال هيشكل حمض مع الأنيون المرافق، فإذا كان محلول الاستبدال يحتوي على الكلور فإن الحمض القوي HCl سوف يتكون في محلول الاستبدال، وباعتبار أن هذا الحمض سوف يتأين dissociate بشكل كامل، فإن pH المحلول تتحدد بتركيز الهيدروجين المستبدل. على سبيل المثال، يتم تقدير pH على معلق تربة 1:1، وقد وجد أن 10 غ تربة قد أعطيت 1 ميليماكي من الهيدروجين، وهذا يقارب تركيز 1 ميليماكي في 10/مل أو 100 ميليماكي/ليتر، أو 0.1 مكافئ/ليتر، فإن ذلك يقارب 1 م.م من H^+ التي يمكن الحصول عليها من 100 غ/تربة، عندها تكون الـ pH = 2. تشير الأرقام السابقة بوضوح إلى أنها ليست أرقام واقعية، ولا يمكن لها أن تتواجد في الطبيعة، لذلك يمكن القول إن الهيدروجين القابل للتبادل غير موجود not existing في التربة، فقط في حالة الترب الحامضية الكبريتية acid

sulphate soils ، يمكن تواجد تراكيز قليلة من الهيدروجين، حيث أن pH هذا النوع من التربة يمكن أن ينخفض إلى 2.5 أو أقل.



هذا النوع من الأحماض المتبادلة، يمكن وجوده فقط في التربة الحامضية الكبريتية، لأن pH هذه التربة ينخفض إلى 2.5 أو أقل.



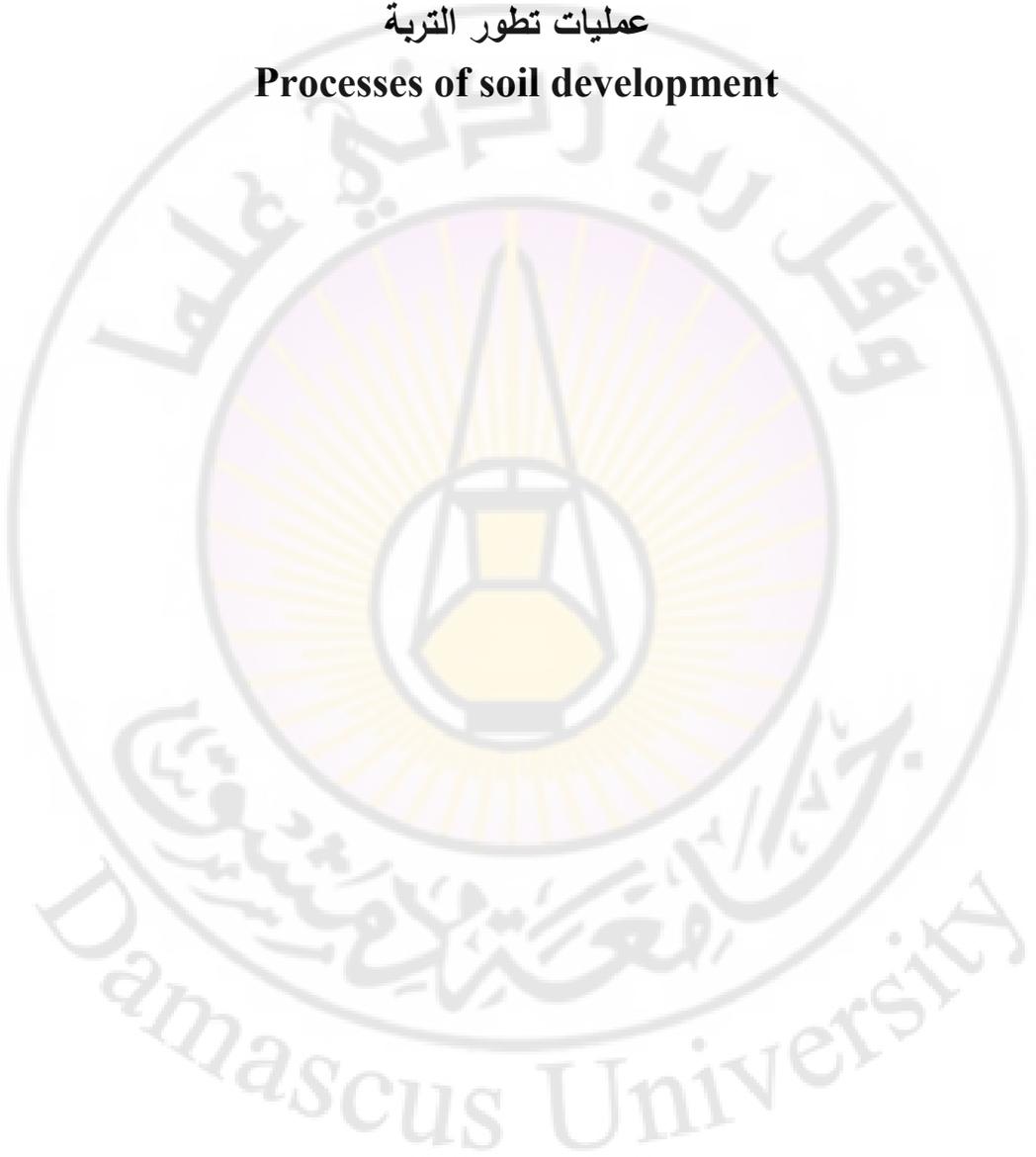
يحتوي محلول التبادل exchange solution مع pH > 5 غالباً على Al. لقد بينت حسابات pH المستخلص وكمية الألمنيوم في بعض أنواع الترب منها Ultisols و Oxisols وجود ارتباط بين تركيز Al و درجة الحموض المقاسة.



الباب الثالث

عمليات تطور التربة

Processes of soil development



الباب الثالث

3- عمليات تطور التربة : Processes of soil evolution

3 4 -عموميات :Generalities

تتعرض مكونات التربة، وخاصة الفلزات، خلال عمليات تطور التربة إلى بعض التغيرات، حيث تحطم الفلزات ذات الأقطار الكبيرة إلى حبيبات أقطارها أصغر، بدون أي تغيير في تركيبها الكيميائي وتدعى هذه العملية بالتجوية الفيزيائية أو التحطيم الفيزيائي physical break down . وكذلك قد تتعرض الفلزات الأساسية إلى بعض التغيرات في تركيبها، وقد تتحطم إلى عناصرها الأساسية، وقد تتحد العناصر المحررة ثانية لتشكيل فلزات جديدة. تتراكم العناصر المحررة نتيجة لعمليات التحطم في عمق ما من مقطع التربة وبشكل طبيعي تتشكل بعض الفلزات الجديدة، لذلك يمكن أن نميز في مقطع التربة نطاقين:

- نطاق الإزاحة أو التصدير Zone of export.

- نطاق الإضافة أو التراكم Zone of addition.

في نطاق الإزاحة، يحصل زيادة نسبية في كمية الفلزات الأقل ذوباناً، نتيجة لإزاحة العناصر الأكثر ذوباناً. تدعى هذه الحالة بالتراكم النسبي Relative accumulation ، والسبب هو زيادة نسبة العناصر الأقل ذوباناً نتيجة لإزاحة العناصر الذوابة، دون أي إضافة جديدة.

أما في نطاق الإضافة فيحصل تراكم مطلق absolute accumulation بسبب إضافة عناصر من نطاق الإزاحة، أي أن الزيادة أو التراكم حصل نتيجة لإضافات جديدة لهذا العنصر أو ذلك.

تعتمد شدة عمليتي التراكم النسبي أو التراكم المطلق بشكل أساسي على عملية النقل *process of transport* ، فكلما كانت عملية النقل نشطة كلما كانت عملية إزاحة الفلزات الذوابة أسرع، وبالتالي تكون عملية التراكم أوضح.

تتأثر شدة عملية النقل بمجموعة من العوامل منها:

1 -المناخ: باعتباره العامل الذي يحدد كمية الماء اللازمة للإذابة والنقل في الوقت نفسه.

2 -الموقع التضاريسي الذي يتحكم بحركة الماء.

3 -تركيب المادة الأم لكل من التربة والمواد تحت التربة.

أما بالنسبة لطبيعة الفلزات الثانوية المتشكلة فإنها تتحدد بالتالي:

1 -الكمية النسبية للعناصر الموجودة في كل من نطاق الإزاحة ونطاق التراكم.

2 -طبيعة العناصر وميولها لتكوين فلزات ثانوية، مثل الألمنيوم والسيليسيوم اللذين يشكلان وحدات بنائية لتشكل بدورها فلزات المينوسيليكاتية، أما عنصر الحديد فإنه يميل لتكوين مركبات بمفرده أو يشكل مركبات يكون هو السائد فيها.

يحدث في نطاق الإزاحة أو التجوية تكوين بعض الفلزات الثانوية، يعتمد تركيب هذه الفلزات على مكونات المادة الأم من جهة وسرعة عملية الغسل أو الإزاحة من جهة ثانية. يتم إزاحة العناصر الذوابة من نطاق الإزاحة وبالوقت نفسه يحدث تراكم للعناصر الأقل ذوباناً مثل Ti ، Fe ، Al ، Si تبدي العناصر السابقة قابلية ذوبان متباينة فيما بينها، حيث Si أكثر ذوباناً من Al و Fe في ظروف pH أكبر من 5 ، ولكن حتى في pH أكبر من 5 فإن

إزاحة أو غسل Si أقوى من الحديد والألمنيوم، وخاصة إذا كان انخفاض قيمة pH التربة عائداً لوجود المركبات العضوية، حيث يتم حجز كل من Al و Fe بواسطة هذه المكونات.

بينت بعض الدراسات عدم صحة النظرية القائلة، إن ارتباط أو انتقال Al و Fe مع المادة العضوية. تؤدي إلى تراكم نسبي لـ Si في الطبقة السطحية من التربة، حيث دلت العديد من الدراسات الحديثة أن Si المتحررة أثناء عملية التجوية، بوجود كميات كبيرة نسبياً من المادة العضوية، لا تتراكم على سطح التربة، بل يتم غسلها إلى خارج مقطع التربة، غالباً على شكل $Si(OH)_4$. خلال عملية تكوين الفلزات الثانوية، يلاحظ اختلاف في سلوك كل من Al و Si من جهة و Fe من جهة ثانية، يميل كل من Al و Si إلى تكوين سيليكات الألمنيوم من خلال اتحاد وحدات بنائية سيليكاتية مع وحدات بنائية ألومينية، بينما يميل الحديد ليبقى منفصلاً، ليشكل فيما بعد فلزات ثانوية يكون فيها منفرداً أو سائداً.

في ظروف يكون فيها الألمنيوم غير مرتبط بالمادة العضوية، فإن تركيب الفلزات الثانوية يعتمد على معدل إزاحة أو تصدير Si، وبناءً على ذلك يمكن تمييز ثلاث حالات:

1- إذا كانت عملية التجوية أو الغسل بطيئة، تتكون فلزات ثانوية تكون فيها النسبة المولية SiO_2/Al_2O_3 حوالي 4، وعندها يمكن أن يتكون فلزات من النوع 2 : 1 (مثال الفلزات متغيرة البعد القاعدي)، يتم الاحتفاظ بجزء من العناصر القاعدية والقاعدية الأرضية، في الفراغ بين الطبقات interlayer space وتدعى هذه العملية Bisialitization.

- 2 - في ظروف تجوية وغسل متوسطه أو أقوى من السابقة، يحدث إزاحة كاملة تقريباً للقواعد والقواعد الأرضية، بالإضافة إلى جزء من السيليكون Si ، حيث يبقى من Si ما يكفي لتكوين فلزات سيليكات ألومنيوم 1:1 مثل الكاؤوليت، بنسبة مولية $2 = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ، يطلق على هذه الحالة Monosialization و Kaolinization.
- 3 - تحت ظروف تجوية شديدة، تكون عملية الغسل كافية لإزاحة كامل Si ، حيث يتكون فقط ماءات أكاسيد حره من الألمينيوم، وتسمى هذه الحالة بـ Allitization.

3 2 - التغيرات التي تطرأ على مكونات التربة (التجوية Weathering). سيتم في هذا الفصل معالجة موضوع التجوية من وجهة نظر منشئية، حيث تناقش التغيرات المختلفة التي تطرأ على مكونات التربة خلال عملية تطورها سواء كانت هذه التغيرات فيزيائية أو كيميائية أو حيوية، ودور كل منها في عملية تطور التربة.

3-2-1 - التجوية الفيزيائية physical weathering:

يقصد بالتجوية الفيزيائية وعملياتها تحطيم الحبيبات الخشنة إلى حبيبات أصغر منها، بدون أي تغيير في التركيب الكيميائي والمعدني، هذه العملية تجلب نوعاً من التراكم المطلق absolute accumulation من خلال إضافة الحبيبات الصغيرة الناتجة عن عمليات التجوية الفيزيائية إلى مجموعة الحبيبات الناعمة، لكن كمية هذه الحبيبات في كامل التربة لا تتغير.

يمكن أن تتعرض جميع فلزات التربة إلى عملية التحطيم الفيزيائي physical break down ، ويبدو أن مجموعة السيليكات الورقية أو الطبقيّة phyllosilicates ، هي الأكثر عرضة لعملية التحطيم الفيزيائي من غيرها من الفلزات، حيث يمكن لبعضها أن يتحطم بسهولة إلى حبيبات أقطارها أقل من 2 ميكرون (مجموعة الطين) بدون التعرض إلى تغيير يذكر في تركيبها. بالنسبة للسيليكات الأخرى مثل السيليكات المعزولة والحلقية والسلسليه، فإن التجوية الكيميائية تبدو أسرع من التجوية الفيزيائية وتكون النتيجة أن هذه الفلزات تتحطم تماماً قبل أن تصل حجوم حبيباتها إلى حجم حبيبات الطين، مثل فلز الأولفين.

3-3- التغيرات الكيميائية والمعدنية التي تطرأ على مكونات التربة:

Chemical and mineralogical changes of the soil constituents

تتعرض مكونات التربة إلى تغيرات تحدث في تركيبها الكيميائي والفلزي أو المعدني، هذه التغيرات تنتج بفعل مجموعة من العمليات هي:

1 عمليات الطرح أو الاستخلاص Processes of subtraction (تجوية كيميائية).

2 عملية الإضافة Processes of addition إلى فلزات موجودة أصلاً.

3 عمليات التخلق أو التشكلات الجديدة لبعض الفلزات neoformation or .neosynthesis of minerals

يتم خلال العمليات السابقة تكوين فلزات جديدة، لذلك من الناحية النظرية،

يمكن أن تحوي التربة على نوعين من الفلزات:

- الفلزات الأصلية التي كانت موجودة أصلاً في الصخور الأم التي تكونت

منها التربة، وتدعى بالفلزات الأولية Primary minerals.

- الفلزات الجديدة التي تكونت أو تشكلت خلال العمليات البيدولوجية على

حساب نواتج التجوية من الفلزات الأولية، وتدعى هذه الفلزات بالفلزات

الثانوية Secondary minerals.

يحصل خلال عمليات التجوية الفيزيائية والكيميائية، أن حجم حبيبات فلزات

التربة تأخذ بالصغر بشكل تدريجي، وإن النواتج التي تنشأ من عملية الإزاحة

Subtraction تكون ذات حجوم صغيرة ومن حيث المبدأ، فإن العمليات

البيدولوجية تقود إلى تكوين حبيبات تربة صغيرة جداً، وقد تأخذ هذه الحبيبات بنية

وتركيباً مشابهيين لبنية وتركيب الفلزات التي تكونت منها، أو أن تكون بنيتها

وتركيبتها مغايرين تماماً للفلزات الأولية.

وكنتيجة لمنشأ فلزات التربة، فإن الفلزات الثانوية تشكل غالباً جزءاً من

الحبيبات الناعمة (>2 ميكرون)، لكن في ظروف مواتية، يمكن لها أن تنمو

لتصل إلى حجم يتجاوز 2 ميكرون، مثل حبيبات الكاؤولنيت التي تستطيع بلوراتها

أن تنمو لتصل إلى حجم حبيبات السلت (2-50 ميكرون)، وكذلك بالنسبة

للجسيت gibbsite والغوتيت goethite والهيماتيت hematite ، حيث يمكن

لهذه الفلزات أن تكون تراكيز أو عجيرات nodules يصل حجمها أحياناً إلى أكثر

من 2 مم.

إن التفريق أو التمييز ما بين الفلزات الثانوية والفلزات الأولية، من الناحية

النظرية، واضح جداً، لكن على الصعيد العملي فإن التفريق بينهما ليس واضحاً

تماماً دائماً، وعلى سبيل المثال:

- يعد الكلوريت ثلاثي ثمانية الوجوه من الفلزات الأولية، لكن في مرحلة من مراحل تجوية السرينتين تمت الإشارة إلى وجود الكلوريت، وفي هذه الحالة تبقى المسألة قائمة فيما إذا كان هذا الكلوريت أولياً أو ثانوياً.
- إن فلزات الميكا الموجودة في مجموعة الطين من حبيبات التربة، قد تكون أولية أو ثانوية.

3-3-1- أصل التجوية الكيميائية Origin of chemical weathering:

يمكن تعريف التجوية الكيميائية، على أنها العملية التي يتم من خلالها تحطيم الفلزات بواسطة عمليات الإزاحة الكيميائية processes of chemical subtraction ، أي بواسطة الإذابة dissolution أو الاستخلاص extraction لجزء أو لكامل مكونات الفلز في الظروف الطبيعية من الضغط ودرجة الحرارة. بمعنى آخر، في ظروف من الضغط الكلي أو الضغط الجزئي ودرجة الحرارة السائدة على سطح التربة.

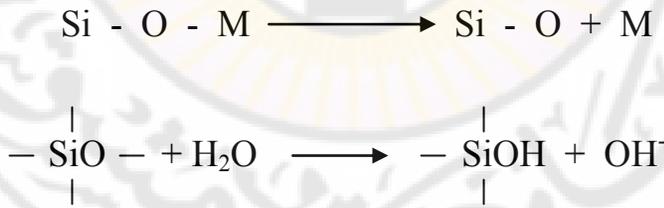
في هذا المجال يجب التفريق بين تعبيرين: التجوية weathering والتغير Alteration ، حيث يعني التعبير الأخير، التغيرات الكيميائية التي تظهر تحت نطاق تختلف فيه ظروف الحرارة والضغط، حيث تتوفر درجة حرارة أعلى وضغط أكبر مما هو على سطح الأرض، على سبيل المثال، يكون الضغط الكلي وضغط غاز ثاني أكسيد الكربون في أعماق الأرض أعلى بكثير مما هو عليه على سطح الأرض، لذلك فمن المحتمل أن تكون عملية التغير alteration مسؤولة على الأقل، عن جزء من عملية تكوين المواد التحتية Saprolite zone.

إضافة لما تقدم يمكن أن يعزى أصل التجوية الكيميائية من حيث المبدأ إلى ثلاث حالات، وذلك حسب ظروف الوسط التي تحدث فيه التجوية:
- التجوية في ظروف قلبية.

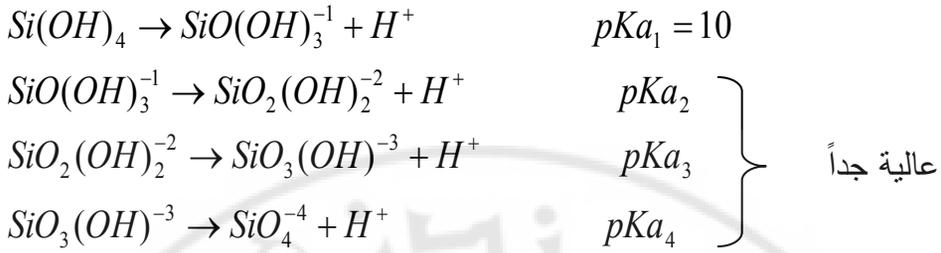
- التجوية في ظروف حامضية.
- التجوية في ظروف المعقدات الحامضية.

3-3-1-1-3-3 التجوية في ظروف قلوية weathering in alkaline environment

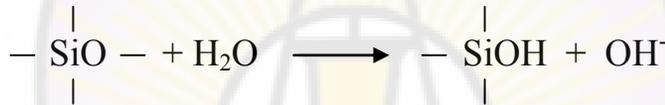
يبدو من النظرة الأولى أن عملية التجوية القلوية غير ممكنة خاصة وأن pH التربة قلما تتجاوز القيمة 8 ، على كل حال إن قياس pH التربة، لعينة عامة، قد لا يكون دائماً ممثل للواقع أو صحيحاً، حيث أنه من الممكن أن تكون الـ pH في بعض المواقع مختلفة عن pH عينة التربة العامة، وقد يعود هذا الاختلاف إلى عدة أسباب منها على سبيل المثال، التحلل المائي للسيليكات Hydrolysis of silicates ، فعند ذوبان السيليكات فإن الرابطة التي تتحطم هي الرابطة الموجودة بين SiO والكاتيون، وتتحلل SiO مائياً مباشرة على الشكل التالي:



يعود هذا التفاعل إلى قيمة pKa العالية لحمض السيليسيك، حيث يعتبر هذا الحمض من الأحماض الضعيفة جداً، وله 4 ذرات من H⁺ لكل واحده منها قيمة pKa مختلفة عن الأخرى.

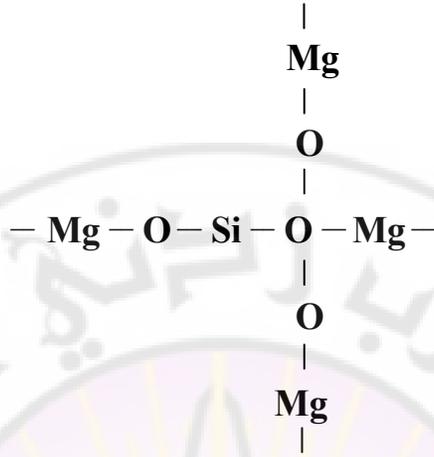


تعتمد كمية OH^- المحرره خلال عملية التحلل المائي للروابط المحطمة على معدل سرعة التفاعل وتركيب السيليكات حيث يحدث التفاعل فقط على الروابط الموجودة بين SiO^- والكتيونات الأخرى وليس على الروابط Si-O-Si .

