

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de l'enseignement supérieure et de la recherche scientifique



UNIVERSITE DES FRERE MENTOURI
CONSTANTINE

Cours de pédologie



Niveau :2^{ème} année licence

Filière :Ecologie et environnement

Domaine: Sciences de la nature et de la vie

Responsable de matière : *Dr.BOUCHAREB Radia*

1-Introduction

Le sol est la partie la plus superficielle de l'écorce terrestre, à l'interface entre géosphère, biosphère et atmosphère, car en effet il possède des constituants minéraux, venant de l'altération de la roche-mère, des constituants organiques, venus de la décomposition d'êtres vivants, et des constituants gazeux circulant dans ses interstices. De plus, le rôle du sol est fondamental, puisqu'il fournit aux végétaux chlorophylliens les ions minéraux dont ils ont besoin. Ce n'est que vers le 19^e siècle et grâce aux progrès de la science que le sol a fait l'objet d'une science spéciale : **la pédologie**, discipline créée en 1877 en Ukraine sous la direction du géologue ukrainien **Dokoutchaïev**.

2- Présentation et définitions des sols.

Pédon → pied → ce que l'on foule avec

Il en découle le terme de pédologie (science des sols).

Au 19^{ème} siècle, vers 1830, on donne la naissance de la pédologie avec, par le « traité de chimie organique et de physiologie » de Liebig.

On y parle de la différence de nature des sols, de la richesse en matière organique, en argiles... Seuls les sols cultivés y sont étudiés.

En 1890, Vassili Vissilievitch Dokoutchaïev est considéré comme le père de la pédologie. Il a étudié des sols spéciaux (les chernozems), des sols de steppes de la « Russie ». Les sols étaient des « corps naturels se formant sous l'effet d'un certain nombre de facteurs écologiques » (climat, végétation).

Dokoutchaïev a mis en place des règles de répartition des sols.

***Pédogenèse** : formation et évolution d'un sol.

***Edaphologie** : étude des rapports du sol et de la végétation. Adjectif : édaphique **facteur du sol jouant sur la végétation**.

Sol : formation naturelle de surface à structure meuble et d'épaisseur variable résultant de la transformation de la roche-mère sous-jacente, sous l'influence de divers processus physique, chimique et biologique (Demolon).

Remarque : on parle de roche-mère ou de matériau parental.

***La pédologie** : C'est la science qui étudie les caractères, l'évolution et la répartition des sols. Pour le pédologue, le sol est un corps organisé qui est à la fois le résultat et le siège de processus complexes. C'est une formation naturelle, parfois transformée par l'homme, mais qui peut et doit être l'objet d'une étude globale.

La pédologie est une science à part entière qui fait appel à l'agronomie, la botanique et la géologie et non une branche de ces disciplines.

***Le pédon** : C'est le plus petit volume qui permet de définir un sol. Il s'agit, dans le cas général, d'un prisme grossièrement hexagonal de quelques mètres carrés de surface, limité à la partie supérieure par la surface du sol et à la partie inférieure par la roche mère sous-jacente. C'est aussi l'unité de volume qui résulte de l'évolution au cours du temps de la roche sous l'action des facteurs de la pédogenèse. La notion du pédon a été défini par les américains en 1960.

Comment se forme un sol ?

On peut distinguer globalement 3 étapes :

1-Altération de la roche mère : elle est le résultat de processus physiques (gel, pénétration des racines...) qui fragmentent la roche, et de processus chimiques (action des eaux chargées d'acides) qui dissolvent calcaires et hydrolysent minéraux silicatés pour engendrer des complexes d'altération (argile, oxydes de fer, sels...) cimentant les grains résultant de la précédente fragmentation.

2-Incorporation de la matière organique par minéralisation de molécules organiques et humification : c'est à dire édification d'acides humiques à partir des molécules issues de cette minéralisation qui constituent son milieu.