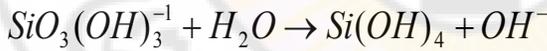
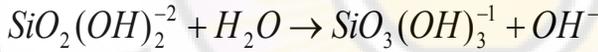
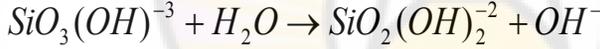


يمكن توضيح ما سبق من خلال المثال التالي:

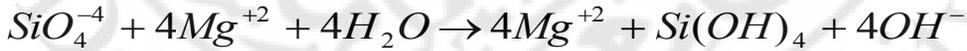
- في حالة السيليكات المعزولة أو الأرتوسيليكات orthosilicates لهذا النوع من السيليكات البناء التالي:



عند إزاحة كاتيون المغنيزيوم Mg^{+2} تظهر أربع روابط، لنحصل على $4Mg^{+2} + SiO_4^{-4}$ ويتميز الجذر SiO_4^{-4} بأنه غير مستقر ويتحلل مائياً مباشرة.



ويمكن كتابة التفاعل العام كما يلي:



إن ثابت التحلل المائي Kh للتفاعل



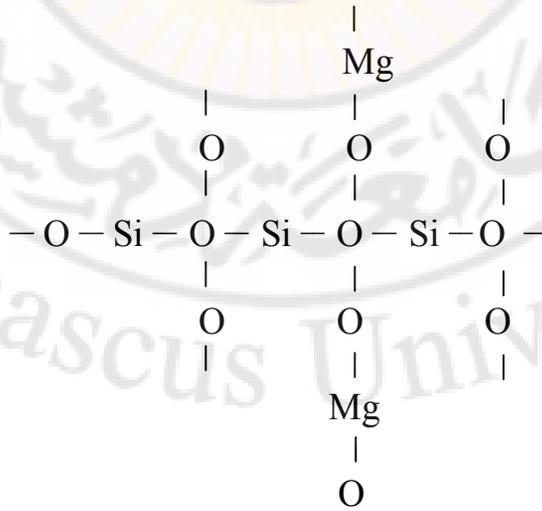
يعطى بالمعادلة التالية

$$K_h = \frac{(Si(OH)_4)(OH^-)}{(SiO(OH)_3^-)}$$

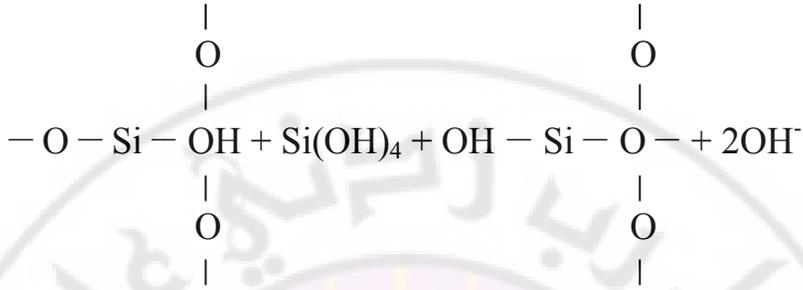
يسمح هذا التفاعل بحساب pH الوسط إذا علم تركيز $SiO(OH)_3^-$ ،
 ويفرض أن تركيز $SiO(OH)_3^- = 10^{-2}$ مول.
 وبإجراء عملية الحساب سوف نجد أن تركيز $(OH)^{-2} = 10^{-3}$ وبالتالي
 فإن pH الوسط = 11.

أما بالنسبة لسرعة التفاعل فإنها تزداد بإزدياد حموضة المحلول، حيث
 يكون تركيز OH^- أقل، وفي هذه الظروف تكون سرعة التفاعل أكبر، بمعنى أنه
 كلما كانت قيمة pH المحلول أقل كلما كانت عملية التحلل المائي أقوى، وبالتالي
 تكون تجوية السيليكات أسرع.

- لو أخذنا مثلاً آخر من السيليكات السلسلية chainsilicates



وبإزاحة Mg^{+2} الموجودة وإضافة 4 جزيئات من الماء فإننا نحصل على :



phyllosicates ولو عاملنا بنفس الطريقة فلز من السيليكات الورقية سوف نحصل على OH^- واحدة.

مما تقدم يتبين أن كمية OH^- المتحررة من خلال تفاعلات التحلل المائي لأنواع مختلفة من السيليكات، تتراوح بين 1 و 4 لكل ذرة سيليكون، وعند حدوث هذا التفاعل على سطوح السيليكات، سوف تتطور pH عالية على احتكاك مباشر مع سطوح الفلز، كذلك يمكن الوصول إلى نتيجة مفادها أنه كلما كان عدد الروابط بين Si والكاتيونات (K ، Na ، Mg ، Ca) أكبر كلما كانت pH الوسط أعلى. أما بالنسبة للكاتيونات ذات القوة الحامضية العالية (pKa منخفضة) ،

مثل Al و Fe ، فإنها تعطي تفاعلات حامضية، ويمكن للحموضة الناتجة أن تتعادل مع OH^- الناتج من التحلل المائي للسيليكات.

تستطيع كمية OH^- المتحررة من تفاعل التحلل المائي والـ pH العالية التي تطورت موضعياً (Local) أن تذيب ما تبقى من Si و Al في الشبكة البلورية للفلز. وبالتالي تسرع عملية تجوية الفلزات، حيث يتحول Si و Al إلى أشكال ذائبة.

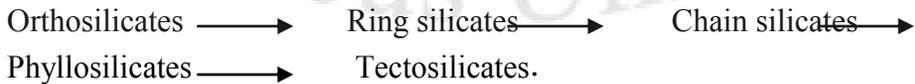
إن مبدأ التجوية الفلزية هو الأساس لما يسمى بـ pH الحك أو البري abrasion pH ، و pH الحك هي الـ pH التي يتم الحصول عليها عند حك سطح فلز أو معدن على احتكاك مباشر مع الماء.

3-3-1-2- التجوية في ظروف حامضية weathering in acid :environment

تتأثر حالة الاستقرار للعديد من الروابط السيليكاتية، بزيادة تركيز الهيدروجين في الوسط (pH منخفضة)، إن أصل هذه العملية يعود إلى ميول العديد من الكاتيونات إلى الدخول إلى المحلول على شكل كاتيونات مميّه hydrated cations وكذلك ميول مجموعات SiO^- استقبال H^+ لتشكل جذر SiOH غير متأين undissociated (هذا الشكل ثابت في ظروف pH منخفضة) ومن جهة أخرى فإن الـ pH المنخفضة ليس لها من حيث المبدأ تأثير على الروابط من النوع $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$ لأن هذه الروابط قد تشكلت من خلال عملية التماثر polymerization:



حيث لا يتضمن هذا التفاعل أي تدخل لـ H^+ . من خلال المبدأ السابق، فإنه من الواضح أن عملية تجوية السيليكات تكون أسهل كلما قل عدد الروابط من النوع $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$. لذلك يمكن ترتيب السيليكات من حيث مقاومتها للتجوية كما يلي: (ترتيب تصاعدي):



السيليكا المعزولة ← السيليكا الحلقية ← السيليكا السلسلية
السيليكا الورقية ← السيليكا الهيكلية.

تتناقص النسبة لـ Si/O في هذه السلسلة من 4 إلى 2.
يوجد العديد من المركبات التي تؤثر على حموضة التربة، ومن هذه
المركبات (مرتبة حسب زيادة قوتها الحامضية) ما يلي:

- 1 H_2CO_3^- بسبب وجود CO_2 الجوي.
- 2 $\text{Al}^{+3} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
- 3 -الأحماض العضوية.
- 4 $\text{Fe}^{+3} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.
- 5 H_2SO_4^-

3-3-1-3- التجوية في ظروف المعقدات الحامضية

:weathering in acidic-complexing environment

تظهر عملية التجوية بتأثير المعقدات الحامضية في ظروف تترافق مع وجود بعض المركبات العضوية، والتي تتميز بكونها حامضية من جهة ولها قدرة على ربط الكاتيونات Complexing من جهة أخرى، إن التأثير المشترك للمركبات العضوية من حيث الحموضة وطاقة الربط يؤدي إلى استخلاص الكاتيونات متعددة الشحنة polyvalent - cations وخاصة الحديد والألمنيوم إلى خارج الشبكة البلورية وبمعدل أسرع، مقارنة مع الظروف الأخرى التي تخلو من المعقدات الحامضية، لذلك فإن عملية تحطيم الفلزات تتسارع في حال وجود كميات كبيرة من المادة العضوية في التربة.

3-4- نتائج عمليات الإزاحة والإضافة

results of the processes of subtraction and : additions

تشمل عمليات الإزاحة، كما مر سابقاً عمليتي الإذابة والاستخلاص، وتبعاً لمعدل استخلاص أو ذوبان العناصر الأساسية للفلز، يمكن تمييز حالتين من عمليات الإزاحة أو التجوية:

1 -التجوية المنسجمة Congruent weathering :

يأتي هذا النوع من التجوية كناية عن الانحلال (الذوبان) المتوافق الذي تتحرر فيه عناصر الشبكة البلورية، أو عناصر الفلز بنفس المعدل والسرعة ذاتها، وتنتقل إلى المحلول بنسب متساوية مع نسبها في الشبكة البلورية أو الفلز، ويعد هذا النوع من التجوية الشكل النموذجي لتجوية الأملاح البسيطة مثل أملاح القواعد والقواعد الأرضية مع الكلور والكربونات والسلفات، إضافة إلى بعض السيليكات البسيطة مثل السيليكات المعزولة والحلقية والسلسلية.

2 -التجوية غير المنسجمة Incongruent or differential :weathering

وهي عبارة عن الانحلال التفكيكي الذي يترافق مع تشكل راسب ناتج عن جزء من المكونات التي انتقلت إلى المحلول وبقاء جزء آخر فيه، بمعنى آخر يأخذ ذوبان عناصر الشبكة البلورية أو انحلالها معدلات مختلفة، يسود هذا النوع من التجوية بالنسبة للسيليكات التي تتميز بشبكة بلورية من سيليكات الألمينيوم وخاصة السيليكات الورقية phyllosilicates.

من النتائج الملفتة للنظر في عملية التجوية غير المنسجمة ما يحدث للسيليكات الورقية، حيث يحصل أحياناً إزاحة لجزء من الشبكة البلورية للسيليكات الورقية، وعندها يطلق على العملية كلمة تدهور " degradation"، وأحياناً أخرى

يحدث إضافة إلى هيكل بنائي موجود أصلاً، وتدعى هذه الحالة باسم "aggradations" وسنطلق عليها كلمة ضم أو إضافة.
أما كلمة transformation فهي عبارة عن تعبير عام يستخدم للدلالة على التغيير variation في تركيب السيليكات.

تظهر عملية التدهور أو degradation غالباً في فلزات الميكا وفلزات الكلوريت، والذي يحصل هو : يتم استبدال أو إذابة للكاتيونات أو لطبقة الهيدروكسيد hydroxide sheet ، وعندها تحصل الشحنات السالبة على حالة التعادل من خلال جذبها للكاتيونات الموجودة في محلول التربة (تكون الكاتيونات على شكل مميّه) غالباً ما يكون كاتيون التعادل هو الهيدرونيوم H_3O^+ ، باعتبار أن هذا الكاتيون هو المسؤول عن عملية التبادل، لكن في الوقت نفسه يمكن لأي كاتيون آخر موجود في المحلول أن يقوم بهذه العملية ، إذا كانت الشحنة على الشبكة البلورية 1 : 2 عالية، فإنه يعطي دفعا لتكوين فلزات الفيرميكيوليت Vermiculies ، وإذا كانت منخفضة فتتكون فلزات السمكتيت smectites .
تحدث عملية التحول هذه بشكل تدريجي، ويتم خلال ذلك أن جزءاً من الكاتيونات الموجودة بين الطبقات وكذلك جزءاً من طبقة الهيدروكسيد يتم استبدالها ويبقى الجزء الآخر. هذه الحالة الوسطية تدعى intergrades ، التداخل التدريجي وعندها يمكن الحصول على عدة أشكال من هذا التداخل:

- ميكا - فيرميكيوليت
- كلوريت - فيرميكيوليت
- ميكا - سمكتيت
- كلوريت - سمكتيت

لقد تبين أنه خلال عملية التحول التدريجي يحدث خفض للشحنة الموجودة على الفلزات 2/1 وبشكل تدريجي أيضاً، لذلك يمكن التوقع بتحول الميكا أولاً إلى فرميكيوليت ومن ثم إلى سمكتيت.

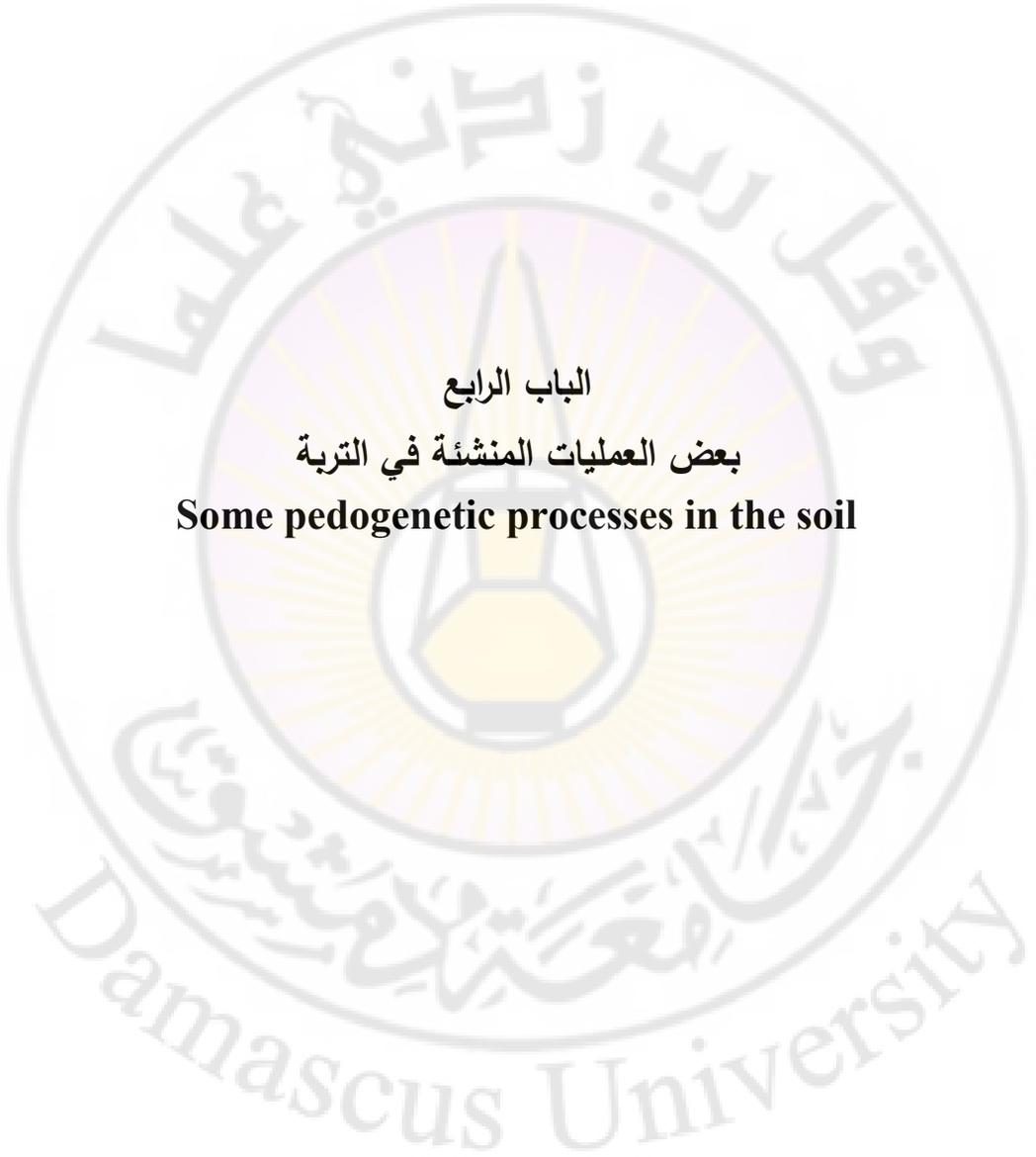
بالنسبة لعملية الإضافة أو الضم aggradations ، لقد تم وصف عملية واحده شائعة في التربة وهي : عملية انتزاع الهيدروجين deprotonation وتماثر polymerization الألمنيوم Al^{+3} وإلى حد أقل بكثير Fe^{+3} ، في الفراغ بين الطبقات interspace للفلزات من النوع 1 : 2 متغيرة البعد القاعدي مثل الفرميكيوليت والسمكتيت، حيث يشكل الألمنيوم معقدات متعددة النوى تحمل شحنة موجبة، هذه المعقدات غير قابلة للتبادل non exchangeable ، وتعمل على زيادة مقاومة الفلز للتحطم بواسطة الحرارة، في هذه الحالة قد يحدث تحول تدريجي لهذه الفلزات باتجاه تكوين فلز الكلوريت chlorite.

- Intergrade vermiculite → chlorite
- Intergrade smectite → chlorite

إن أصل الألمنيوم إما من ذوبان حواف الطبقة، أو ما يدعى autolysis of lattice (التحلل الذاتي للشبكة البلورية)، لقد تم ملاحظة أن معظم فلزات الطين التي تتعرض إلى الإشباع بواسطة H^+ أو H_3O^+ ، تحتوي على كمية كبيرة نسبياً من Al^{+3} المتبادل، بعد فترة من الإشباع. لقد تم تحليل ذلك على أساس أنه عند إشباع الفلز بالهيدروجين، يقوم الأخير باستبدال Al^{+3} ويخرجه إلى خارج الشبكة، على كل الأحوال أن جميع المعلومات المتعلقة بعملية الإضافة أو الجمع aggradations لا تزال مثار جدل.

يجب أن يكون واضح تماماً أن عمليات التحول السابقة ممكنة فقط في حالة السيليكات الورقية. على سبيل المثال، أن عملية التحول من فلدسبار أو سيليكات سلسلية إلى سيليكات ورقية غير ممكن أو مستحيل. ومن أجل تكوين السيليكات الورقية، مثل الكاولينيت من الفلدسبار، فإن العملية لا تحتاج فقط إلى استخلاص بعض الكاثيونات، إنما يكون بناء الكاولينيت على حساب تجوية الفلدسبار وتحرير عناصره وإعادة ترتيب العناصر البنائية من جديد، أي عندما يتحول الألمنيوم الرباعي إلى ألمنيوم سداسي.





الباب الرابع

بعض العمليات المنشئة في التربة

Some pedogenetic processes in the soil

الباب الرابع

4- بعض العمليات المنشئة في التربة

Some of soil genesis processes

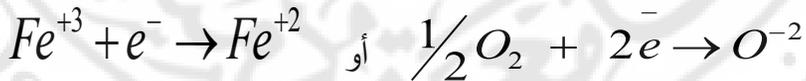
4 4 - الأوكسدة والإرجاع : Oxido-reduction :

4 4 - مقدمة : Introduction :

يمكن تعريف عملية الأوكسدة على أنها إمكانية العنصر للتخلي عن الكترون، بمعنى آخر زيادة في الشحنات الموجبة (زيادة في رقم الأوكسدة) ونقص في الشحنات السالبة.



أما عملية الإرجاع فهي استبعاد العنصر لاستقبال الكترون أو أنها زيادة في عدد الشحنات السالبة (انخفاض رقم الأوكسدة) ونقص في عدد الشحنات الموجبة.



يمكن إلى حد بعيد مقارنة تفاعل الأوكسدة والإرجاع بتفاعل الأساس والحمض acid-base reaction ، لكن في تفاعل الأساس والحمض هناك انتقال

للبروتون أو البروتونات. أما في تفاعل الأكسدة والإرجاع فالانتقال يكون للإلكترون أو الإلكترونات.

في جميع الظروف هناك إمكانية لحدوث عملية الأكسدة أو الإرجاع، وهذا ما يطلق عليه كموثية الأكسدة والإرجاع (Eh) Rodex potentials. وبطبيعة الحال كما هو معروف أن عملية الأكسدة تتم في وجود الأوكسجين أما عملية الإرجاع فإنها تحدث في غياب تام للأوكسجين.

ولحدوث عملية الأكسدة والإرجاع لا بد من وجود مادة قادرة على استقبال الإلكترونات المحرر، وفي هذه الحالة يحدث زيادة في الشحنات الموجبة للعنصر الذي خسر الإلكترون وزيادة في الشحنات السالبة للعنصر الذي استقبل الإلكترون وعندما ترجع المادة المستقبلية، على أية حال، في عملية الأكسدة والإرجاع هناك دائماً مادة تؤكسد وأخرى ترجع.

يعتبر مرجع الكموثية Reference potential عرفاً يساوي الصفر ويستخدم نصف التفاعل $H_2 \longrightarrow 2H^+ + 2e^-$ لتعيينها، حيث يتواجد H_2 مع ضغط جوي يساوي 1 ويعتبر تركيز H^+ في المحلول = 1 نظامي.

تعين الكموثية ضد مرجع الكموثية، حيث تتواجد جميع المكونات على أساس وحدة التركيز، وتدعى الكموثية في هذه الحالة بكموثة الأكسدة والإرجاع القياسية Standard oxido-reduction potential ويرمز لها E_0 والجدول التالي يبين كموثية الأكسدة القياسية لبعض العناصر (مقدرة بالفولط)، الجدول رقم (10).

جدول رقم (10) كمونية الأكسدة والإرجاع القياسية Eo في محاليل حامضية (مقدرة بالفولط

.(V

$K \Leftrightarrow K^+ + e^-$	-2.93	عناصر إرجاع قوية Strong reducing elements ↑
$Ca \Leftrightarrow Ca^{+2} + 2e^-$	-2.87	
$Na \Leftrightarrow Na^{+2} + 2e^-$	-2.71	
$Mg \Leftrightarrow Mg^{+2} + 2e^-$	-2.37	
$Al \Leftrightarrow Al^{+3} + 3e^-$	-1.66	
$Mn \Leftrightarrow Mn^{+2} + 2e^-$	-1.18	
$Si + 2H_2O \Leftrightarrow SiO_2 + 2e^-$	-0.86	
$Fe \Leftrightarrow Fe^{+3} + 3e^-$	-0.44	
$H_2 \Leftrightarrow 2H^+ + 2e^-$	0.00	
$H_2SO_4(aq) + H_2O \Leftrightarrow SO_4^{-2} + 4H^+ + 2e^-$	+0.17	
$S + 3H_2O \Leftrightarrow H_2SO_4(aq) + 4H + 4e^-$	+0.45	
$Fe^{+2} \Leftrightarrow Fe^{+3} + e^-$	+0.77	
$Fe^{+2} + 3H_2O \Leftrightarrow Fe(OH)_3 + 3H^+ + e^-$	+1.06	
$2H_2O \Leftrightarrow O(g) + 4H^+ + 4e^-$	+1.23	
$Mn^{+2} + 2H_2O \Leftrightarrow MnO_2(s) + 4H^+ + 2e^-$	+1.23	
$2Cl^- \Leftrightarrow Cl_2(g) + 2e^-$	+1.36	عناصر أكسدة قوية Strong oxidizing elements ↓
$Mn^{+2} \Leftrightarrow Mn^{+3} + e^-$		
$Mn^{+2} + 4H_2O \Leftrightarrow MnO_4^- + 8H^+ + 5e^-$	+1.51	

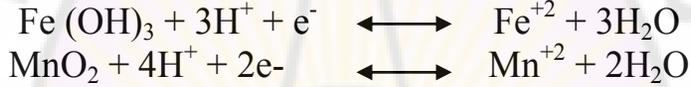
4 1 2 - عمليات الأكسدة والإرجاع في وجود الحديد والمنغنيز:

Oxido-reduction processes involving Fe and Mn

4-1-2-1- إرجاع مركبات الحديد والمنغنيز:

Reduction of Fe³⁺ and Mn⁴⁺ constituents.

يستطيع المنغنيز والحديد خاصة، أن يغيرا حالة الأكسدة العائدة لهما بسهولة نسبياً في الظروف الطبيعية، ويمكن التعبير عن حالة التغير هذه بالتفاعلات التالية:



يتميز كل من الحديد والمنغنيز بكونهما عنصران لا لون لهما وذائبان في حالة الإرجاع، وغير ذائبين في حالة الأكسدة مع ألوان تتراوح بين البني الغامق أو الأحمر أو حتى الأسود.

يتسبب نقص الأوكسجين في التربة إلى إرجاع كل من الحديد والمنغنيز (Fe⁺³ و Mn⁺⁴) في بعض المواقع، عندما تقوم الكائنات الحية في التربة بأكسدة المادة العضوية لاستخدامها كمصدر لتأمين حاجتها من الطاقة.

وفي هذا المجال يجب التأكيد على أن إشباع التربة بالماء عادة ما يكون غير كاف لحدوث عملية إرجاع لكل من الحديد والمنغنيز المؤكسدين، ويعود السبب إلى أن الماء غير قادر على إنتاج الإلكترون الضروري لعملية الإرجاع، إضافة إلى أن الماء قد يحتوي على بعض الأوكسجين المنحل أو الذائب، لذلك فإن عملية الإرجاع تحدث عند خلو التربة تماماً من الأوكسجين بمعنى آخر،

عندما تكون التربة مشبعة بالماء مع عدم وجود أوكسجين منحل بالماء، وكذلك عند وجود نشاط حيوي (وجود مادة عضوية).

4-1-2-2- تكوين الأفق المبرقش :Formation of Mottled horizon

يقصد بالأفق المبرقش، ذلك الأفق الذي تتناوب فيه مناطق تختلف فيها الألوان من الرمادي أو الأبيض إلى اللون البني الداكن أو البني المحمر أو حتى الأسود، بمعنى آخر وجود مناطق تخلو من الحديد والمنغنيز ومناطق أخرى يتركز فيها الحديد والمنغنيز، وذلك بسبب عملية الأكسدة والإرجاع. (شكل رقم 12).



الشكل (12) تربة تحت ظروف تغدق قرب السطح (أفق متبرقش)

Mottled horizon.

يمكن شرح آلية تكوين الأفق المبرقش Mottled horizon كما يلي:

- عند وجود أفق مشبع بالماء مع وجود جذور نباتية في جزء منه على الأقل، تقوم عندها الكائنات الحية التي تعيش على الجذور النباتية الميتة باستخدام الأوكسجين الذائب في الماء، في هذا الجزء من الأفق.
- بعد التخلص من الأوكسجين، يحصل استخدام للمركبات المؤكسدة الأخرى الموجودة في الوسط. يمكن لكل من مركبات MnO_2 و Fe^{+3} (مثل Fe_2O_3 ، $FeOOH$ ، $Fe(OH)_3$) أن تلعب هذا الدور، وعندها تتحول إلى مركبات حديد ومنغنيز مرجعين وذائبين في المحلول (مثال $(Fe(HCO_3)_3$ ، $Mn(HCO_3)_2$).
- في الجزء الخالي من المادة العضوية أو الجذور من الأفق المعني، يبقى هناك بعض من الأوكسجين المنحل في الماء، وعندما تكون كمونية الأكسدة والإرجاع redox potential عالية إلى درجة كافية لبقاء كل من الحديد والمنغنيز على شكل مؤكسد، لذلك لا يمكن توقع وجود أي من Fe^{+2} أو Mn^{+2} في هذه المواقع، بسبب ظروف الأكسدة السائدة فيها.
- إذا أخذ مقطع يشمل المناطق التي تحتوي على جذور وبقع أو نقاط مروراً بالمواقع الخالية من الجذور والبقع، نجد تناقصاً في تركيز الحديد الثنائي Fe^{+2} ومن الممكن وجود تناقص في المنغنيز أيضاً، بينما نجد تركيزاً عالياً من Fe^{+2} في الجزء الأول، وغياب للـ Fe^{+2} في الجزء الثاني. لذلك فإن الحديد Fe^{+2} و Mn^{+2} يتحركان في محلول التربة من الجزء الأول إلى الجزء الثاني. وعند الوصول إلى الجزء الثاني، يبدأ الاحتكاك مع منطقة ذات كمونية أكسدة وإرجاع عالية high redox potential، فيتم أكسدة الحديد والمنغنيز، ويترسبان في هذه المنطقة، منطقة الاحتكاك مع الأوكسجين.

ونتيجة لعمليات الأكسدة المستمرة، فإنه من الصعب الوصول إلى توازن في تركيز هذه العناصر، وتستمر عملية تحرك كل من Fe^{+2} و Mn^{+2} ، حتى نفاذهما من المنطقة الأولى تماماً.

إن عملية زيادة تركيز Fe^{+3} و Mn^{+4} ، في الجزء الثاني بسبب الإضافة من الجزء الأول يسبب تطور ألوان غامقة أو داكنة من جهة وزيادة تركيز هذه العناصر من جهة ثانية، حيث تتشكل نقاط متماسكة لونها صدئي rusty وفي حالة وجود تركيز أكبر فإنها تتطور إلى عجيرات قاسية hard nodules. أما بالنسبة للجزء الأول الذي حدثت فيه عملية الإرجاع، فإنه يخلو تماماً من الحديد والمنغنيز ويخسر لونه البني أو المحمر أو المسود، وتسود فيه ألوان المكونات الأساسية التي تكونت منها التربة بدون أي أغلفة من مواد أخرى، فإذا كانت كمية الكوارتز غير المغلفة عالية فإنه يعطي لوناً أبيض أو رمادياً فاتحاً، وإذا كان الأفق طيني، فإن اللون يعود إلى نوع فلز الطين السائد:

كلوريت أو كلوكونيت ← مخضر

إليت أو سمكتيت ← مزرق

كاؤولينيت ← مبيض

من الواضح أن فترة إشباع التربة بالماء، تؤثر على شدة هذه العملية، فكلما كانت فترة الإشباع بالماء أطول كلما كانت عملية الابيضاض bleaching أقوى وأنشط، وفي نهاية المرحلة فإن الأفق الذي تعرض لعملية الإشباع والإرجاع، سوف يخسر كامل المكونات الحرة الحاملة للحديد والمنغنيز.

4-1-2-3- بعض النقاط حول ظاهرة الأكسدة والإرجاع:

Some points about oxido-Reduction phenomena

يوجد الكثير من النقاش بين علماء التربة بخصوص المعنى التطبيقي للصفات الناتجة عن ظاهرة الأكسدة والإرجاع، وإن ما تم شرحه يعتبر مقبولاً لدى البعض، والبعض الآخر له بعض الملاحظات حوله، وبناءً على ذلك يمكن الوصول إلى استنتاج بعض النقاط ومن أهمها:

- 1- تتشكل ظاهرة التبرقش فقط عند توفر الحديد والمنغنيز بشكل حر، وعند تعرض مادة التربة للإشباع ولا تظهر هذه الصفات في حال خلو مادة التربة من الحديد والمنغنيز، مثال على ذلك ترب البودزول الغدقة الخالية من الحديد وكذلك الترب التي تحتوي على غلوغونيت غير مجوى وترب الكوارتزيت جميعها لا تظهر عليها صفات التبرقش.
- 2- عندما تتعرض الترب لظروف مناخية أكثر جفافاً أو أقل رطوبة (تنتهي معها حالة الإشباع بالماء)، فإن هذه الترب تحتفظ بحالة التبرقش حتى لو أنها لم تشبع بالماء مجدداً، وتختفي صفة التبرقش فقط عندما تتعرض مواد التربة إلى عمليات تجانس شديدة، أو عندما يتم تحرير كميات جديدة من Fe و/أو Mn من فلزات حاملة لها، لم تتعرض للتجوية سابقاً.
- 3- إن غياب المادة العضوية، يعني عدم حدوث ظاهرة الأكسدة والإرجاع.

4 2 - النشاط الحيوي Biological activity:

تلعب الكائنات الحية في التربة دوراً هاماً في عملية تطور التربة، وذلك من خلال النشاطات التي تقوم بها هذه الكائنات، سواء فيزيائية أو كيميائية أو حيوية، هذه النشاطات تؤدي إلى تطور الكثير من الصفات الخاصة بالتربة، وكذلك إلى تحسين بعض خواص التربة، ومن جهة أخرى تساهم في عمليات التجوية المختلفة

من حيث تهيئة ظروف أكثر ملاءمة تؤدي إلى زيادة نشاط عمليات التجوية الأخرى الكيميائية منها والفيزيائية.

تعمل الكائنات الحية في اتجاهين:

1 -التحطيم البيوكيميائي biochemical breakdown، للبقايا النباتية

الموجودة في التربة، هذه العملية الكيميائية التي تقوم بها الكائنات الحية، تعتبر على قدر كبير من الأهمية بسبب تكوينها للمركبات العضوية الحامضية من جهة وقدرة هذه المركبات على ربط العناصر المختلفة من جهة ثانية، حيث تسهم هذه الظاهرة في عملية تجوية العديد من فلزات التربة وكذلك في نقل بعض العناصر من أفق إلى آخر.

2 -التأثير الميكانيكي Mechanical influence يمكن تقسيم التأثير

الميكانيكي أو الفيزيائي للكائنات الحية إلى :

- عملية حفر الأنفاق بواسطة حيوانات التربة التي تؤدي بدورها إلى تكوين أقنية مختلفة الأحجام حسب حجم الحيوان، وهذا يعمل على تحريك التربة وتفكيكها من جهة أو تكوين وحدات بنائية مستديرة الشكل من جهة أخرى.

- عملية ابتلاع البقايا النباتية والمواد المعدنية، حيث يؤدي ذلك إلى مزجها بشكل قوي مما يعمل على تجانسها ثم طرحها على شكل كريات صغيرة مستديرة rounded fecal pellets يختلف حجم هذه الكريات حسب اختلاف حجم حيوانات التربة أو الكائنات الحية الموجودة فيها.

4 2 1 - الصفات التي تدل على النشاط الحيوي features indicating :biological activity

هناك مجموعة من الظواهر التي يمكن مصادفتها في التربة، والتي قد تكون مؤشر على حالة النشاط الحيوي فيها، ولتسهيل العملية سوف تقسم هذه الصفات إلى مجموعتين حسب حجم وإمكانية رؤيتها بالعين المجردة، الصفات الحقلية أو الصفات الكبيرة التي ترى بالعين المجردة Macro-features ، والصفات المجهرية أو الصغيرة التي يمكن رؤيتها فقط بواسطة مكبرة أو مجهر Micro-features وسيعتمد هذه التقسيم في جميع الصفات الناتجة عن العمليات المنشئية في التربة والتي سنتطرق لها لاحقاً.

أ- الصفات الحقلية (الكبيرة) Macro-features

يمكن أن يستدل على النشاط الحيوي حقلياً من خلال:

- 1 - عندما يكون البناء مؤلفاً من وحدات بنائية مستديرة الشكل، أو عندما يكون البناء حبيبياً يحتوي على أعداد كبيرة من المسامات بين الحبيبات.
- 2 - تجانس في الطبقات المختلفة التي تحتوي على النشاط الحيوي.

ب- الصفات المجهرية (الصغيرة) Micro-features :

من أهم الصفات المجهرية التي تدل على وجود نشاط حيوي، هي وجود وحدات بنائية مجهرية مستديرة مع توجه عشوائي Randomly oriented لبعض التكوينات الثانوية في التربة، مثلاً غياب الطين الموجه. وكذلك وجود فراغات حيوية Pedolubles مع وجود مسامات كثيرة أيضاً.

3 4 - ظاهرة الانكماش والانتفاخ Swelling and shrinking :phenomena

4 3 1 - مقدمة Introduction:

ترتبط عملية الانتفاخ والانكماش، إلى حد كبير بنوع من الترب يدعى Vertisols أو الترب الطينية المتشقة وأحياناً تدعى بالترب القلابة. ويعود هذا الارتباط إلى توفر الشروط الأساسية اللازمة لحدوث عملية الانكماش والانتفاخ في هذه الترب، حتى أن بعض الباحثين يطلق على ترب Vertisols ترب الانتفاخ والانكماش الطينية السوداء Shrink and swelling dark clay soils ، والصفة المميزة المشتركة بين ترب Vertisols هي وجود فصل جاف، يجف فيه مقطع التربة بالكامل، أما بالنسبة لنموذج الأمطار المترافق مع هذا النوع من الترب، فإنه يختلف من منطقة إلى أخرى، وعلى الرغم من أهمية فصل الجفاف، فإن فترة الجفاف أيضاً متباينة بشكل كبير.

من ناحية النظام الرطوبي للتربة، فإن ترب Vertisols تقع في صفوف مناخية متعددة من Aridic النظام الجاف حتى Udic النظام الرطب، شريطة توفر فترة جفاف كافية.

وبالعودة إلى ظاهرة الانكماش والانتفاخ، فإنه يقصد فيها انكماش حبيبات الترب أثناء فترة الجفاف وتشكل الشقوق craks وانتفاخها أثناء فترة الرطوبة وإغلاق الشقوق.

4 3 2 - شروط حدوث ظاهرة الانتفاخ والانكماش:

لقد ذكرنا سابقاً أن أحد أهم الشروط لحدوث هذه الظاهرة هو وجود فصل جفاف كافٍ لتخليص التربة من مائها أو جفافها، وإضافة إلى ذلك هناك شروط أخرى:

- احتواء التربة على نسبة معينة من الطين، غالباً 30% أو أكثر (حسب تعريف ترب Vertisols).

- وجود نسبة كبيرة من الطين ذات البعد القاعدي المتغير Clay with variable basal spacing .

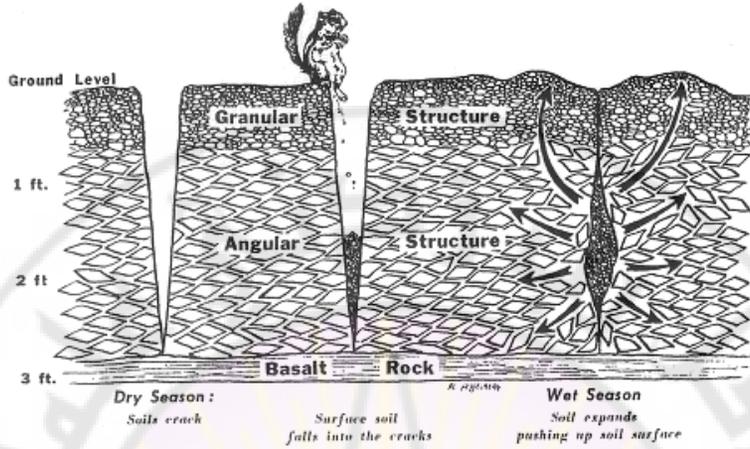
- استقرار موقعي لهذه الترب، بمعنى أن تكون هذه الترب في مواقع مستقرة من الناحية الجيومورفولوجية، لذلك غالباً ما نجد ترب Vertisols وقد تشكلت على أحواض مستقرة أو على نجد plateau أو هضبات مستوية، بحيث تكون عوامل الانجراف في حدها الأدنى. ومن جهة ثانية، يمكن لهذه الترب أن تتطور على مواد مختلفة (بازلت، رماد بركاني، مواد كلسية، ..) شريطة توفر ظروف تجوية مناسبة لتكوين نوع الطين المطلوب واستقراره أي عدم تحوله إلى نوع آخر تتغير فيه طبيعة البعد القاعدي، وفي هذا الصدد فإن عملية الغسل في ترب Vertisols نسبياً طبيعية، وهذا يعود إلى النفاذية الضعيفة لهذه الترب والتي تعود في أبسط الحالات إلى التربة نفسها، بسبب وجود الطين الناعم الذي يترافق بمسامية دقيقة، وبالتالي يحتفظ محلول التربة بالسيليكات والقواعد اللازمة لاستقرار وثبات فلز السمكتيت.

Pedogenic processes of shrinking and swelling :

يعود منشأ عملية الانكماش والانتفاخ غالباً إلى وجود غرويات تربة ذات شحنات سطحية، حيث تكون الكاتيونات المعادلة للشحنات السطحية محاطة بجزيئات الماء لتشكل ما يدعى بالطبقة المزدوجة Double layer. تؤدي عملية تعاقب الرطوبة والجفاف إلى حدوث تغيير في حجم مادة التربة، فعند جفاف التربة تحصل عملية الانكماش Shrinkage وتتطور ظاهرة التشقق Cracking وعند تزويد التربة بالماء من جديد يحدث العكس، تقوم حبيبات التربة بإحاطة نفسها من جديد بجزيئات الماء، وتحصل حالة الانتفاخ بسبب تمدد الطبقة المزدوجة، مما يؤدي إلى زيادة حجم مادة التربة، الذي يؤدي بدوره إلى إغلاق الشقوق التي تكونت في مرحلة الجفاف. ينتج عن ظاهرة الانكماش والانتفاخ عدة صفات، ولشرح آلية ظهور هذه الصفات هناك طريقتان أساسيتان مقترحتان، الطريقة التقليدية، التي تشمل مجموعة من العمليات ترتبط بالتربة نفسها (غالباً ما تدعى ترب Vertisols بـ Self-swallowing) حيث يحدث ما يلي (الشكل رقم 13 و14):

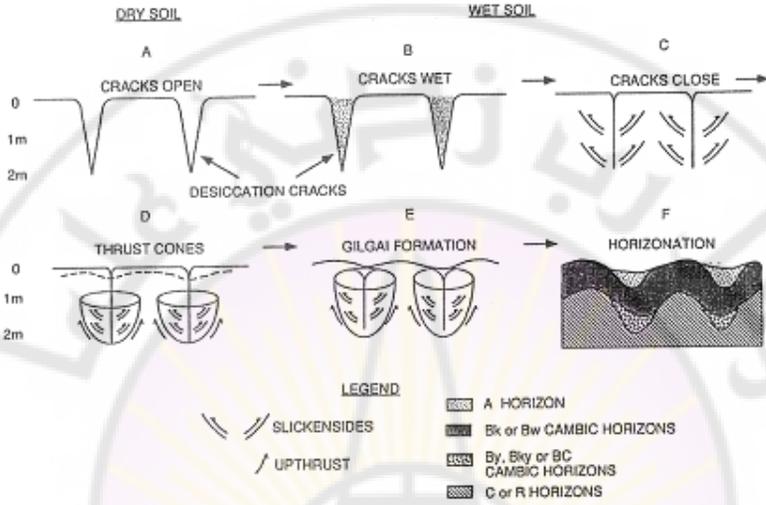
خلال فترة الجفاف تتشقق التربة حتى السطح بسبب انكماش فلزات الطين 1:2 متغيرة البعد القاعدي، وتفتح هذه الشقوق وتصل إلى عمق 1 م وأحياناً أكثر، لكن عمق الشقوق متغير ويبدو أنه يرتبط بعمق الترطيب في مقطع التربة خلال فترة الرطوبة، وكذلك شدة الجفاف للفترة التالية. خلال فترة انفتاح الشقوق تسقط فيها بعض مواد التربة بواسطة مجموعة من الآليات، مثل حركة الحيوانات، الرياح، أو الهطول المطري الأول.