3-Les horizons se différencient enfin sous l'action des eaux d'infiltration (lessivage) : les éléments solubles sont entraînés et accumulés pour former des horizons dits d'accumulation. Un sol possède donc une dynamique, dépendante des divers facteurs .

Donc les composants du sol : est un assemblage d'une grande diversité de phases :

La phase gazeuse joue un rôle important par les échanges de dioxygène, de dioxyde de carbone et autres gaz entre la surface et l'atmosphère. La phase aqueuse est une phase qui représente une faible quantité des éléments chimiques hormis H et O, cependant elle est le carrefour presque obligé de la plupart des changements d'état de la matière, des échanges d'éléments chimiques entre phases et des échanges chimiques entre domaines abiotiques et le système racinaire ou les micro-organismes.

Enfin, les phases minérales présentent une extraordinaire diversité. Lorsque l'on inclut les phases organiques, cette diversité est telle qu'il devient impossible de les décrire de manière exhaustive. Ce qui suit s'attachera donc à présenter quelques traits généraux sur les constituants les plus fréquents du sol.

Chapitre I : Eléments constitutifs du sol

En place, la "terre" constitue un matériau meuble ou friable parfois mélangé de cailloux, de graviers, accompagné de matières organiques (feuilles, vers de terre, racines, insectes) et imprégné d'humus.

1- La fraction minérale du sol.

Les roches sont constituées de minéraux silicatés et non silicatés (tableau 1). La silice et l'alumine qui se combinent pour former un grand nombre de silicates dominant largement.

Ce sont en effet les silicates qui constituent la plus grande part des roches éruptives et métamorphiques, qui elles-mêmes représentent 95 % des roches de la lithosphère. On les retrouve également dans les roches sédimentaires dont la moitié seulement est formée par des carbonates, des sulfates, des halogénures, etc.

Dans les sols, tous les constituants minéraux de diamètre $< 2\mu\text{m}$ appartiennent à la **fraction argileuse**. Cette fraction ne renferme que très peu de fragments inaltérés des minéraux primitifs (micas et quartz). La plus grande partie est représentée par des produits de décomposition de ces minéraux primitifs ou des néoformations liées à la pédogenèse. Les néoformations les plus importantes sont les minéraux argileux. Ils sont principalement formés à partir de minéraux préexistants, par réaction de la croûte terrestre au contact de l'hydrosphère ou de l'atmosphère. A côté des minéraux argileux, la fraction argileuse contient des oxydes et des hydroxydes libres, de la silice, du fer, de l'alumine et du manganèse.

N.B : ne pas confondre argile ; fraction argileuse ; roche-mère argileuse.

Les éléments constitutifs des minéraux.

Les analyses physiques, chimiques, etc., ont permis de mettre en évidence que seul un nombre restreint d'éléments chimiques participe de façon essentielle à la constitution des roches. En effet la composition moyenne de la lithosphère apparaît tels que huit (08) éléments seulement, qui totalisent 98,59% de l'ensemble, sont représentés chacun dans des proportions $> 1\%$

O	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Mg	H	P	Mn	Ba	C	Cl
42.60	27.73	8.13	5.00	3.63	2.83	2.59	2.09	0.14	0.10	0.09	0.04	0.02	0.01

1. 1- Composition granulométrique.

La terre fine est constituée de particules dont le diamètre est inférieur à 2 mm. Les plus fines de ces particules sont agrégées entre elles par des ciments, notamment par des matières organiques, et sont floculées. Au laboratoire on détruit la matière organique pour séparer les différents éléments minéraux entre eux. On peut alors déterminer les proportions des différentes classes granulométriques qui composent la terre fine

Cours pédologie 2ème LMD

<i>Terre fine</i>	<i>ARGILE</i>	<i>Particule moins de 2µm</i>
	<i>LIMONS FIN</i>	<i>2 à 20 µm</i>
	<i>LIMONS GROSSIER</i>	<i>20 à 50 µm</i>
	<i>SABLE FIN</i>	<i>50 µm à 200 µm</i>
	<i>SABLE GROSSIER</i>	<i>200 µm à 2mm</i>
<i>Éléments grossiers</i>	<i>GRAVIERS</i>	<i>2 à 20mm</i>
	<i>CAILLOTS</i>	<i>20 à 7.5cm</i>
	<i>PIERRES</i>	<i>7.5cm à 20cm</i>
	<i>BLOCS</i>	<i>Sup 20cm</i>

1. 2- La texture.