عند ترطيب التربة بواسطة الأمطار أو الري، يحصل إماهة لحبيبات الطين، وتبدأ عملية الانتفاخ وتبدأ الشقوق بالإغلاق، ولكن بسبب المواد الإضافية التي سقطت في الشقوق أثناء فترة الجفاف، فإن حجماً أكبر أصبح ضرورياً لاستيعاب هذه المواد الإضافية، وباعتبار أن حركة التربة بالاتجاه الأفقي أو الأسفل غير ممكنة، فيحدث زيادة في ضغط مواد التربة بعضها على البعض الآخر، والاتجاه الوحيد الذي يمكن للتربة أن تتحرك فيه هو الاتجاه نحو الأعلى، هذه يؤدي إلى انزلاق الجدران الداخلية للشقوق بعضها على البعض الآخر، أو بمعنى آخر انزلاق الكتل الترابية (في نقاط ضعيفة الالتصاق) مقابل بعضها البعض مؤدية بالتالي إلى تكوين بناء كتلي مزوى angular blocky structure يأخذ أحياناً الشكل المغزلي Lenticular ، وتدعى Wedge-shaped aggregates ولها وجوه مصقولة تدعى بالسطوح اللامعة Silken-sides ، ويتكرر هذه العملية، يحدث تغير في شكل سطح التربة نتيجة لتكوين تضاريس دقيقة تدعى gilgai وهي عبارة عن تموج سطح التربة وتختلف شدة هذه التموج تبعاً لكثافة عملية الانتفاخ والانكماش وتكرارها.



الشكل (13): يبين ظاهرة الابتلاع الذاتي لترب Vertisols

أما الطريقة الثانية، الشكل رقم (14) في شرح آلية الانكماش والانتفاخ فقد اقترحها كل من Wiliding and Tessier عام 1988، واعتمدت هذه الفرضية على ضعف وإخفاق failure قوة القص على طول السطوح اللامعة Slickenside ، يؤدي انتفاخ مواد التربة بسبب تمييه الطين إلى توليد ضغط، وعندما يزيد هذا الضغط عن قوة القص Shear strength لمادة التربة، يحدث إزاحة جزئية لهذا الضغط عن طريق حركة التربة للأعلى (يحدث نوع من الراحة للتربة)، لكن هذه الراحة ليست كاملة بسبب وجود عائق وهو وزن مادة التربة نفسها. وينتج عن ذلك إخفاق أو ضعف قص السطح الذي ينحني عادة بدرجة 10° - 60° . لا تتطلب هذه الطريقة إضافة مواد تربة جديدة إلى الشقوق، وبدلاً عن ذلك فإن مواد التربة تحت السطحية تنتقل باتجاه الأعلى على مسار السطح اللامعة، وتشكل الهضاب الصغيرة micro knolls من التموجات الدقيقة .gilgai



الشكل (14): يبين المراحل المختلفة لعملية الانكماش والانتفاخ والصفات الناتجة عنها.

4 3 4 - الصفات الناتجة عن عملية الانكماش والانتفاخ features results from the process of swelling and shrinking

ينتج عن تعاقب عملية الانتفاخ والانكماش مزج مكونات التربة، وتدعى هذه العملية "Churning effect"، حيث يحصل مزج قوي لمكونات التربة المختلفة بعضها مع البعض الآخر، مما ينتج عنه تجانس في مقطع التربة دون وجود أي تمايز للآفاق.

4-3-4-1- الصفات الحقلية أو الكبيرة Macrofeatures: الشكل (15)

إن الصفات الحقلية الناتجة عن هذه العملية هي:

- وحدات بنائية كتلية مزواة وخشنة.
- شقوق كبيرة وواضحة.
- السطوح اللامعة. شكل (16).
- قوام ولون متجانس في كامل المنطقة التي تحصل فيها عملية المزج والخلط.



الشكل (15) مقطع مأخوذ من التربة الطينية المتشقة (Vertisoils)

4-3-4-2- الصافات المجرهفة Microfeatures:

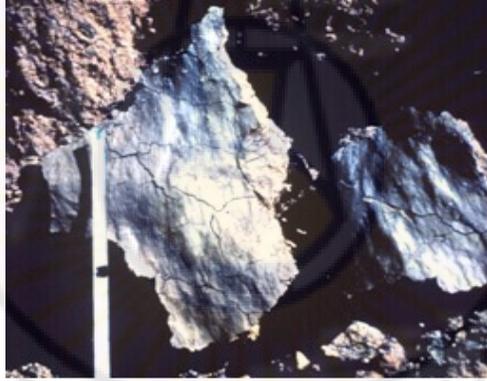
تتلخص الصافات المجرهفة الناتجة عن عملفة الانتفاخ والانكماش بالتالفة:

- الصافات الموجهة Oriented features موزعة فف كامل جسم التربة.

- المسامفة داخل الوحدات النباتفة اللففة قليلة إلى قليلة جداً، بسبب

الضغط اللفف تتعرض له العناصر البنائفة أثناء عملفة إغلاق الشقوق.

- وجود تراص فف البناء المجرهف أو اللففف للتربة
Soil microstructure.



الشكل (16): فففن السطوح اللامعة Slikenside فف الترب الطفنففة.

4-4- الانتقال وتراكم المركبات العضوية أو المعقدات العضوية المعدنية (عملية البدزلة):

Translocation of aganic compounds or argano-mretallic complexes (podzoloization process).

تعد عملية انتقال وتراكم المواد العضوية و/أو المعقدات العضوية المعدنية، من العمليات المنشئية الهامة في العديد من أنواع الترب وخاصة تلك التي تقع في مناطق تتميز بعمليات تجوية متوسطة إلى قوية نسبياً مع توفر كميات مناسبة من المادة العضوية، إضافة إلى شروط أخرى تتعلق ببعض الخواص الفيزيائية للتربة وخاصة قوام التربة، ولكي تتم عملية البدزله أو انتقال وتراكم المادة العضوية لا بد من توفر بعض الشروط أهمها:

- حركة المادة العضوية أو بمعنى أدق تحريك المكونات العضوية

.Mobilization of organic substances

- تراكم المادة العضوية accumulation of organic substances، بمعنى آخر، توفر الظروف التي تعمل على ترسيب المكونات العضوية أو المعقدات العضوية المعدنية في عمق معين من مقطع التربة.

4-4-1- عملية تحريك وانتقال المادة العضوية

Mobilization and transportation of O.M:

من المعروف أن المادة العضوية هي عبارة عن نواتج المخلفات النباتية والحيوانية والعضوية والمفرزات الحيوانية المختلفة، تعطي المادة العضوية عند تحللها أو تفككها بفعل الأحياء الدقيقة والعمليات البيوكيميائية، نواتج نهائية، هي عبارة عن عناصر معدنية ذائبة وغازات مثل CO_2 ، NH_3 وبخار الماء، يطلق

على هذه الحالة أو المرحلة النهائية عملية تمعدن المادة العضوية

.Mineralization of organic matter

وتعطي المادة العضوية في مرحلة من مراحل تحللها معقدات أخرى تكون أكثر مقاومة لفعال الأحياء الدقيقة، وتتميز نسبياً بطول فترة بقائها في التربة، يطلق عليها بعض الباحثين الدبال Humic أو معقدات دبالية غروية Humic colloidal complexes وأحياناً يطلق عليها مركبات شبه ذوابة Pseudosoluble compounds ، والبعض الآخر يسميها بالتدبل Humification، تترافق باصطناع مركبات دبالية جديدة انطلاقاً من مواد أبسط تركيباً ناتجة عن عملية التفكك الحيوي.

تتكون هذه المواد الدبالية الغروية عادة من أحماض عضوية أهمها: الأحماض الفولفية Fulvic acids، والأحماض الهيومية Humic acids وهذه الأحماض هي التي تلعب دوراً كبيراً في انتقال المادة العضوية أو المعقدات العضوية المعدنية organo-metallic complexes، وتعود أهميته هذه الأحماض إلى بعض الصفات الهامة التي تتميز بها وأهمها:

أ -الصفة المحبة للماء hydrophilic character لهذه المركبات، والتي تعود إلى وجود عدد من المجموعات القطبية والمحبة للماء.

ب وجود شحنات كهربائية نتيجة لتأين dissociation بعض المجموعات الحامضية، مسببة تكوين مجموعات مشحونة سلباً مثل مجموعة COO^- على سبيل المثال، وبالتالي تكوين طبقة مزدوجة double layer عندما تكون على احتكاك مع الماء.

في الترب التي تقع تحت ظروف تجوية متوسطة يمكن لهذه الأحماض العضوية شبه الذوابة أن تبقى أو تستمر لمدة كافية في التربة تسمح لها بالانتقال إلى الأسفل مع مياه الأمطار.

ج هناك صفة أخرى هامة تتميز بها المركبات العضوية هذه، وهي قدرتها على الارتباط Complexing power مع أيونات معدنية، إذا توفرت مثل هذه الأيونات على شكل مناسب، فإن هذه الأيونات وأهمها Al^{+3} و Fe^{+3} ترتبط مع المركبات العضوية وعندها تصبح متحركة ويمكنها الانتقال مع المادة العضوية من مكان لآخر. ترتبط المواد العضوية مع الكاتيونات بروابط كيميائية مختلفة (جسر هيدروجيني - قوى فاندرالس..)، وعندما يصبح تركيز الكاتيونات أكبر من قدرة المادة العضوية على نقلها (أي نسبة الكاتيونات إلى المادة العضوية)، تنكش الطبقة المزدوجة أو حتى تختفي، وعندها تترسب المعقدات العضوية المعدنية وتتراكم في عمق معين من مقطع التربة، وقد تتوقف عملية الانتقال نهائياً.

4-4-2- عملية تراكم المواد العضوية Process of Accumulation of

:O.M

يمكن للمواد العضوية أو المعقدات العضوية المعدنية المهاجرة Migrating من أعلى مقطع التربة أن تتراكم في أي عمق منه عند توفر أي سبب من الأسباب التالية:

- عند تثبيت أو ارتباط عدد زائد من الأيونات بالمركبات العضوية أثناء انتقالها للأسفل حيث تقل درجة الذوبان تدريجياً وتترسب المواد العضوية عند عمق معين.

- يمكن لعملية التجفيف أن تسبب طرد لماء التمييه Hydration water من الفراغات الموجودة داخل الغرويات، مما يؤدي إلى انكماش الغرويات وتصبح الشرائح الغروية قريبة بعضها من البعض الآخر، مما يسمح بتكوين روابط هيدروجينية Protonic bridges أو روابط فاندرالس Vander waal-bonds وغالباً ما ينتج عن مقارنة الغرويات العضوية وتكوين الروابط السابقة حالة غير عكوسة.

- يمكن للمواد العضوية أن تترسب عندما تصادف أي طبقة أو أفق في مقطع التربة لا يسمح لها بالمرور لوجود بعض الطبقات القاسية غير النفوذه hard pans.

- وجود مستوى ماء أرض مرتفع تكون فيه الـ pH أو التركيز الأيوني أو كلاهما غير مناسبين لبقاء المادة العضوية على شكل متفرق.

4 4 3 - الصفات التي تدل على هجرة المادة العضوية: (الشكل رقم 17)

Features indicating the migration of organic substances

1- الصفات الحقلية أو الكبيرة Macrofeatures:

يمكن تلخيص الصفات الشكلية (المورفولوجية) التي يمكن مشاهدتها حقلياً والتي تدل على هجرة المواد العضوية أو المعقدات العضوية المعدنية بالتالي:

- في الأفق السطحي من التربة، وبسبب ارتباط الألمنيوم وبشكل خاص الحديد مع المادة العضوية وانتقالهم نحو الأسفل، تحدث عملية تبييض

قوية Strong bleaching لهذا الأفق، ويصبح لونه رمادياً مبيضاً بسبب وجود حبيبات الكوارتز.

- في أفق التراكم وكنتيجة لترسيب المواد العضوية أو المعقدات العضوية المعدنية من محلول التربة، تتشكل أغلفة أو أغشية بنية إلى بنية غامقة حول حبيبات أو مكونات التربة الموجودة أصلاً، تعمل هذه الأغلفة على طمس Mask المكونات الأصلية ولون مادة التربة، كما تعمل هذه المواد أي المواد العضوية والمعقدات العضوية المعدنية، كمواد لاحمة أو مواد تقسية cementing agents ، وعليه فإنها تسبب زيادة في تماسك مادة التربة، وتميل إلى جعل الأفق مصمت Massive.

يمكن للمواد المنقولة من سطح التربة أن تتسرب على أعماق مختلفة، مسببة بذلك اختلافاً في كمية المواد المتراكمة خلال مقطع التربة، وفي كثير من الأحيان يمكن أن تتكون ألياف Fibers أو أشرطة Lamellae ، إن زيادة تماسك مادة التربة لا تسمح عادة للجذور النباتية باختراقها.



الشكل (17) تربة تحتوي على أفق بودزولي

2- الصفات الدقيقة أو المجهرية Microfeatures:

- الأفق السطحي: من المظاهر الملفتة للنظر هو سيادة حبيبات الكوارتز غير المغلفة (حبيبات الرمل)، وكذلك وجود كمية قليلة من البقايا النباتية، ويعود ذلك إلى هجرة المواد المعدنية والعضوية وأحياناً الطين من الأفق السطحي أو أفق الغسيل eluvial horizon إلى أفق التراكم Illuvial horizon.

- الأفق B أو أفق التراكم accumulating horizon ، إن أكثر الصفات وضوحاً، هي وجود الأغلفة السوداء وحيدة الشكل Opaque monomorphic coating ، التي تغطي المكونات الأخرى، تسبب هذه الأغلفة لوناً بنياً إلى بني مسود متجانس، ولهذه الأغلفة نموذج متعدد الأضلاع مع تشققات شبه مزواة polygonal of subangular cracking pattern

تدل الدراسة بواسطة المجهر الإلكتروني الماسح Scanning electron microscope ، على أن هذه الأغلفة لا تحتوي على صفة التطبق Layering بل تتألف من تراكم عشوائي يأخذ شكل أجسام صغيرة منفصلة بعضها عن البعض الآخر، مع وجود فراغات مفتوحة بينها، وهي (أي الفراغات) عبارة عن تشققات تعود إلى خسارة الماء من المكونات قوية التمييه بعد ترسيبها.

تكون المسامية عادة منخفضة أو ضعيفة في الأفق الذي يحتوي على أغلفة وحيدة الشكل. وقد بينت الدراسة بواسطة صور الميكروبروب microprobe ، أن الأغلفة وحيدة الشكل تحتوي على تراكيز عالية من الألمنيوم أو الألمنيوم والحديد، بينما وجد غياب كامل تقريباً للسيليكون.

4-5- انتقال وتراكم الطين (هجرة الطين):

Translocation and accumulation of clay (Clay migration)

4 5 4 مقدمه:

بعد انتقال وتراكم الطين في مقطع التربة، من العمليات المنشئية الهامة والسائدة في عدد هام من أنواع الترب، وتؤدي عملية هجرة الطين إلى جعل الأفق أو الآفاق تحت السطحية غنية بحبيبات الطين، (تتكون غالباً من سيليكات الطين الورقية) مقارنة بالآفاق الأخرى المجاورة.

على الرغم من أن الأساس المنشئي لتكوين كل من الأفق الطيني argillic horizon والأفق السوداني Natric h. يمثل الدور الأساسي لعملية هجرة الطين (تعرف عملية هجرة الطين أيضاً بالـ Lessivage)، كذلك فإن تكوين هذين الأفقين إضافة إلى الأفق الكاندي Kandic h (الأفق الكاندي Kandic h، أفق تحت سطحي ويحتوي على نسبة من الطين أعلى مما يحتويه الأفق أو الآفاق التي تعلوه، وله سعة تبادل كاتيوني أقل من 16 ميلي مكافئ/100 غ تربة)، قد يتضمن عمليات أخرى أيضاً، منها أو أهمها التخلق أو التكوين الحديث neoformation أو neosynthesis للطين في الأفق تحت السطحي نتيجة لإعادة اتحاد بعض العناصر، وخاصة وحدات الألمنيوم والسيليكا، الناتجة عن تجوية الفلزات الأولية.

إن انتقال الطين من الأفق A إلى الأفق B على شكل معلق مائي بمساعدة أو بدون مساعدة عملية الارتباط مع المركبات العضوية، أو عن طريق هجرة السيليكا والألمنيوم وتراكمها في الأفق B، تلعب الدور الهام في تكوين الأفق الطيني أو السوداني، ولوحظ أيضاً أن انتقال الطين الناعم أسهل وأسرع من الطين الخشن، لذلك فإن نسبة الطين الناعم إلى الطين الكلي تكون أعلى في الأفق B

منه في الأفق A (0.6 - 0.8 و 0.3 - 0.6 على التوالي). وهذا ما يميز الطليئة الطينية Clay cutans أو argillans عن بعض التراكبات الطينية الأخرى السريعة والتي تدعى أحياناً gleyan والتي تمت مشاهدتها في بعض الترب المتكونه من الرسوبيات المائية Fluvents.

4 5 2 Conditions necessary for clay migration

هناك مجموعة من الشروط لا بد من تحقيقها لكي تقوم عملية هجرة الطين وهذه الشروط هي:

1 وجود غرويات مشحونة السطح presence of colloids with surface charge

تعود أهمية وجود الشحنات الكهربائية على سطوح الغرويات إلى إمكانية تكوين الطبقة المزدوجة، (الطبقة الصلبة والطبقة المنتشرة) التي تتكون من وجود مجموعة من الكاتيونات المعادلة للشحنة والتي تستطيع أن تضم حولها عدداً من جزيئات الماء حيث تسمح لهذه الغرويات بالتباعد بعضها عن البعض الآخر، مما يسهل عملية فصلها ونقلها بواسطة الماء في عمق مقطع التربة، وتتميز بهذه الصفة السيليكات الورقية بما فيها الكاؤولينت الذي يبدو أنه يحمل شحنة سطحية كافية لتكوين الطبقة المزدوجة. أما بالنسبة للغرويات التي تكون في الظروف الطبيعية، عديمة الشحنة أو تملك قليلاً جداً منها، فإن انتقالها في مقطع التربة غير ممكن أو نادر، ومن هذه الفلزات نجد السيليكات غير المتبلورة amorphous silicates وكذلك الفلزات التي لا تملك شحنة دائمة (فلزات متغيرة الشحنة variable charge minerals).

2- إمكانية بعثرة أو تفريق الغرويات possibility of dispersing the colloids :

يجب أن تتوفر ظروف طبيعية تسمح للغرويات المعدنية والعضوية بالتناثر فيما بينها، يظهر التناثر بين الغرويات عند توفر شروط تسمح للطبقة المزدوجة بالتوسع أو التمدد expansion ، ويمكن أن تتمدد الطبقة المزدوجة بسهولة أكبر عند توفر الشروط التالية:

- أن تكون الغرويات مشبعة بكاتيونات وحيدة التكافؤ وخاصة الصوديوم.
 - أن يكون التركيز الملحي لمحلول التربة في حده الأدنى.
- تتحقق هذه الشروط عندما تكون التربة غير مشبعة بالقواعد، أو أن تكون مشبعة بكاتيون الصوديوم Na^+ . إن وجود الحديد الحر "Free Fe" والسيليكات غير المتبلورة، يعمل على خفض إمكانية الغرويات المشحونة للهجرة، لأنها تعمل بشكل أو بآخر على منع الغرويات المشحونة من الانتفاخ.

3 حركة ماء نحو الأسفل down word water movement :

يجب توفر حركة ماء نحو الأسفل، على الأقل خلال فترة زمنية من السنة، على اعتبار أن الماء هو واسطة النقل الوحيدة في التربة، أما بالنسبة لدرجة الحرارة، يبدو أنها ليس لها تأثير مباشر على هجرة الطين، وقد تمت مشاهدة ظاهرة هجرة الطين في مناطق متعددة من خط الاستواء حتى القطب. فيما يتعلق بدورة الترطيب والجفاف، فإنه يمكن لها أن تؤثر على تفريق الطين، لأن عملية الانتفاخ المفاجئ عند الترطيب، بعد فترة من الجفاف، يعمل على خلق تمدد صاعق للطبقة المزدوجة. مما يؤدي إلى حدوث تناثر repulsion قوي بين غرويات التربة. على كل حال ليس من المؤكد بعد ضرورة وجود فترة جفاف لحدوث عملية هجرة الطين.

4 5 3 عملية تراكم الطين Process of clay accumulation

لم تتوضح بعد بشكل قاطع عملية تراكم الطين، حيث توجد أكثر من فكرة لتوضيح عملية التراكم هذه.

تعتمد النظرية القديمة لتفسير ترسيب أو تراكم الطين، على أن ذلك يحدث بسبب زيادة التركيز الأيوني مع نزول معلق الطين في عمق مقطع التربة، لكن هذه النظرية لا تتوافق مع ما تمت مشاهدته في الطبيعة، بالفعل إذا كانت لهذه العملية أن تظهر في التربة فإنه من المفروض أن لا تكون حالة التطبيق في الطلية الطينية هي السائدة، كما يبدو عليه الحال في الواقع، إضافة لذلك أظهرت بعض التجارب على بعثرة أو تفريق حبيبات طين من أعماق مختلفة لنوع من التربة يدعى Glossudalfts أن حبيبات الطين الأكثر قابلية للتفريق كانت تلك الموجودة في أسفل مقطع التربة، حيث كان التراكم على أشده. لذلك فإن الفكرة الأكثر قبولاً هي التخلص من الماء بشكل بطيء إما عن طريق التبخر أو سحبه من الفراغات باتجاه جسم أو مادة التربة Soil matrix، خلال عملية التخلص البطيء من الماء، يكون لدى حبيبات الطين الوقت الكافي لتوجيه نفسها، وتترسب بحيث يكون المحوران الأفقيان a و b موازيين للجدار الداخلي للفراغ.

4 5 4 -الصفات الدالة على هجرة الطين Features indicating clay migration

الشكل رقم (18 و 19)

4 5 4 1 - الصفات الحقلية أو الكبيرة:

أهم هذه الصفات الشكلية أو المورفولوجية التي يمكن ملاحظتها حقلياً هي:
- التباين في قوام التربة.

- وجود الطلية الطينية Clay cutans or clay skins ، خاصة على سطوح الوحدات البنائية.

- التباين في بناء التربة بين أفق الغسيل eluveial horizon وأفق التراكم illuvial horizon، حيث نجد أن البناء في الأفق الأول يميل لأن يكون صفائياً أو عديم البناء مصمتاً، أما الأفق الثاني فإنه يكتسب بناءً متطوراً بشكل جيد مع حواف مزواة، وربما يعود تطور البناء في أفق التراكم إلى وجود كميات عالية نسبياً من الطين التي تدفع قداماً عملية الانتفاخ والانكماش وتكوين مستويات ضعيفة planes of weakness على سطوح العناصر البنائية.

4 5 4 - الصفات المجهرية أو الصغيرة:

إن أكثر هذه الصفات بروزاً هو وجود الطلية الطينية المتطبقة الموجهة oriented and layered ، هذا مع الأخذ بعين الاعتبار أن ترسيب سيلكات الطين من وسط مائي يسبب نفس الصفة: أي أن ترسب الطين يعطي صفات مجهرية متطبقة مع الطلية الطينية argillans يضاف إلى ذلك أنه في بعض المواد الأم يمكن أن توجد صفات مشابهة تماماً من الناحية الشكلية المجهرية، للطلية الطينية لكن هذه الصفات لم تنتج عن عملية منشئية، بالتالي لا يمكن اعتبارها طلية طبيعية أو argillans لأن الطلية الطينية وبالتعريف هي ناتج لعملية منشئية.



الشكل (18) عينة تربة تبدو فيها الطلية الطينية في المسام وعلى سطوح الوحدات البنائية



الشكل (19) طلية طينية على شكل طبقة رقيقة و جسور على حبيبات الرمل



الباب الخامس

تكوين بعض الآفاق التشخيصية في التربة

Formation of some diagnostic horizons in the soil

الباب الخامس

5- تكوين بعض الآفاق التشخيصية في التربة

Formation of some diagnostic horizons in the soil

5 4 -تكوين الأفق المولي **Formation of Mollic epipedon**:

يعرف الأفق المولي على أنه أفق سطحي يتكون من مواد تربة معدنية، وتبلغ سماكته 25 سم إلا في حالات استثنائية، وهو عبارة عن أفق يمتاز ببناء وقوام جيدين، وغني نسبياً بالمواد العضوية والكاتيونات القاعدية والقاعدية الأرضية، وبدرجة pH معتدلة تقريباً، ويعد هذا الأفق من أفضل الآفاق الملائمة للزراعة. يتميز هذا الأفق بلون غامق نسبياً (رمادي أو أسود أو بني)، كما يملك بعض الصفات البيدولوجية التي تدل على وجود نشاط حيوي جيد، وغالباً ما تأخذ وحداته البنائية الشكل الدائري أو البيضوي مع وجود مسامية عالية، الثابت عامة هشّة ومفككة، وتتفكك الوحدات النباتية الترابية إلى وحدات صغيرة منفصلة بعضها عن البعض الآخر، مع وجود عدد كبير من الجذور المنتشرة داخل جسم التربة بشكل متساوٍ تقريباً.

مجهرياً تبدو مكونات التربة، التي تشكل الكتل البنائية، ممزوجة بشكل كبير بعضها مع البعض الآخر: الحبيبات المعدنية، مركبات الحديد الحرة، المادة العضوية، والبقايا النباتية التي يمكن مشاهدتها، باعتبار أن البقايا النباتية التي يمكن مشاهدتها في الفراغات بين الكتل البنائية قليلة جداً.

ينتشر في جسم التربة صفات بيولوجية حيوية (مفرزات)، وتتميز بتركيب ونسيج Fabric يشبه تماماً تركيب ونسيج مادة جسم التربة، وهذا يدل على أنها جميعاً خضعت لنفس العمليات البيدولوجية.

تشير بعض الصفات المنشئية في الأفق المولي على بعض الوضوح والتناقض، في آن واحد، حول تكوينه:

أ - تشكل الأعداد الكبيرة من الجذور مصدراً هاماً للمادة العضوية في كامل الأفق.

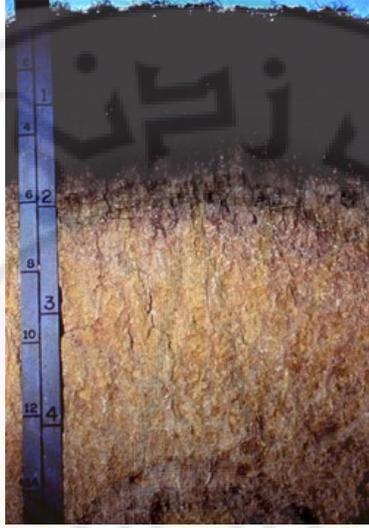
ب - إن قلة الأجزاء من البقايا النباتية التي تظهر تحت المجهر يمكن تفسيرها فقط بسرعة الفصل أو التجزئة الميكانيكية للبقايا النباتية، فقط عن طريق التهامها biting بواسطة حيوانات التربة التي يمكن أن تكون المسؤولة عن هذا التحطيم الميكانيكي.

ج - وجود البقايا النباتية داخل الكتل البنائية مع مواد التربة الأخرى الممزوجة بشكل حقيقي intimate mixture ، يدل على خلط ميكانيكي شديد لهذه المكونات، ويمكن أن يعزى هذا الخلط أو المزج الشديد عن طريق تناول مواد التربة من قبل الكائنات الحية ثم طرحها من جديد.

هناك أفق آخر يماثل إلى حد كبير الأفق المولي وهو الأفق Umbric ، والخلاف الوحيد بينهما، هو وجود الأفق O فوق الأفق Umbric في الظروف الطبيعية، وغيابه في نفس الظروف في حالة الأفق المولي Mollic ، وقد يكون هذا الاختلاف وسيلة للتمييز بين الأفقين.

يمكن القول إن عملية تكوين الأفق المولي، وأيضاً الأفق Umbric تتلخص بالتحطيم المكاني local breakdown للبقايا النباتية plant remains ، ومزج أو خلط مكونات التربة المختلفة بعملية ميكانيكية تقوم بها الكائنات الحية في التربة. الشكل (20 و 21)

ملاحظة : التسمية Mollic أصلها لاتيني وتعني Mollis أو Soft أي طري وغير قاسي، Umbric ، أصلها أيضاً لاتيني وتعني Umbra أو shade أي داكن dark.



الشكل (20) أفق موللي Mollic سماكته 57 سم



الشكل (21) مقطع تربة يحتوي على أفق أمبرك Umbric

5 2 -تكوين أفق التجوية Formation of Caimbic horizon:

الفكرة الأساسية لأفق التجوية كامبك هي أنه أفق متغير altered وهو أفق تحت سطحي، أي يعلوه أفق سطحي، يحتوي هذا الأفق على تباينات عديدة، مما يدعو للاعتقاد أن هناك العديد من العمليات المنشئية المسؤولة عن تكوينه، ومن أهم هذه العمليات ما يلي:

1 -تجوية الفلزات وخاصة السيليكات، الذي يؤدي إلى تحرر العناصر الذوابة وغسلها إلى الأسفل، بينما تتراكم العناصر الأقل ذوباناً، وخاصة الحديد والألمنيوم، وإن زيادة كمية مركبات الحديد الحرة، هي التي تسبب أو تعطي اللون البني لهذا الأفق.

2 -الانتفاخ والانكماش: إن وجود كمية عالية نسبياً من فلزات الطين ذات الشحنت السطحية الدائمة التي تستطيع أن تشكل طبقة مزدوجة، تؤدي إلى تطور بناء موشوري أو كتلي فردي، في هذا الأفق، ومجهرياً، تؤدي عملية الانتفاخ والانكماش إلى تكوين بناء دقيق microstructure يتصف بوجود تشققات Craks مزواة.

3 -النشاط الحيوي، الذي يعيش على الجذور الموجودة بكميات كبيرة في هذا الأفق تحت السطحي، وما ينتج عنه من مركبات عضوية مختلفة والتي تختلط أو تمزج بشكل قوي مع الحبيبات المعدنية الناعمة، هذه العملية تساعد على تكوين بناء حبيبي أو Crumby ، إضافة إلى ارتباط الحديد والألمنيوم مع المادة العضوية وتكوين معقدات عضوية معدنية غير متحركة.

يؤدي وجود هذه المعقدات بالإضافة إلى كميات عالية نسبياً من مركبات الحديد الحرة، إلى تكوين بناء ثابت نسبياً مع مسامية عالية إلى حد ما، كما يعتبر

وجود المعقدات العضوية المرتبطة مع الألمنيوم وخاصة الحديد، هي السبب في إعطاء اللون البني لهذا الأفق.

أما الدراسة المجهرية الشكلية *micromorphology* ، فقد دلت على وجود بناء دقيق *microstructure* يحتوي على مسامات عديدة، تتضمن جميع مكونات التربة عدا بعض البقايا الطازجة التي تتواجد في بعض الفراغات بين الوحدات البنائية المفتتة.

تعتمد الصفات الحقيقية للأفق كامبك *Cambic* على الشدة النسبية للعمليات البيولوجية التي يتعرض لها، فعلى سبيل المثال: إذا أسهمت عملية التجوية في تحرر كميات كبيرة من الحديد (هذا يعود إلى شدة التجوية من جهة وتركيب المواد الأم من جهة ثانية) ، سيؤدي ذلك إلى اكتساب الأفق اللون البني الغامق أو الأحمر، إذا كان النشاط الحيوي أكثر فاعلية أو سيطرة على عمليتي الانتفاخ والانكماش، ينتج عن ذلك سيادة البناء المفتت *Crumby str.* ، وإذا كان العكس هو السائد، أي عمليتي الانتفاخ والانكماش أكثر فعالية من النشاط الحيوي، فإن البناء الناتج غالباً ما يكون مزوى.

لو حاولنا إجراء مقارنة بين الأفق كامبك *Cambic* ذي البناء المفتت *Crumb* والأفق المولي *Mollic* ، سوف نجد بعض الصفات المميزة والمتماثلة بين الأفقين، حيث نلاحظ أن البناء العادي والبناء المجهري متماثلان، فكلا الأفقين يبديان مزجاً أو خلطاً حقيقياً وجيداً لمكونات التربة باستثناء وجود بعض البقايا النباتية الطازجة في الفراغات، في الواقع إن الاختلاف الوحيد والملفت للنظر هو الاختلاف في اللون الذي يعود إلى الاختلاف في كمية الحديد الحر أو إلى النسبة بين المادة العضوية والحديد الحر $Fe / O.M$ ، فإذا كانت كمية الحديد قليلة $> 1\%$ ، و/أو النسبة $F / O.C$ عالية < 2 ، فإن اللون سوف يكون مسوداً

أو رمادياً، وعندها تعتبر الطبقة أفقاً سطحياً، أما إذا كانت نسبة الحديد عالية < 1، والنسبة Fe / O.C منخفضة > 2 فإن اللون سيكون بنياً، وعندها تكون الطبقة أفق B أو أفق تحت سطحي، مع ملاحظة أن هذه القيم هي قيم تقريبية. الشكل (22).

ملاحظة: يعود أصل كلمة Cambic إلى اللاتيني Cambiar أي المتغير .Change



الشكل (22) مقطع تربة يحتوي أفق التجوية Cambic تحت الأفق الموللي

3-5- تكوين الأفق اليودزولي Formation of Spodic horizon:

غالباً ما كان يرتبط اسم الأفق البودزولي بعملية البدزلة، بمعنى آخر أنه مجرد حدوث عملية البدزلة podzolization في التربة، فإنها ستتؤدي إلى تكوين الأفق البودزولي Spodic horizon.

لكن الدراسات الحديثة التفصيلية الكيميائية منها والمجهريّة، دلت على أنه يكمن للأفق البودزولي أن يمتلك عدداً من الصفات التي لا يمكن تفسيرها بعملية البدزلة، والتي تتلخص كما ذكر سابقاً بانتقال وتراكم المواد العضوية أو المعقدات العضوية المعدنية.

كما بينت الدراسة المختلفة أن الأفق Spodic يمكن أن يكون على شكلين متناقضين تماماً:

- 1- يمكن أن يكون مصمتاً massive ومتصلباً Cemented ، وخالياً تماماً من الجذور النباتية.
- 2- وقد يكون بناؤه محبباً ومفككاً أو حتى هشاً ويحتوي على العديد من الجذور النباتية.

يحتوي الشكل الأول أي المصمت والقاسي على طلية وحيدة الشكل monomorphic coating أو طلية عضوية. وهذا ناتج عن عملية البدزلة التي مر ذكرها سابقاً.

أما الشكل الثاني فإنه يبدي خلطاً ومزجاً حقيقياً للمواد العضوية مع كل من حبيبات الطين والسلت في مسامات الكتل الترابية وكذلك في الفراغات الحيوية pedotubules ، إضافة إلى وجود بعض البقايا النباتية، المسامية عالية جداً قياساً بالأفق الناتج عن عملية البدزلة أي الأفق المصمت والقاسي.

تدل هذه الصفات بشكل واضح على وجود خلط ميكانيكي شديد أو مكثف لمكونات التربة بواسطة الكائنات الحية. وقد أطلق على المواد العضوية غير المتبلورة الموجود في التربة، تعبير المادة العضوية متعددة الأشكال polymorphic organic matter.

5-3-1- عمليات تكوين الأفق البودزولي Spodic horizon forming : processes

تدل الصفات التي يملكها الأفق البودزولي على أن هناك عمليتين أساسيتين شاركتا في تكوينه وهما:

أ - انتقال وتراكم المواد العضوية و/أو المعقدات العضوية المعدنية، التي تتصف بحموضة عالية، وشحنات كهربائية عالية أيضاً، إضافة إلى الصفات المحبة للماء hydrophilic character ، وهذه العملية هي المسؤولة على تكوين الطلية العضوية Organas أو الأغلفة العضوية وحيدة الشكل monomorphic ، وهي أيضاً مسؤولة عن تصلب هذا الأفق.

ب النشاط الحيوي biological activity : تعد هذه العملية المسؤولة عن البناء الجيد لهذا الأفق وكذلك هي المسؤولة عن تكوين الكريات الصغير pellets والكتل الترابية، وكذلك الفراغات الحيوية، والمادة العضوية متعددة الأشكال polymorphic التي تحتوي على بقايا نباتية غير متحللة أو متفسخة وعلى أحماض فولفية وهيومية ذات حموضة وشحنات كهربائية أقل نسبياً.

اعتماداً على المعلومات السابقة فإن التطور الفعلي لهذا النوع من الترب، يتبع عدداً من الصفات والعمليات الكيميائية والكيميائية الحيوية:
1 - كمية المكونات العضوية وخاصة الزمنية التي تكون فيها المكونات العضوية قابلة للحركة.

2- شدة النشاط الحيوي.

3- الكمية المتوفرة من الكاتيونات متعددة الشحنة polyvalent cations

وخاصة التزود المستمر بها من خلال عمليات تجوية الفلزات.

نلاحظ أن الحالة رقم (1) تقع على النقيض من الحالتين (2) و (3) حيث أنه كلما كان النشاط الحيوي شديداً كلما قلت كمية المكونات العضوية وقصر الزمن الذي تكون فيه هذه المكونات العضوية على شكل متحرك mobile ، وكذلك كلما زاد تركيز الكاتيونات متعددة الشحنة (Al,Fe) كلما كانت المكونات العضوية أقل حركة.

من حيث المبدأ يمكن أن تظهر الاحتمالات التالية خلال تطور الأفق

البودزولي :

1- عند توفر تركيز عالٍ من الكاتيونات، فإن جميع المكونات العضوية سوف

تترسب قرب سطح التربة، وعندها سوف لا يتشكل أفق مغسول leached

horizon عادة، في هذا النوع من الترب يحدث تطور للجذور ويتبعه

نشاط حيوي عالٍ وكافٍ لمزج البقايا النباتية مع حبيبات التربة الناعمة

وترسيبها على شكل كريات صغيرة أو كتل ترابية.

2- عند ظهور بعض الغسل للطبقة السطحية من التربة بسبب عدم وجود

تركيز كافٍ من الكاتيونات في هذه الطبقة، تنتقل بعض المركبات

العضوية أو المعقدات العضوية المعدنية وتترسب على عمق معين في

مقطع التربة.

عند هذا العمق الغني بالمركبات العضوية المعدنية (المنقولة من الطبقة السطحية)، يتشكل الأفق B أو أفق التراكم، ويكون ذي محتوى عالٍ من الماء والعناصر المغذية ويسمح بتطور كبير للجذور فيه والذي يتبعه تطور شديد في النشاط الحيوي، يترافق ذلك مع تكوين الكريات الصغيرة والكتل الترابية.

وفي هذه الحالة فإن الأفق B يمكن له أن يأخذ في تطوره أحد الاتجاهين التاليين:

- عندما يكون النشاط الحيوي قادراً على التعامل مع المواد العضوية المنقولة من الأعلى، وخطها أو استهلاكها والاحتفاظ بفراغات بين حبيبات التربة، فإن الأفق يحتفظ ببنائه المفكك الجيد، ويعطي دفعاً قوياً لتطور الجذور فيه.

- عندما يصبح التزويد بالمادة العضوية، أكبر من قدرة الكائنات الحية على مزج المواد العضوية في أفق التراكم مع مكونات التربة الأخرى، تبدأ مواد الأفق بالترصص والتصلب التدريجي. وبعد فترة من الزمن، تصل حالة التصلب إلى مرحلة يصعب معها على الجذور اختراق مادة التربة في هذا الأفق والتطور فيه، ويتبع ذلك زيادة في عملية التصلب وانخفاض حاد في عدد الجذور والنشاط الحيوي ويقود ذلك بعد فترة وجيزة إلى غياب كامل للنشاط الحيوي وبالتالي إلى تحجر Fossilization هذا الأفق.

تشكل الاحتمالات السابقة في الواقع ثلاث مراحل أساسية:

- مرحلة التجوية والغسل.
- مرحلة النشاط الحيوي وبقاء المكونات العضوية بحالة متحركة.
- مرحلة تناقص النشاط الحيوي وبدء تصلب أفق التراكم.

ولقد بينت الدراسة المجهرية لسرائح التربة Soil thin sections للأفق البودزولي المتصلب، انتشار الأغلفة وحيدة الشكل monomorphic ، التي تغطي بدورها الطلية متعددة الأشكال Polymorphic.

لقد لوحظ وجود مرحلة رابعة في بعض الترب الـ بـبـزولـية، بعد تكوين الأفق البودزولي المتصلب، يحدث تطور للجذور النباتية في الجزء الأعلى من الأفق البودزولي أو فوقه، ويمنح تراكم هذه الجذور فرصة للكائنات الحية لاستعادة نشاطها وتكوين وحدات متعددة الأشكال من المادة العضوية ومواد التربة الأخرى، على حساب الأغلفة العضوية وحيدة الشكل والموجودة أصلاً. هذا يفسر وجود بعض الأفاق مثل الأفق Bh1 ، أفق تتراكم فيه المادة العضوية، الذي يتصف ببناء مفكك إلى هش مع وجود كريات صغيرة وكتل ترابية. أنظر الشكل (17).

ملاحظة: يعود أصل كلمة Spodic إلى اليونانية وهي Spodos ، أي Wood ash الرماد الخشبي.

5-5 - تكوين أفق تراكم الحديد Formation of Placic horizon:

هذا الأفق عبارة عن طبقة رقيقة، تتراوح سماكتها بشكل عام من 2 إلى 10 مم، وهو أفق متصلب أو متحجر، ويمكن لهذا الأفق أن يتواجد في مواقع متعددة:

- داخل الأفق البودزولي.
- مباشرة فوق أفق التجوية Cambic h.
- تحت طبقة من المواد العضوية.
- داخل الأفق C (أفق المادة الأم).

في الكثير من الحالات يمكن لهذا الأفق أن يفصل مقطع التربة إلى نطاقين، نطاق علوي (الجزء الواقع فوق الأفق Placic)، يكون مشبع بالماء على الأقل خلال جزء من السنة، وتكون فيه كمونية الأكسدة والإرجاع Redox potential منخفضة (أي تسود حالة الإرجاع)، وجزء سفلي (الجزء الواقع تحت الأفق Placic)، تكون حالة الإشباع بالمياه أقل، وتكون فيه كمونية الأكسدة والإرجاع مرتفعة high redox potential (تسود فيه حالة الأكسدة).

لقد بينت الدراسات الكيميائية والتوزيع النسبي لمكونات الأفق Relative distribution أن الحديد وأحياناً المنغنيز، يتراكم على شكل طبقة رقيقة Thin layer، يمكن أن تحتوي هذه الطبقة على بعض من المواد العضوية، لكن النسبة C / Fe، كبيرة جداً ولا يمكن الافتراض أن الحديد قد انتقل وتراكم عن طريق تكوين معقدات مع المادة العضوية، ومما يؤكد هذه النقطة، هو الغياب الكلي للألمنيوم من هذه الطبقة.

وبناءً على ما تقدم، أصبح من المقبول أن الأفق المتحجر أو Placic، هو نتيجة لعملية الإرجاع التي تحدث في الطبقة السطحية من التربة، إن أساس عملية الإرجاع هذه قد يكون لها أكثر من سبب:

- غالباً ما يعود إلى سيادة مناخ شديد الرطوبة.

- تكوين ما يشبه الماء الأرضي فوق الأفق البودزولي المتصلب.

يحدث في هذه الظروف الرطبة إرجاع لكل من الحديد والمنغنيز في الطبقة السطحية من التربة، اللذين يتحولان إلى Fe^{+2} و Mn^{+2} مرجعين، حيث يهاجران إلى عمق معين في مقطع التربة، لكن ما يحدث أنه عند هذا العمق تبدأ كمونية الأكسدة والإرجاع بالارتفاع ويحصل أكسدة من جديد لهذين العنصرين، حيث يترسبان في ذلك الموقع.

حقيقياً، يظهر الأفق Placic على شكل طبقة مستمرة يتراوح لونها بين البني الغامق والبني المحمر الغامق، وتكون هذه الطبقة صلبة إلى درجة لا تسمح للجذور باختراقها، بل يتطور المجموع الجذري فوقها مباشرة.