Les particules donnent au sol des caractères qui dépendent en grande partie de leur taille. Les sables grossiers n'adhèrent pas les uns aux autres et, s'il y en a beaucoup, le sol est alors perméable. Quand les éléments très fins sont majoritaires ils constituent une masse continue, surtout à l'état humide et le sol est alors imperméable. La plasticité, la cohérence, la stabilité des agrégats et bien d'autres caractères, dépendent des proportions des différentes classes granulométriques du sol. C'est ce qui permet de définir la texture d'un sol. Pour cela, on utilise une méthode graphique (fig. 5- triangle isocèle avec trois pôles : les sables, les limons et les argiles).

1. 3- Les sables.

On distingue deux sous classes granulométriques : les sables grossiers, diamètre entre 2 mm et 0.2 mm et les sables fins dont le diamètre est compris entre 200 µ et 50 µ.

En fonction de la densité des minéraux, on sépare deux fractions dans les sables : les minéraux lourds ($d > 2,9$) et les minéraux légers ($d < 2,9$).

* **les minéraux lourds.** Ce sont les plus résistants aux attaques des agents de la pédogenèse. Ce sont donc des témoins et des résidus du matériau originel du sol. On détermine le pourcentage de chaque espèce minérale et on peut construire des graphiques ou des tableaux correspondant au spectre de la répartition des minéraux lourds de la fraction sableuse.

* **La morphoscopie.** C'est l'étude de l'aspect extérieur des minéraux. On s'adresse surtout aux quartz, qui, étant très durs et très nombreux, gardent les traces d'usures auxquelles ils ont été soumis très longtemps. La forte résistance du quartz à l'altération en fait un enregistreur des actions physiques et chimiques auxquelles il a été soumis.

* **les minéraux légers.** Ce sont surtout des quartz mais aussi des feldspaths, des micas et des feldspathoïdes. Ce sont des minéraux très importants car ils constituent une réserve de potasse ainsi que d'autres ions (Na, Ca, Fe, Mg, etc.) dans le sol.

1. 4- Les limons.

Ils sont constitués des mêmes minéraux que les sables. Mais leur rapport surface / volume est plus grand et l'altération fait disparaître les limons assez rapidement. Dans les très vieux sols des régions à climat lixiviant, la teneur en limons est très faible.

1. 5- Les argiles.

L'argile est une fraction minérale du sol comportant des particules dont le diamètre est inférieur à 2 µm. Nous appelons aussi un sol " une argile " quand la terre fine présente une texture avec des proportions supérieures à 40 % en argile. Enfin, si une roche a une teneur élevée (plus de 40 %) en

argile au sens granulométrique, on la qualifie aussi d'argile.

Les minéraux argileux ont une importance capitale dans le sol. Ils constituent en effet la partie du sol qui migre facilement, qui gonfle et se rétracte en fonction de l'humidité et surtout qui possède la propriété de fixer provisoirement certains éléments chimiques indispensables aux plantes. D'autre part, les argiles sont les formes stables de la matière minérale silicatée dans les conditions physicochimiques du sol. En outre, et si les ces conditions physico-chimiques se sont maintenues suffisamment longtemps, le type d'argile que l'on retrouve dans le sol traduit ces mêmes conditions.