أما مجهرياً، يتصف هذا الأفق بلون بني داكن أو بني محمر، وقد يكون أحياناً مسوداً تماماً، حيث يتوضع الحديد وأحياناً المنغنيز في الفراغات البينية الموجودة بين الحبيبات التي تشكل هيكل التربة.

يمكن أن يبدي هذا الأفق بعض التشققات، التي يعتقد أنها تعود إلى وجود المادة العضوية، وكلما كانت نسبة المادة العضوية أكبر كلما كانت نسبة التشققات أكثر. لقد بينت الدراسة بواسطة المجهر الإلكتروني الماسح Scanning electron microscope أن الفراغات أو الفجوات voids الموجودة في الأفق تظهر سطحاً مع globules غير متبلور من الحديد، يختلف بشكل واضح عن

الأغلفة وحيدة الشكل monomorphic التي توجد في الأفق البودزولي، حيث تشكل الأولى مستوى مستمراً.

ملاحظة: يعود أصل كلمة Placic إلى اليونانية Plax, Plak ومعناها صفائح حجرية flate stone.

5-6- تكوين الأفق الطيني Argillic horizons : Formation of

إن تكوين الأفق الطيني Argillic horizon الذي يسمى أيضاً الأفق Bt، هو نتيجة لعملية انتقال الطين من أفق الغسيل eluvial h. وتراكمه في أفق التراكم illuvial h. (B).

يمكن أن تأخذ عملية انتقال الطين وتراكمه حالات متعددة، ينتج عنها اختلافات شكلية أو مورفولوجية في الترب التي تحدث فيها هذه العملية. ويمكن حصر هذه الصفات الشكلية بما يلي:

1- الترب المتطور على رسوبيات من اللوس Loess في أوروبا الغربية ووسط الولايات المتحدة: يعد الأفق الطيني الموجود في ترسبات اللوس في وسط أمريكا وغرب أوروبا الأكثر شيوعاً، ويمكن اعتباره الحالة الرئيسية للأفق الطيني، يتصف الأفق Bt بلون بني مع بناء كتلي مزوى، وطلاية طينية Clay skin بنية اللون تتواجد على الأوجه الخارجية للوحدات النباتية. (أنظر الشكل 16).

2- الأفق الطيني في الرسوبيات الريحية ذات القوام الخشن: يتواجد الأفق الطيني في هذه المواد الأم على شكل شرائط bands منفصلة، ولها

سماكات متباينة، وقد تصل سماكتها في الترب اللوميه الرملية إلى 30 -
40 سم، وفي الترب الأخشن قوأمأ يمكن أن تكون سماكتها بضعة
ميليمترات فقط.

يتعرض الأفق الطيني الذي يتواجد في اللوس أو الرسوبيات الريحية خشنة
القوام إلى بعض العمليات المنشئية، أهمها عملية التدهور degradation ،
تتصف عملية التدهور هذه بإعادة تحريك remobilization فلزات الطين
الموجودة سواء في الأفق Bt أو الأفق Bt المكون من شرائط، كما هو الحال في
الأفق E (أو الغسل). تتضمن عملية التدهور هذه ما يلي:

أ- عملية الأكسدة والإرجاع: حيث يتم إرجاع الحديد المسؤول عن اللون البني،
في بعض المواقع، تاركاً هذه المواقع مبيضة bleached بسبب خلوها من
الحديد، ينتقل الحديد المرجع والذائب ويتراكم وربما يتأكسد من جديد مكوناً
نقاطاً أو بقعاً صدئية Rusty spots وقد تأخذ هذه البقع شكل التبرقش
mottles أو الأقنية Channels. وفي هذه الطريقة يمكن أن يتكون أفق
التبرقش، الذي مر ذكره سابقاً، الذي يعتبر نموذجياً بالنسبة لظروف التغدق،
عند هذه المرحلة يتحدد لون الأفق بلون الطين الخالي من الحديد Fe-free
clay إذا كان الطين في معظمه يتكون من الغلوجونيت glauconite أو
الكلوريت Chlorite ، فيكون لون الأفق مائلاً للرمادي، أما في حال سيادة
الكاؤولينيت فإن اللون الأبيض هو السائد.

ب- عملية حركة الطين: يتحرك الطين الخالي من الحديد إلى خارج الجزء
المبيض من مادة التربة وباتجاه الأسفل، غالباً عن طريق الشقوق أو الأقنية
التي شكلتها الجذور النباتية، حيث يشكل أغلفة طينية أو يشكل حشوات
طينية سميكة thick clay infillings. بعد إزاحة أو انتقال الطين، فإن لون

مادة التربة يتحدد من خلال لون حبيبات السلت والرمل، وباعتبار أن هذه الحبيبات غالباً ما تكون غنية بالكوارتز، فإن اللون يتحول إلى أبيض أو رمادي باهت pale grey. تبدأ العملية السابقة في منطقة الاحتكاك بين الأفق E أو الأفق المبيض والأفق أو الآفاق التي تليه من الأسفل، ثم تأخذ هذه العملية باختراق الآفاق الأخرى تدريجياً، وغالباً على شكل أسنة مبيضة bleached tongues، تتطور هذه الأسنة غالباً في نموذج متعدد الأضلاع polygonal pattern.

تعود عملية الأكسدة والإرجاع إلى الأسباب التالية:

- 1- تخلص التربة من الرطوبة desaturation مما يسبب انخفاض في pH.
 - 2- اشباع التربة بالماء لفترة مؤقتة، بحيث يبقى الماء راکداً فوق الأفق Bt خلال هذه الفترة، أو بتأثير مستوى الماء الأرضي.
 - 3- التوزع غير المتجانس للجذور النباتية، تظهر عملية إرجاع الحديد فقط عند تواجد نشاط حيوي على الجذور الميتة، بحيث يؤدي هذا النشاط الحيوي إلى التخلص من الأوكسجين إلى النقطة التي تستخدم فيها مركبات Fe^{+3} كمسقبل للالكترونات بواسطة الكائنات الحية.
- أما بالنسبة لحركة الطين خلال هذه المرحلة من تطور التربة، فإنه يعود إلى:
- 1- غياب مركبات Fe^{+3} مما يساعد على عملية بعثرة الطين.
 - 2- الفرق في التوصيل المائي hydraulic conductivity للتربة، حيث تعمل الشقوق والأقنية الجذرية كممرات مفضلة لحركة الماء.
- هناك حالات أخرى خاصة قد يتطور فيها الأفق الطيني:

1- تطور الأفق الطيني في مواد تربة رملية: في هذا النوع من الترب أمكن ملاحظة ما يشبه الألياف الرفيعة جداً وغير المنتظمة في الجزء العلوي من المقطع، وتعد هذه الحالة من العمليات البيولوجية الصرفة الخاصة بهجرة الطين.

2- تطور الأفق الطيني في مواد تربة رملية متوضعة فوق مواد كلسية: يتطور في التربة التي تتألف من نوعين مختلفين من المادة الأم، أفق طيني خاص، يدعى الأفق Bt، وتم وصف هذا الأفق وملاحظته في منطقة الاحتكاك بين المادتين المختلفتين، وهذا واضح بشكل خاص عندما يكون الرمل متوضعاً فوق المواد الكلسية، يمكن لهذا الأفق أن ينشأ من هجرة الطين من المواد العلوية، ويمكن له أن ينشأ أيضاً من المواد التحتية عن طريق ذوبان المادة الكلسية، أو يمكن أن ينشأ من اتحاد الحالتين السابقتين معاً، وهذه الحالة تحتاج إلى المزيد من الدراسات التفصيلية لتأكيدھا.

3- مواد من الغلوجونيت الرملي المتطبق Layered أو رسوبيات طينية متطبقة: يمكن أن تظهر عملية هجرة الطين مباشرة على شكل أسنة، بدون وجود سابق للأفق Bt البني اللون والمتجانس.

4- مواد مالحة Saline materials : إن غسل الترب المالحة التي تحتوي على كميات كبيرة من أملاح الصوديوم، والتي تحتوي على سطوح غروية مشبعة بالصوديوم، تؤدي هذه العملية إلى تمدد قوي للطبقة المزدوجة الذي يتبعه بعثرة وانتقال وتراكم الطين، وهذه العملية واضحة جداً في حالة كون الطين من نوع السمكتيت smectites. ويمكن أن يؤثر وجود الصوديوم بنفس الطريقة على وجود المادة العضوية، لذلك يمكن أن

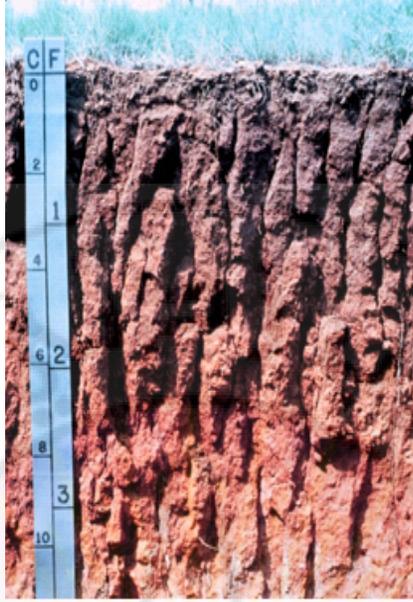
يحصل تراكم للطين والمادة العضوية وتكوين الأفق الصودي Natric horizon ، هذا النوع من الترب كان يدعى Solonetz. الشكل (23)، (24، 25).

مما تقدم يمكن استخلاص بعض النتائج:

تعتبر عملية انتقال وتراكم الطين من العمليات الشائعة والطبيعية في استمرارية المسار لتطور التربة، حيث يحصل تكون الأفق Bt نتيجة لعملية التجوية، وفي مراحل لاحقة يكمن أن يتحول هذا الأفق بشكل تدريجي إلى الأفق OXIC المتدهور. هذه الفكرة أكثر مثالية، ولكن ليس من الضروري أن تتحقق في الطبيعة، وعادة لا تتحقق.

على الرغم من أن عملية تراكم الطين في التربة، تبدو من العمليات الواضحة جداً لكن وبمنظرة أكثر دقة وتفحصاً يظهر أن منشأ العديد من الآفاق التي تعتبر أنها تكونت بفعل تراكم الطين، ليس دائماً واضحاً بشكل كاف دائماً. ومن حيث المبدأ، ليس فقط فلزات الطين التي تملك شحنات سطحية هي التي تستطيع أن تهجر، بل يمكن لسيليكات الألمنيوم غير المتبلورة التي لها شحنات سطحية منخفضة أو معدومة فعلياً، أن تنتقل وتتراكم في ظروف خاصة.

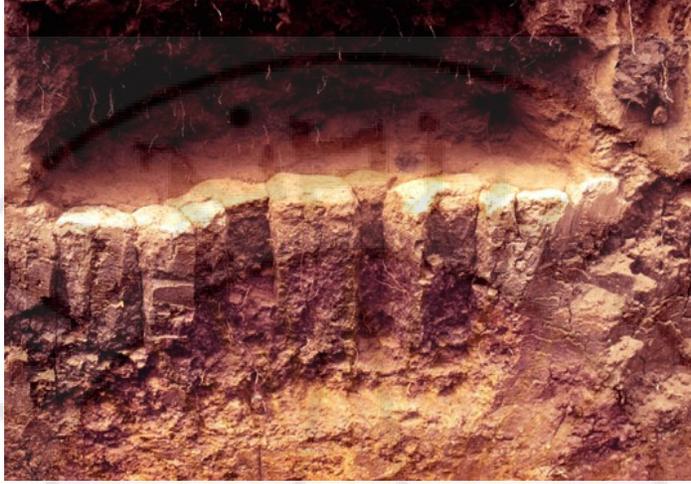
Damascus University



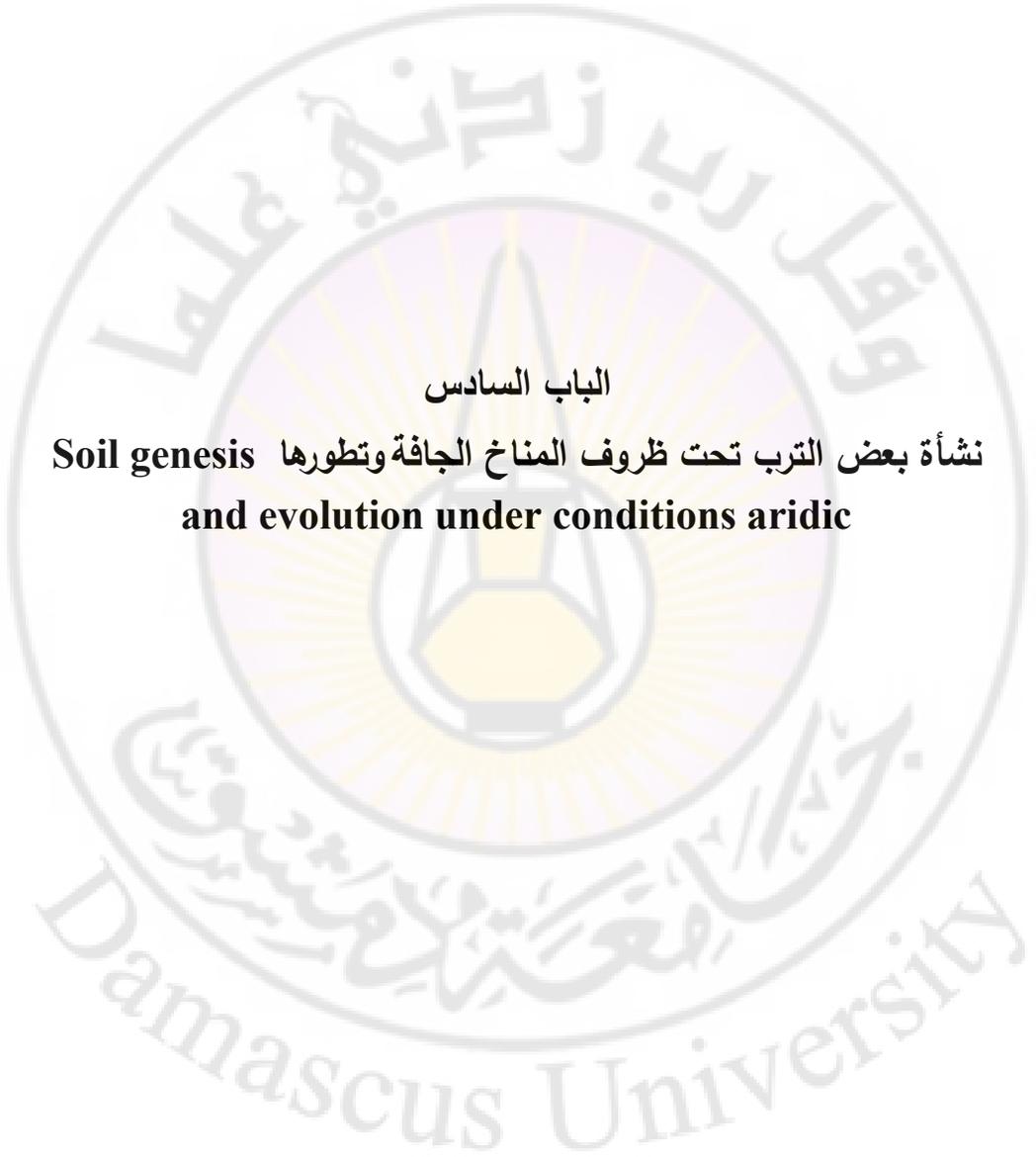
الشكل (23) مقطع تربة يحتوي عل أفق طيني يبدأ من عمق 5سم من سطح التربة



الشكل (24) مقطع تربة يحتوي على أفق طيني شرائطي



الشكل (25) مقطع تربة يحتوي على أفق صودي Natric مع بناء عامودي



الباب السادس

**نشأة بعض الترب تحت ظروف المناخ الجافة وتطورها
and evolution under conditions aridic**

الباب السادس

6- نشأة بعض الترب تحت ظروف المناخ الجاف وتطورها

Soil genesis and evolution under conditions aridic

6 مقدمة: Introductions

يقصد بالتربة الجافة، تلك التي تكونت وتطورت تحت ظروف مناخية جافة أو شديدة الجفاف، بمعنى آخر، أن كمية الهطول المطري منخفضة ولا تصل إلى 200 أو 250 مم في أحسن الحالات وقد تنخفض في بعض المناطق إلى أقل من ذلك بكثير وقد تتعدم في مناطق أخرى.

يعد عامل المناخ أحد العوامل المهمة في تكوين التربة وتطورها، لما للرطوبة من دور هام في معظم التفاعلات الكيميائية والبيوكيميائية والفيزيائية التي تجري في التربة، وباعتبار أن كمية الرطوبة التي تصل إلى التربة في المناطق الجافة وشبه الجافة محدودة أو قليلة جداً، لذلك فإن فاعلية العمليات المنشئية في التربة تكون أيضاً محدودة وقد يغيب معظمها أحياناً.

وتبين العديد من الدراسات أن العمليات المنشئية في الترب المتطورة تحت ظروف المناخ الجاف، تكاد تكون قليلة جداً أو حتى معدومة، وغالباً ما تقتصر هذه العمليات المنشئية على عملية الإذابة Solubilization والترسيب Precipitation للأملاح الذوابة في التربة.

6 2 - تطور الترب الجبسية Evaluation of gypsiferous soils :

6-2-1- تعريف الترب الجبسية definition of gypsiferous soils :

الترب الجبسية هي ترب تحتوي على كمية من الجبس ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

كافية لإعاقة نمو النباتات، ولقد تم التعرف على ترب تحتوي على جبس منشئي

في عدة أنظمة رطوبية، نظام الترب الرطوبي المتوسطي، وشبه الجاف، والجاف
aridic, ustic, xeric على التوالي، وتتمثل هذه الترب بشكل كبير في المناطق
الجافة، حيث يوجد مصدراً لكبريتات الكالسيوم، وغالباً لا تتواجد الترب الجبسية في
المناخ الرطب، وقد يترافق الجبس في حالات عديدة مع أملاح أخرى للكالسيوم
والصوديوم والمغنيزيوم.

يعد التعريف السابق تعريفاً عاماً، يوجد تعاريف أخرى تصنيفية تحدد
بشكل أوضح المتطلبات التي تسمح بتسمية هذه التربة أو تلك جبسية أم لا،
وسنذكر على سبيل المثال ما ورد في نظام التصنيف الأمريكي USDA, Soil
Taxonomy حيث تعتبر التربة جبسية إذا توفرت فيها الشروط التالية:
تعتبر الترب جبسية إذا احتوت على أفق جبسي Gypsic horizon أو
أفق جبسي متصلب Petrogypsic horizon، ضمن الـ 100 سم الأولى من
سطح التربة، ويعتبر الأفق جبسي إذا كانت سماكته 15 سم أو أكثر، وغير
متصلب، ويحتوي على 5% جبس أو أكثر، و 1% جبسي ثانوي (حجمياً) قابلة
للتميز، وكذلك أن يكون ناتج ضرب سماكة الأفق (سم) بالنسبة المئوية للجبس
تساوي 150 أو أكثر.

6-2-2- أصل الجبس في الترب ومنشؤه Origin of Gypsum in soils:

لقد تم وصف تكوين أو تشكل الجبس في التربة من قبل عدد كبير من
الباحثين، وذكروا أن تراكم الجبس في التربة يمكن أن يتم بطريقتين:
عن طريق تبخر الماء الأرضي الذي يحتوي على العناصر المعدنية
المختلفة.

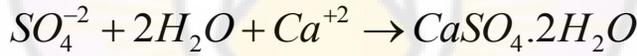
عن طريق الترسيب في الماء الأرضي نفسه.

وقد وصف بعض الباحثين لدى دراستهم لبعض الترب الجبسية في اسبانيا إمكانية تكوين الجبس وتراكمه من الماء الأرضي متغير المستوى fluctuating water-table.

يعود أصل السلفات في محلول التربة في بعض الأحيان، إلى وجود معادن أو فلزات غنية بالكبريت (مثل فلز البيريت FeS_2 في المادة الأم)، ويسبب عملية التجوية والأكسدة يتحول الكبريت إلى كبريتات.



وعند وجود كمية كافية من الكالسيوم في التربة يمكن أن يحدث ترسيب لسلفات الكالسيوم على شكل جبس.



في حالة الترب المروية irrigated soils تفقد عملية غسل التربة المالحة التي تحتوي على كبريتات و كالسيوم في محلول التربة، إلى ترسيب الجبس وتراكمه في الأفق تحت السطحي، وإن عملية تكوين الجبس في هذه الحالة قد تكون نتيجة لاستبدال ملح NaCl بملح $CaSO_4$ عند احتواء مياه الري على كميات كافية من السلفات والكالسيوم، وهناك احتمال آخر يعود إلى أن عملية الغسل الجزئي لأملاح التربة، على اعتبار أن ملح كلوريد الصوديوم له درجة ذوبان أكبر بكثير من سلفات الكالسيوم، وقد بينت بعض المشاهدات في ترب حوض الفرات في سورية،

الجبس قد تبلور من جديد وترسب وتوزع في مقطع التربة، بعد الغسل من الأملاح.

ذكر بعض الباحثين أن الترب الجبسية في العراق تتوضع على مواد جيولوجية تحتوي على الجبس والانهدرت، وإن حوض العراق قد امتلأ ببقايا الرسوبيات detrital sediments خلال الميوسين الأدنى، حيث تشكل أُنذاك ما يشبه البحر الداخلي Inland sea ويسبب التبخر، تشكل كل من الجبس والحجر الكلسي limestones ، وتوصلوا إلى أن هذه التكوينات الجيولوجية هي أصل الترب الجبسية في العراق.

وفي دراسة أخرى لبعض الترب باستخدام المجهر البتروغرافي والمجهر الالكتروني الماسح SEM، على شرائح تربة رقيقة Soil thin sections ، بين بعض الباحثين، وجود إمكانية لاستبدال الكالسيوم بالجبس حيث وجد في بعض الفراغات الحيوية pedotubes تراكم للجبس على الرغم من أن مادة التربة المحيطة هي كلسية، وعزوا ذلك إلى دور الكائنات الحية وما تطرحه من غاز CO₂ في هذه الفراغات، حيث يساعد CO₂ على زيادة ذوبان كربونات الكالسيوم، وعند وجود تركيز كاف من SO₄⁻² للوصول إلى جداء الإذابة مع Ca⁺² ، فيمكن عندها أن يترسب على شكل CaSO₄ في الفراغات الحيوية شاغلاً بذلك المواقع التي خلت من كربونات الكالسيوم.

6-2-3- الخصائص العامة للترب الجبسية Characteristics of gypsiferous soils

1- تتكون وتتطور الترب الجبسية في المناطق الجافة وشبه الجافة، عندما يتوفر مصدر مناسب من الجبس.

2- يعود تراكم الجبس في التربة إلى العصر الرباعي Quaternary بكافة
مراحله.

3- تنتشر الترب الجبسية في المناطق التي تعرضت لحركات تكتونية
Tectonic movement.

4- لقد لوحظ وجود أكبر تراكم للجبس على حواف المصاطب Fring of
traces.

5- عمق الماء الأرضي 5 أمتار على الأقل، وهذه المياه معدنية، وطبيعتها
الملحية، (سلفات كلورايد أو كلورايد - سلفات)، تقود إلى تراكم الجبس في
التربة.

6- قد يحصل تراكم للجبس والأملاح الذوابة خلال فترة زمنية قصيرة، ويترسب
الجبس والأملاح الأخرى في وقت واحد Simultaneously وهذا يؤكد
وجودهم في المحلول الأرضي، هذه الحركة تأخذ مكانها خلال مسافة قصيرة
وكذلك يكون التبخر سريعاً.

7- يعتمد شكل الجبس غالباً على الظروف الترموديناميكية لترسيبه، ولا يرتبط
بعمر الرسوبيات، لذلك فمن الصعوبة أحياناً التمييز بين الجبس الحديث
والجبس القديم.

توصل Boydgive 1974 إلى خلاصة مفادها: يعود السبب الرئيسي لتراكم
الجبس في التربة إلى ترسيبه من الماء الأرضي وماء الجريان السطحي، كنتيجة
لعملية تبخر شديدة. هناك عوامل أخرى تؤثر على عملية تراكم الجبس في التربة
مثل الطبوغرافيا - بنية الصخور - التبادل الكاتيوني والغطاء النباتي إضافة إلى
كمية الجبس الموجودة أصلاً في الصخر الأولي.

يعود تراكم الأملاح المختلطة في ترب المناطق الجافة وشبه الجافة، نتيجة لعمليات مختلفة يتداخل Superimposing بعضها مع البعض الآخر، خلال فترات مناخية متتالية.

لقد لاحظ بعض الباحثين العلاقات التالية بين الأملاح المختلفة:

- يترسب الجبس ويتراكم في التربة، عندما تكون الناقلية الكهربائية electrical conductivity أقل من 60 ميليسمينز/سم. لذلك فإن زيادة تركيز الجبس وتراكمه في التربة يتزايد تدريجياً مع تناقص الناقلية الكهربائية، لأن جداء الإذابة $(Ca^{+2}) (SO_4^{-2})$ لا يتحقق إذا كانت الناقلية الكهربائية $60 < \text{ميليسمينز/سم}$ (60 mS/cm^{-1}).

6-2-4- العلاقة بين كمية الجبس في التربة وكمية كربونات الكالسيوم

The Relation between Gypsum and Calcium carbonate contents in the soil

تحتوي معظم الترب الجبسية على كميات مختلفة من كربونات الكالسيوم

وبأشكال مختلفة أيضاً، ولا يعتبر وجود الجبس وكربونات الكالسيوم مستقلين بعضهم عن البعض الآخر في التربة، باستثناء الترب التي لها مقطع تربة قليل التطور، كما لوحظ أيضاً أنه عند زيادة محتوى التربة من كربونات الكالسيوم يقابله انخفاض في محتوى التربة من الجبس، والعكس صحيح، يزداد محتوى التربة من الجبس عندما يحصل انخفاض في محتوى التربة من كربونات الكالسيوم.

حاول Boyadgive 1974 شرح هذه الظاهرة معتمداً على شكل كل من

كربونات الكالسيوم والجبس في التربة وكذلك على محتوى التربة من الأملاح الذوابة وقد وجد في حوض الفرات في سورية ما يلي:

1- عندما يوجد الجبس $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ وكربونات الكالسيوم CaCO_3 على شكل بودة طرية، فإن العلاقة ما بين الجبس وكربونات الكالسيوم تكون معنوية Significant ، ويمكن التعبير عنها بالعلاقة التالية:

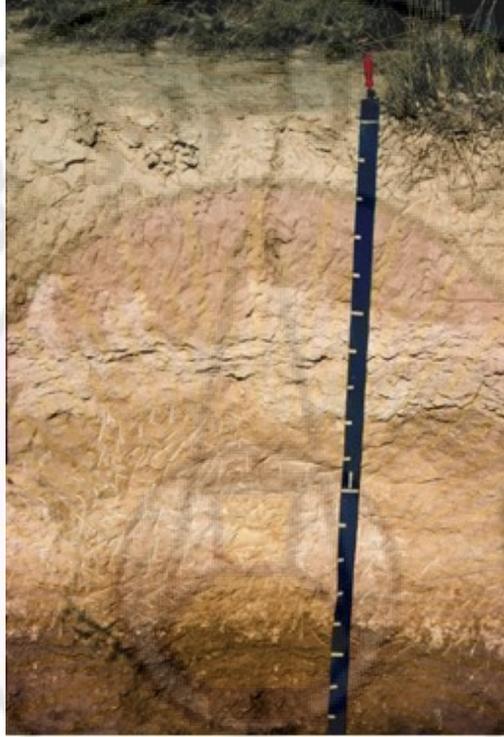
النسبة المئوية للجبس = $100 - 1.281 \cdot$ النسبة المئوية لـ CaSO_3

2- عندما يوجد الجبس كحبيبات رمل، ووجود كربونات الكالسيوم على شكل عقد أو عجيرات nodules أو قشرة Crust ، أو عندما يوجد أملاح ذوابة في التربة، فإن العلاقة ما بين الجبس وكربونات الكالسيوم تصبح غير مهمه أو غير معنوية Insignificant.

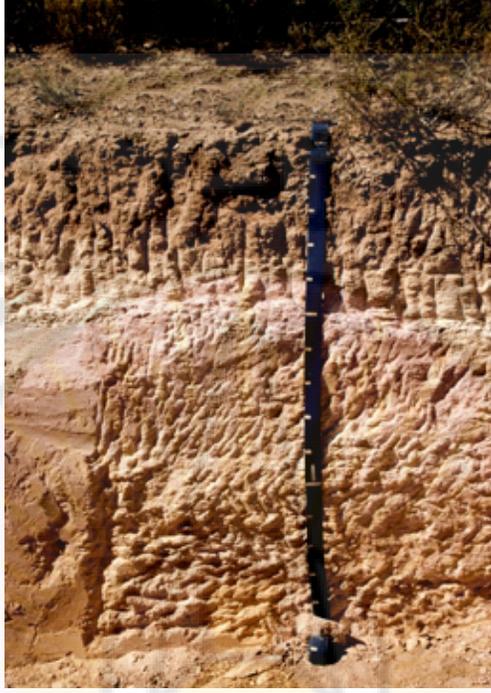
3- في حال وجود أملاح ذوابة ($\text{Ec} < 16$ ميليسيمينز/سم) عندها يكون محتوى التربة من CaCO_3 قليل مع عدم وجود علاقة مع محتوى التربة من الجبس.

6-2-5- سلوك سلفات الكالسيوم تحت ظروف المناخ الجاف وشبه الجاف من المعروف أن درجة ذوبان سلفات الكالسيوم CaCO_4 أعلى من درجة ذوبان كربونات الكالسيوم ($\text{ps} = 4.5$ و 8.3 في الماء النقي على التوالي). وعندما يصل تركيز كل من الكالسيوم والسلفات إلى مستوى جداء الإذابة، فإن سلفات الكالسيوم سوف تترسب على شكل جبس $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ، ومن المعلوم أيضاً أن ذوبان الجبس لا يتأثر بتغيرات pH الوسط، وعند توفر كمية عالية نسبياً من Ca^{+2} و SO_4^{-2} ، فإن الفرصة تصبح مواتية لتكوين الأفق الجبسي، ومع استمرار ترسيب الجبس وزيادة كميته في أفق التربة، وتراص بلوراته بعضها إلى

البعض الآخر، عندها يمكن أن يتطور الأفق الجبسي Gypsic horizon إلى أفق جبسي متصلب Petrogypsic horizon. الشكل (26 و 27).



الشكل (26) مقطع تربة يحتوي على أفق جبسي من عمق 26 إلى 165 سم



الشكل (27) مقطع تربة يحتوي على أفق جبسي متصلب يبدأ من عمق 50 سم

6-3- evolution of calcareous soils تطور الترب الكلسية

6-3-1- مقدمة:

تعرف الترب الكلسية بأنها تلك الترب التي تحتوي على كمية عالية نسبياً من كربونات الكالسيوم، وغالباً ما تنشأ هذه الترب تحت ظروف المناخ الجاف وتتصف بتراكم لكربونات الكالسيوم على عمق معين في مقطع التربة، وقد يأتي هذا التراكم لكربونات الكالسيوم على نطاق ضيق أو واسع، وهذا يعتمد بدوره على كمية كربونات الكالسيوم التي ترسبت وتراكمت لتصل إلى مرحلة تكوين طبقة صلبة غير نفوذة impermeable .

تعد الترب الكلسية من أكثر الترب في العالم انتشاراً، خاصة في المناطق الجافة وشبه الجافة وعلى سبيل المثال تغطي الترب الكلسية حوالي 25% من مساحة الأراضي في سورية.

ويمكن تعريف التربة الكلسية على أنها الترب التي تحتوي على كمية من كربونات الكالسيوم، التي يمكن أن تؤثر بوضوح على بعض خواص التربة التي لها علاقة مباشرة بنمو النباتات، سواء كانت فيزيائية مثل العلاقة بين التربة والمياه وتشكل القشرة الأرضية. أو كيميائية مثل مشكلة توفر العناصر الغذائية للنباتات في هذا النوع من الترب. عموماً يختلف محتوى هذه الترب من كربونات الكالسيوم بشكل كبير جداً فقد يتراوح بين بضعة أجزاء من المئة إلى حوالي 90% في بعض المناطق.

أما من الناحية التصنيفية، فتعتبر التربة كلسية إذا احتوت على أفق كلسي Calcic horizon أو كلسي متصلب Petrocalcic خلال الـ 100 سم الأولى من سطح التربة. والأفق الكلسي عبارة عن أفق تحت سطحي (أفق تراكم). حصل فيه تراكم واضح لكربونات الكالسيوم أو أي نوع آخر من الكربونات، سماكة هذا

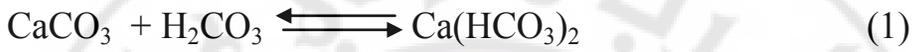
الأفق 15سم أو أكثر وكمية كربونات الكالسيوم CaCO_3 15% أو أكثر و 5% (حجماً) من كربونات الكالسيوم الثانوية القابلة للتمييز، وبالنسبة للأفق الكلسي المتصلب فهو يشبه الكلسي، ولكن بسبب التراكم المستمر لكربونات الكالسيوم الثانوية يتطور هذا الأفق إلى مرحلة متصلة يصعب معها اختراقه من قبل الجذور النباتية.

6-3-2- منشأ الترب الكلسية:

تحتوي الترب الجافة على مواد كلسية Calcareous materials (غالباً من CaCO_3 ، وربما مع قليل من MgCO_3 في بعض المواقع)، لقد عرف Marbut (1928b)، فكرة الترب الكلسية "Pedocal" (وهي لا تستعمل حالياً) على أنها الترب التي تحتوي على أفق يحتوي على كمية من كربونات الكالسيوم أكثر من الأفق الذي يعلوه وكذلك الذي يأتي تحته.

لقد لوحظ وجود الأفق الكلسي Calcic horizon (15% كربونات كالسيوم مكافئة أو أكثر، وإن قطعاً منه تنفتت في الماء) على عمق يزداد مع زيادة كمية الأمطار، أما الأفق الكلسي المتصلب Petrocalic h. (أفق متصلب بواسطة كربونات الكالسيوم، وإن قطعاً منه لا تنفتت بالماء)، فإنه غالباً يتواجد على عمق لا يمكن ربطه مع كمية الهطول المطري المتوفر حالياً، لذلك يمكن القول إن العديد من الآفاق الكلسية المتصلبة تعود إلى تضاريس Land form أقدم مما هو عليه الحال في الزمن الحاضر، وهي لا تعود إلى مقطع التربة الحالي، على الرغم من أن بعض الطبقات التي تأخذ شكل شرائط أو صفائح رقيقة تعود إلى عمليات منشئية موقعية Locally فعالة حالياً من حيث الإذابة والترسيب لكربونات الكالسيوم، يتكون الأفق الكلسي المنشئي Bk pedogenic بواسطة

غسل كربونات الكالسيوم من الأفق السطحي أو من أفق أعلى وتراكم بعضها على عمق معين في الأفق التحتية بواسطة المياه التي تنتقل في التربة نحو الأسفل، يمكن التعبير عن عملية إذابة كربونات الكالسيوم في الأفق العلوية وترسيبها في الأفق السفلية، بالمعادلتين التاليتين:



في المعادلة (1) يتم إذابة كربونات الكالسيوم وتسمى العملية Decalcification وفي (2) تترسب الكربونات وتدعى العملية Calcification. إضافة إلى الحصول على الكربونات CO_3^{-2} من المادة الأم، فإنه يمكن أن تتوفر في التربة من خلال توفر غاز ثاني أكسيد الكربون CO_2 سواء في الماء والهواء الأرضي أو عن طريق طرحه من عمليات تنفس الكائنات الحية، ويمكن تمثيل ذلك بالمعادلة التالية:

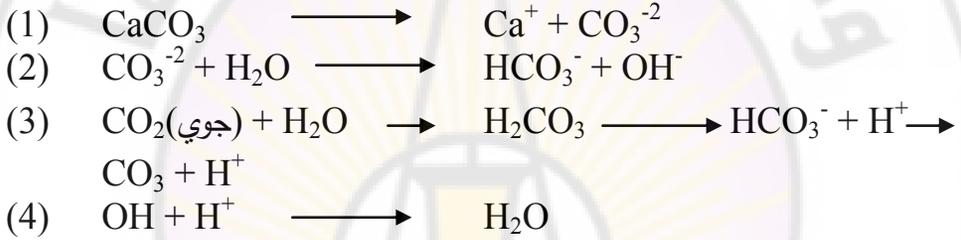


علماً أن تحرير غاز ثاني أكسيد الكربون الحيوي في التربة، يؤدي إلى رفع محتوى هواء التربة من CO_2 إلى مستوى يتراوح بين 10 (طبيعي) و 100 مره عما هو عليه في الجو.

6-3-3- السلوك الكيميائي لكاربونات الكالسيوم في التربة:

Chemical behavior of CaCO₃ in the soil

عند وجود كربونات الكالسيوم في المادة الأم، فإنها تتعرض لعملية الإذابة والتراكم، تعتمد عملية الإذابة والتراكم على ضغط غاز CO₂، يكون ضغط غاز CO₂ في سطح التربة أعلى منه في الأفق تحت السطحية، نتيجة لارتفاع ضغط غاز ثاني أكسيد الكربون في الهواء الجوي، أو كنتيجة لتحليل البقايا العضوية، تسبب هذه الحالة التفاعلات التالية:

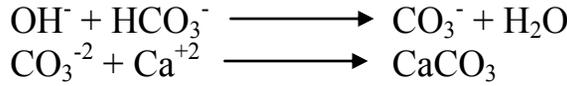


يترافق ارتفاع ضغط غاز CO₂ بإنتاج كميات أكبر من H⁺، وبالتالي يؤدي إلى زيادة ذوبان CaCO₃.

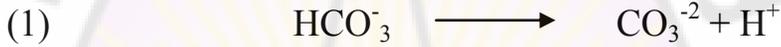


وبهذه الطريقة يتكون لدينا كربونات الكالسيوم الذوابة، التي يمكن أن تنتقل وتتراكم في أسفل المقطع.

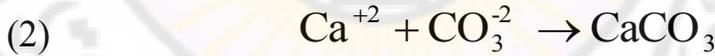
وعند العمق نفسه التي تصل إليه بيكربونات الكالسيوم، وفي حال وجود ضغط منخفض من غاز CO₂ ووجود pH مرتفعة، فإن التفاعل يسير بالاتجاه المعاكس.



تؤدي هذه العملية إلى إذابة كربونات الكالسيوم في الطبقة السطحية من التربة، وترسيبها على عمق معين في مقطع التربة. يمكن أن يحدث أيضاً ترسيب لكربونات الكالسيوم عن طريق تبخير المذيب evaporation of the solvent بمعنى آخر تجفيف محلول $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ كما يلي:



يتواجد في المحلول المركبات التالية: $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{+2}$ ، يحدث خلال عملية التجفيف زيادة في تركيز المركبات الثلاثة السابقة بحيث يتم الوصول إلى جداء الإذابة Solubility product لمركب كربونات الكالسيوم:



يؤدي التفاعل (2) إلى إزاحة التوازن في التفاعل (1) إلى اليمين وإنتاج الهيدروجين، يتفاعل H^+ مع المتبقي من HCO_3^- كما يلي:

$$\text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \longrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \longrightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$$

يبدأ تراكم كربونات الكالسيوم على الجهة السفلية للمكونات الخشنة الموجودة أصلاً في التربة، ويمكن شرح هذه العملية كما يلي:

عندما يصل محلول التربة الذي يحتوي على بيكربونات الكالسيوم من الأفاق السطحية يسيل فوق المكونات الخشنة، وبشكل قطرات على الجهة السفلية منها، وعند جفاف هذه القطرات تترسب كربونات الكالسيوم، وتكرر هذه العملية كلما كان محلول التربة محتوياً على بيكربونات الكالسيوم. عندما تكون كمية الكربونات الكلية في المادة الأم عالية، كما هو الحال عندما تتكون المادة الأم من الحجر الكلسي Limestones فإن تراكم كربونات الكالسيوم سيكون كبيراً، مؤدياً إلى تكوين آفاق غنية جداً بكربونات الكالسيوم (الأفق الكلسي)، ويتقدم العملية يمكن أن تؤدي عملية التراكم إلى تماسك وتصلب الأفاق التي توجد فيها، وبالتالي تكوين أفق كلسي متصلب .Petrocalcic h. الشكل (28 ، 29).



الشكل (28) أفق كلسي يبدأ من عمق 25 سم من سطح التربة.



الشكل (29) مقطع تربة يحتوي على أفق كلسي متصلب يبدأ على عمق 63 سم .

Evolution of soils 4-6- تطور الترب التي تحتوي على أملاح containing salts

1-4-6- توزيع الأملاح في التربة Distribution of salts in soil

يعتمد توزيع الأملاح المختلفة في التربة على الاختلافات في درجة ذوبانها من جهة، وشدة عملية الغسل النهائي وعملية التبخر من جهة ثانية، ويمكن تميز الحالات التالية:

- 1- في الظروف التي تتعدم فيها عملية الغسل، تنتوزع الأملاح في كامل التربة بشكل عشوائي.
- 2- في حال ظهور بعض الغسيل للتربة، فإن عملية فرز وتوزيع الأملاح تأخذ مكانها في التربة، تتبع عملية فرز الأملاح الشدة النسبية Relative intensities ، للحركة نحو الأسفل downword (غسيل) والحركة نحو الأعلى upword (تبخر). فإذا كانت عملية الغسيل leaching أقوى من عملية التبخر evapotranspiration سوف تتراكم الأملاح الأكثر ذوباناً أسفل أو تحت الأملاح الأقل ذوباناً، والعكس صحيح.
- 3- إذا كانت عملية الغسل كافية لغسل كامل الأملاح الذوابة، لكن ليس الأملاح قليلة الذوبان، ففي هذه الحالة سيبقى في طبقة الأفاق فقط كربونات الكالسيوم وربما الجبس. تخضع الترب المالحة إلى عملية التطور، عندما يحدث تغيير في كمية الأملاح الموجودة فيها، تعود هذه التغييرات إلى عدة عوامل منها التغييرات المناخية مثل تبدل المناخ إلى مناخ أكثر أمطاراً، أو إلى تأثير النشاطات البشرية مثل إقامة أنظمة الري والصرف، وبطبيعة الحال ستكون عملية تطور الترب مشروطة بالتركيب الملحي الموجود والنشاطات البشرية.

6-4-2-2- منشأ الترب المتطورة على مواد أم حديثة تحت ظروف صرف حر Soil developed on recent parent materials with free drainage

يعتمد تطور هذه الترب بشكل أساسي على طبيعة المناخ السائد من جهة وطبيعة الأملاح الموجودة في التربة من جهة ثانية.

6-4-2-1- في المناخ شبه الجاف وبوجود مواد أم تحتوي على كربونات الكالسيوم:

يحدث في هذه الترب نتيجة لتوفر كمية كافية من الرطوبة خلال فترة من السنة، إعطاء فرصة لجذور النباتات كي تنمو وحتى عمق كبير نسبياً ويسبب تطور الجذور هذه إعطاء دفع للكائنات الحية لزيادة نشاطها وبوجود تربة مشبعة بالكالسيوم، يؤدي ذلك إلى تكوين بناء حبيبي جيد أو كرمبي Cramb . ونتيجة لما سبق يتطور أفق سطحي epipedon سميك نسبياً، لكن قد لا يصل لونه إلى درجة كافية من الدكانة لتحقيق شرط اللون اللازم للأفق المولي Mollic ، لذلك قد تكون التربة الناتجة إما من رتبة الترب البدائية Entisols أو من رتبة الترب قليلة التطور Inceptisols.

6-4-2-2- تطور الترب في المناخ شبه الجاف بوجود مواد أم تحتوي أملاح عالية الذوبان:

في هذا النوع من الترب وتحت ظروف المناخ شبه الجاف، تكون الأملاح الذوابة موجودة على سطح التربة وبتراكيز عالية أحياناً، وعند ترطيب التربة (سواء

كان ذلك نتيجة لهطول الأمطار أو عن طريق الري)، تنوب الأملاح الموجودة في التربة وتؤدي إلى زيادة التركيز الأيوني لمحلول التربة، هذا التركيز العالي من الأملاح يعمل على منع نمو النباتات وتطورها، وبالتالي فإن الأفق السطحي الوحيد الذي يمكن أن يتشكل هو الأفق العادي. Ochric epipedon. أما في ظروف المناخ الجاف ، حيث كمية الأمطار قليلة جداً أو معدومة فإنه من غير المتوقع نمو أو تطور أي نوع من النباتات، وبالتالي فإن إمكانية تطور التربة تكون ضعيفة أو حتى معدومة.



6-4-3- تطور الترب من مواد أم حديثة تحت تأثير ماء أرضي يحتوي على

الأملاح

Soil development on recent parent material under the influence of a water-table containing salts.

يعتمد تطور هذه التربة بشكل أساسي على نوع الأملاح الموجودة في الماء الأرضي والتربة على حد سواء، وسوف نستعرض الحالات التالي:

1 - عند توفر أملاح الكالسيوم:

في هذا النوع من الترب، تكون عادة سطوح التبادل للغرويات أو المعقدات العضوية مشبعة بكاتيون الكالسيوم، وفي هذه الحالة تتطور طبقة مزدوجة رقيقة thin double layer نتيجة للتركيز العالي للكالسيوم، ويمكن في الوقت نفسه أن يتطور بناء حبيبي أو كرمبي Cramby.

فيما يتعلق بتركيز الكالسيوم في التربة بشكل عام (محلول التربة والسطوح الغروية)، إضافة إلى pH التربة، فإنهما يخضعان إلى ظروف ذوبان كربونات الكالسيوم $CaCO_3$ وهذا بدوره يمنع وصول تركيز الكالسيوم في التربة إلى درجة عالية من جهة، وكذلك يمنع ارتفاع قيمة pH التربة إلى مستوى يكون معها ضار بنمو النباتات من جهة ثانية.

هذه الظروف المختلفة (محتوى التربة من الكالسيوم إضافة إلى درجة pH التربة) تحصر تطور التربة إلى حد معين باتجاه تكوين الأفق المولي Mollic epipedon ويمكن أن تكون التربة على سبيل المثال، مولية غدقة Aquolls.

2 - في حال وجود أملاح ذوابة معتدلة من الصوديوم والمغنيزيوم مع NO_3^- ، SO_4^{2-} ، Cl^- نتيجة لدرجة الذوبان العالية لهذه الأملاح ($MgSO_4$)

(MgCl₂, NaCl, NaNO₃, Mg(NO₃)₂, Na₂SO₄) يصبح من الصعوبة بمكان نمو أو تطور أي نوع من الغطاء النباتي، إضافة إلى ذلك فإن التركيز العالي لهذه الأملاح في التربة أو محلول التربة يبقى الطبقة المزدوجة منكمشة، بمعنى آخر تكون الطبقة الأيونية المنتشرة diffuse layer قريبة جداً من الطبقة الصلبة أو طبقة Sterne، بسبب انتقال الماء باتجاه المحلول الأرضي ذي التركيز الملحي العالي، وهذا بدوره يمنع عملية بعثرة peptization الغرويات. إن وجود الأملاح المذكورة سابقاً وبتراكيز عالية نسبياً يؤدي بشكل طبيعي إلى رفع قيمة الناقلية الكهربائية Electrical conductivity ويجعل من pH التربة قريبة من التعادل، وفي هذه الحالة فإن التربة تتطور باتجاه التربة المالحة Solonchack أو Salids. الشكل (30).

3 وجود أملاح قلوية للصوديوم والمغنيزيوم (HCO_3^- , CO_3^{2-}). عند توفر تركيز عالٍ نسبياً من الأملاح القلوية مثل Na_2CO_3 ، NaHCO_3 ، MgCO_3 ، $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ يحصل ارتفاع لقيمة الـ pH وتصبح قلوية غالباً < 8.5 أو 9.

تتواجد مثل هذه الأملاح في رسوبيات البحيرات التي تكونت في عصور جيولوجية قديمة وكذلك تحتوي بعض المواد الأم الرسوبية على مثل هذه الأملاح.

عموماً فإن منشأ الترب المالحة يعود إلى تطور التربة التي تحتوي بالأصل على أملاح معتدلة من الصوديوم والمغنيزيوم، يحصل هذا التطور نتيجة للتغيير

في نظام الصرف الطبيعي أو الاصطناعي، حيث يؤدي إلى غسل الأملاح الزائدة إلى خارج مقطع التربة.



الشكل (30) تربة تحتوي على أفق ملحي

تؤدي هذه العملية إلى التحلل المائي لكل من Na و Mg المدمص على سطوح الغرويات، بمعنى آخر استبدال جزء من الصوديوم والمغنيزيوم المدمص بالهيدروجين H^+ ، تترافق هذه العملية بارتفاع pH التربة من جهة وتثبيت CO_2 الجوي من جهة أخرى، يتبع ذلك تكوين البيكربونات HCO_3^- وأحياناً قد تتشكل كمية قليلة من الكربونات CO_3^{2-} .

إن التركيز الأيوني المنخفض في التربة (بسبب غسل الأملاح) يسمح بحدوث عملية البعثرة لغرويات التربة، يترتب على حالة البعثرة هذه عدد من الصفات الهامة:

- 1- تعمل حبيبات الطين المبعثرة على غلق مسامات التربة، مما يؤدي إلى خفض نفاذية التربة بشكل كبير.
- 2- يمكن لحبيبات التربة المتبعثرة، أن تتحرك إلى مسافات قصيرة وتتجمع من جديد، لتشكل الأفق الطيني Argillic horizon، يتميز هذا الأفق أيضاً بنفاذية منخفضة.
- 3- قد تسبب (و غالباً ما تسبب) النفاذية المنخفضة للتربة والبعثرة العالية لحبيباتها إلى حدوث انجراف لسطح التربة، حتى على السطوح المستوية تقريباً.

يتميز الأفق الطيني المتكون بالطريقة السابقة بوجود بناء عامودي خشن Coarse columnar structure، ولا تملك هذه الأعمدة عادة بناءً متطوراً بشكل واضح، كما أنها لزجة عند الرطوبة وقاسية جداً عند الجفاف، هذا النوع من التربة يدعى بالتربة القلوية Natrargids، وكانت تدعى سابقاً Solonetz. (أنظر الشكل 25).

كان يعتقد أساساً أن عنصر الصوديوم فقط مسؤول عن هذه الصفات التي ذكرت سابقاً، لكن الدراسات المخبرية أظهرت أنه يمكن لعنصر المغنيزيوم أن يسبب صفات أو آثار مشابهة على الرغم من أنها في حالة المغنيزيوم ليست واضحة تماماً كما في حالة عنصر الصوديوم، لذلك فإن الاعتقاد القديم بأن تأثير Mg^{+2} يشبه تأثير الكالسيوم، يجب إعادة النظر فيه.

يعود التأثير المحدد للمغنيزيوم مقارنة مع الكالسيوم للأسباب التالية:

- تميه المغنيزيوم أقوى.

- درجة ذوبان $MgCO_3$ أعلى بكثير من $CaCO_3$.

ونتيجة للذوبان العالي لكريونات المغنيزيوم مقارنة مع كربونات الكالسيوم، فإن كمية CO_3^{2-} (في حالة $MgCO_3$) التي تتحرر إلى المحلول تكون أكبر وبالتالي تؤدي إلى رفع قيمة pH التربة نتيجة لتحللها المائي، لذلك فإن تركيز HCO_3^- و CO_3^{2-} في حالة المغنيزيوم أعلى منه في حالة الكالسيوم.



المصطلحات العلمية

A

Absolute	قطعي
Accumulation	تراكم
Acid-base reaction	تفاعل الحمض والأساس
Acidity strength	القوة الحامضية
Active factors	عوامل فعالة
Alkaline	قلوي
Altered	تغيير
Amorphous	غير متبلور
Amphotric	متذبذب
Aquic	مشبع
Argillans	طينية
Argillic h.	الأفق الطيني
Aridity index	دليل الجفاف

B

Back slope	المنطقة الأكثر انحداراً
Bands	شرائط
Basic strength	القوة القلوية
Behavior	سلوك
Biochemical breakdown	التحطيم الكيميائي الحيوي
Biological activity	النشاط الحيوي
Biosequence	تعاقب حيوي
Bleaching	تبييض

C

Cambic h.	أفق التجوية
Cemented	متصلب

Criteria	دالة أو قرنية
Chain silicates	السيليكات السلسلية
Channels	أقنية
Charge	شحنة
Charging ions	أيونات شاحنة
Chlorite	فلز الكلوريت
Chronosequence	تعاقب زمني
Churning	خلط أو مزج
Clay	طين
Clay skin	طبقة طينية رقيقة
Climate	مناخ
Climosequence	تعاقب مناخي
Colloids	غرويات
Complexing power	طاقة الربط
Conceptual	فرضي
Congruent weathering	تجوية منسجمة
Conjugate base	أساس مرافق
Crackig	تشقق
Cracks	شقوق
Cutans	طلية
D	
Degradation	تدهور
Deposition	تراكم أو ترسيب
Deprotonation	التخلي عن بروتون
Diagnostic	تشخيص
Diffuse	انتشار
Dispersion	بعثرة أو تفريق

Dissolution	إذابة
Double layer	الطبقة المزدوجة
Dry	جاف
Dynamic system	نظام حركي

E

Earth	أرض
Ecosystem	نظام بيئي
Electrical charge	الشحنة الكهربائية
Electrical currant	سيالة كهربائية
Electrical potential	الكمون الكهربائي
Electrostatic	كهربائية ساكنة
Element	عنصر
Eluvial	غسل أو نقل
Eluviation	عملية الغسل
Environment	بيئة
Epipedon	أفق سطحي
Erosion	تعرية أو انجراف
Evapotransperation	التبخر
Evolution	تطور
Expension	تمدد
Extraction	استخلاص

F

Factors of soil formation	عوامل تكوين التربة
Final	نهائي
Foots lope	المنطقة الأقل انحداراً
Formation	تشكل أو تكوين
Fossilization	تحجر

Freely drained	صرف حر
Freely drained	صرف حر
Fulvic acid	حمض الفولفيك

G

Genesis	منشأ
Genetic classification	التصنيف المنشئي
Glouconite	فلز الغلوجونيت

H

Hard	قاسي
Hard pan	طبقة قاسية
Horizon	أفق
Humic acid	حمض الهيوميك
Humidity	رطوبة
Hydrolic conductivity	الموصلية المائية
Hydrated cation	كاتيونات مميّه
Hydrolysis	تحلل مائي/حلمهة

I

Igneous rocks	الصخور النارية
Illuvial	تراكم
Illuviation	عملية التراكم
Immature	غير ناضج
Immobile	غير متحرك
Impermeable	غير نفوذ
In situ	مكاني / في المكان
Incongruent weathering	تجوية غير منسجمة
Index	دليل أو مؤشر
Initial	أولي أو بدائي

Interlayer space	الفراغ بين الطبقات
Intermediate	متوسط

K

Kaolinization	تكوين الكاولينيت
Keys to soil Taxonomy	المفاتيح إلى تصنيف التربة

L

Land form	شكل الأرض
Land form elements	عناصر شكل الأرض
Landscape	منظر أرضي
Layer	طبقة
Layer silicates	السيليكات الطبقة
Leaching	غسل
Lentil	مغزلي أو عدسي
Lessivage	هجرة الطين
Limestone	حجر كلسي
Lithosequence	تعاقب صخري

M

Macroclimate	مناخ شامل
Macrofeatures	صفات كبيرة أو حقلية
Macrorganism	أحياء كبيرة
Mask	طمس
Massive	مصمت
Mature	ناضج
Mechanical influence	التأثير الميكانيكي
Metamorphic Rocks	صخور متحولة
Microclimate	مناخ محلي أو موضعي
Microfeatures	صفات صغيرة أو مجهرية

Micromorphology	علم الشكل المجهرى
Microorganism	أحياء دقيقة
Microstructure	بناء دقيق
Migration	الهجرة
Mineralogical changes	التغيرات المعدنية
Mobile	متحرك
Mobilization	تحريك
Moisture	رطوبة
Mollic h.	الأفق المولى
Monogenic soil	تربة وحيدة المنشأ
Monomorphic	وحيد الشكل
Mottled horizon	أفق متبرقش
Mottles	تبرقش
N	
Natric h.	الأفق الصودي
Natural soil classification	تصنيف التربة الطبيعي
Neofrmation	تكوينات حديثة
Neosynthesis	تخلق
Nodules	عقد أو عجيرات قاسية
Non-charging ions	أيونات غير شاحنة
O	
Objective	غرضي أو موضوعي
Organism	الكائنات الحية
Organo-metallic complexes	معقدات عضوية معدنية
Orthosilicates	السليكات العادية
Osmatic pressure	الضغط الحلولى
Oxic h.	أفق متدهور

Oxido-reduction

الأكسدة والإرجاع

P

Parent material

المادة الأم

Particles

حبيبات

Passive factors

عوامل منفعة

Pedotubles

فراغات حيوية

Permanent charge

شحنات دائمة

Perudic

فوق رطب

Phenomena

ظاهرة

Phyllosilicates

السيليكات الورقية

Physical breakdown

تحطيم فيزيائي

Placic h.

الأفق المتحجر أو أفق تراكم الحديد

Plane

مستوى

Plant remains

بقايا نباتية

Podzolization

عملية البذرلة

Polygenic soil

تربة متعدد المنشأ

Polymerization

التماثر/البلمرة

Polymorphic

متعدد الأشكال

Polyvalent cations

كاتيونات متعددة الشحنة

Potential

كمونية

Potential acidity

الحموضة الكامنة

Practical

تطبيقي، عملي

Precipitation

هطول

Primary

أولي

Process of subtraction

عملية الإزاحة

Processes

عمليات

Properties

صفات

Protonic bridge جسر هيدروجيني

Pseudo-soluble شبه ذائب

R

Rain مطر

Reaction تفاعل

Redox potential كمونية الأكسدة والإرجاع

Reference potential مرجع الكمونية

Relative نسبي

Relative distribution التوزيع النسبي

Relief تضاريس

Remobilization إعادة تحريك

Reputation تنافر

Ring silicates السليكات الحلقية

Rock صخرة

Rounded fecal pellets كريات صغيرة مستديرة

Rusty spot بقع صدئية

S

Saline مالح

Scanning electron microscope المجهر الإلكتروني الماسح

Schem مخطط

Secondary ثانوي

Sedimentary rocks صخور رسوبية

Self swallowing ابتلاع ذاتي

Shallow ضحل

Shoulder slope كتف المنحدر

Shrinking and swelling انكماش وانتفاخ

Sliding انزلاق

Slickenside	سطوح لامعة
Smectites	فلزات السمكتيت
Soil	التربة
Soil formation	تكوين التربة
Soil forming processes	عمليات تكوين التربة
Soil matrix	مادة التربة
Soil moisture regime	نظام التربة الرطوبي
Soil Taxonomy	تقسيم التربة
Soil thin section	شرائح التربة الرقيقة
Solid phase	طور صلب
Solum	طبقة الآفاق
Solum	طبقة الآفاق
Solvent	مذيب
Sandstone	حجر رملي
Spodic h.	الأفق البودزولي
Standard	قياسي
State	حالة
Subjective	غاية أو هدف
Substances	مكونات
Subtraction	إزاحة
Summit	قمة
Surface	سطح
System	نظام
T	
Tectosilicates	السيليكات الهيكلية
Temperature	حرارة
Ferruginations	تحرير الحديد

Time	زمن
Toes lope	المنطقة المنبسطة من المنحدر
Toposequence	تعاقب طبوغرافي
Torric	جاف و حار
Translocation	نقل وتراكم
Transport	نقل
U	
Udic	رطب
Umbric h.	أفق أميرك
Us tic	شبه جاف
V	
Variable basal spacing	بعد قاعدي متغير
Variable charge	شحنات متغيرة
Vegetation	نباتات
Vermiculite	فلز الـفرميكيوليت
Voids	فراغات أو فجوات
W	
Water table	ماء أرضي
Weathering	تجوية
Wood ash	رماد خشبي
X	
Xeric	متوسطي
Z	
Zone of addition	نطاق الإضافة أو التراكم
Zone of export	نطاق الإزاحة أو التصدير

المراجع References

المراجع العربية:

- أبو نقطة فلاح . 2004 . أسس في علم التربة ، منشورات جامعة دمشق .
- حبيب حسن . 1992 . فلزات الطين ، منشورات جامعة دمشق .
- فارس فاروق . 1992 . أساسيات علم الأراضي ، منشورات جامعة دمشق .



المراجع الأجنبية:

- Barzanji A.F. 1973. Gypsiferous soils of Iraq. Ph.D. Thesis, Univ. of Ghent, Belgium.
- Birkeland, P.W. 1974. Pedology, weathering, and geomorphological Research, Oxford Univ. press, New York.
- Boyadgiev T.G. 1974. Contribution to the knowledge of gypsiferous Soils. AGON/SF/SYR/67/522.
- Buol, S.W., F.D. Hole, R.J. Mc Craiken, and R.J. Southard. 1997. Soil genesis and classification 4th edition. Iowa State Univ. press.
- Coffey, G.N., 1912. A study of the soils of the United States, USDA Bur. Soils Bull.85. US.Govt. printing office.
- De Coninck F., and D. Righi. 1983. Podzolization and the Spodic horizon .In P.Bullock and C.P.Murphy, soil micromorphology. Volu.2. Soil genesis .A.B.Academic publ., Netherlands, pp 389- 417.
- De Coninck F. 1980. Major mechanism in formation of Spodic horizon, Geoderma . 24: 101- 123.

- De Coninck F.1978. Physico-chemical aspects of pedogenesis. State Univ. of Ghent, Belgium, 154 p.
- Dixon J.B., and V.E. Nash .1968. Chemical, mineralogical, and engineering properties of Alabama and Mississippi black belt soils.South.Coop.Ser.No.130.
- Dokuchaev V.V., 1883. Russian chernozems. (Russkii Chernozems) Transl. from Russian by N. Kaner.availabe from U commerce, Springfield.
- F.A.O. 1990. Management of gypsiferous soils, bulletin, 21.FAO. Rome.
- F.A.O. 1973. Calcareous soils, soil bulletin, 21, F.A.O. Rome.
- Goldberg S., I.Lebron, and D.L. Suares. 2000. Soil colloidal behaviour.In Hand Book of soil sciences, Chief ed. M.E. Sumner, CRC press.
- Habib H., and M. Robert.1996. Morphological study of some gypsiferous soil from the Middle Euphrates Basin (Syria). Damascus Univ. Journal for Agriculture Sciences. Vol.12-No.1.

- Harden, J.W., E.M. Taylor, M.C. Recheis, and L.D. Mc Fadden. 1991 Calcic, gypsic, and siliceous soil chronosequence, In arid and semi-arid environments. In W.D. Nettleton, ed. Occurrence, characteristics, and genesis of carbonate, gypsum, and silica accumulation in soils, SSSA, special pub. No. 26.
- Hilgard E.W., 1892. A report on the relations of soil to climate. USDA. Weather Bull.3: 1-59.
- Jenny, H. 1980. The soil resource : Origin and behavior. Springer- Verlag, New York.
- Jenny H., 1941. Factors of soil formation, McGraw-Hill, New York.
- Jaren A.H. 2005. Factors of soil formation, Biota, Elsevier Ltd.
- James B.R., and R.J. Bartlett. 2000. Redox phenomena. In Hand Book Of soil sciences, Chief ed. M.E. Sumner, RC press.
- Marbut C.F. 1951. Soils, their genesis and classification. A Memorial Volu., lectures given in the Graduate School of the U.S.D.A., publ. by SSSA. Madison. WI.
- Mc Sweeney K. 1999. Soil morphology, classification and genesis, Unvi. Of WI, Madison.

- Newman A.L., 1986. Vertisols in Texas, SCS. USDA, Temple, Texas.
- Simonson R.W. 1959. Outline of a Generalized Theory of soil genesis. Soil Proc. 23: 152-156.
- Sys.C. 1977. Regional pedology, tropical soils, State Univ. of Ghent, Belgium, 113 p.
- Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy, a basic system of soil Classification for making and interpreting soil survey. N.R.C.S., USDA, Govern. Printing office. Washington D.C.
- Soil Survey Staff. 2003. Keys to Soil Taxonomy N.R.C.S., USDA, Govern. Printing office. Washington D.C.
- Soil Survey Staff. 2006. Keys to Soil Taxonomy N.R.C.S., USDA, Govern. Printing office. Washington D.C.
- Van Ranst E. 1991. Concept of soil development, formation of diagnostic horizons and materials, State Univ. of Ghent, Belgium, 172 p.

- Wilding L.P, and D.Tessier. 1988. Genesis of Vertisols:shrink and swell phenomena. In L.P. Wilding and R. Puentes,eds. Vertisols:Their distribution, properties, classificationm and manahement.Texas A &M University press, College station, pp. 55-81.
- Wilding L.P., D.Williams, W.Miller, T.Cook, and H. Eswaran.1990.Close interval spatial variability of Vertisoils: a case study in Texas, 232-274, In. J.M.Kimble.ed.proc. 6th Int.soil correlation Meeting.