*Structure des argiles

Comme dans les roches de la lithosphère, dans les argiles, le constituant le plus représenté tant du point de vue volumétrique que pondéral est l'oxygène. C'est à cet anion que sont associés dans l'ordre : Si, Al, Fe, etc., formant l'édifice élémentaire. Ainsi, les feuillets élémentaires des argiles sont formés par la superposition de plans ioniques organisés suivant deux types précis de couches : le type tétraédrique de silice et le type octaédrique d'alumine (fig.5).

La couche tétraédrique : est constituée d'un plan de tétraèdres de silice qui forme un polymère de formule $(\text{Si}_2\text{O}_5^-)^n$. Chaque tétraèdre de SiO_4 formé d'un ion de silicium Si^{4+} (0.39\AA) qui occupe le centre du tétraèdre dont les quatre sommets sont occupés par des ions oxygènes (fig.5a). La charge électrique résultante est nulle puisque les quatre charges positives de l'ion silicium sont neutralisées par les quatre charges négatives des ions oxygènes.

La couche octaédrique : est constituée d'un plan d'octaèdres d'aluminium (0.57\AA) qui forme un polymère de formule $[\text{Al}_2(\text{OH})_6]^n$ ou $[\text{Mg}_3(\text{OH})_4]^n$. Chaque octaèdre contient un ion d'aluminium (argile dioctaédrique) ou de magnésium (argile trioctaédrique) qui occupe le centre alors que les six sommets sont occupés par des ions O^{2-} ou OH^- (fig.5b).

Là encore, la règle de l'électroneutralité est respectée : les six charges positives des cations aluminium ou magnésium sont compensées par les six charges négatives des anions O^{2-} ou OH^- .

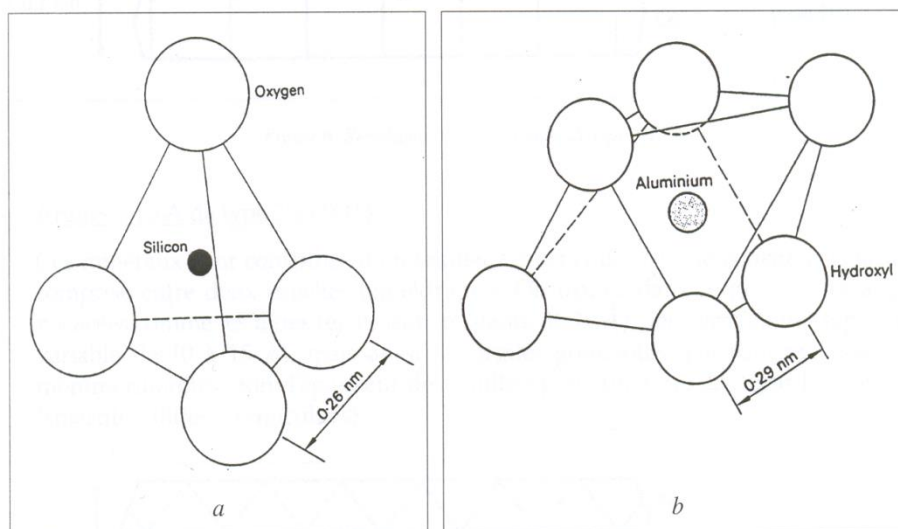


FIG. 5.— Représentation d'un tétraèdre de silice (a) et d'un octaèdre d'aluminium (b)

1. 6- Les carbonates.

Avec les chlorures et les sulfates, les carbonates sont caractérisés par leur solubilité relativement forte comparée à celle des silicates.

Le carbonate le plus abondant est la calcite (CaCO_3). Les autres minéraux carbonatés que l'on peut rencontrer dans les sols sont la dolomite ($\text{Ca.Mg}(\text{CO}_3)_2$), la sidérite (FeCO_3) et le carbonate de sodium (Na_2CO_3), ce dernier uniquement dans les sols halomorphes alcalins, à pH supérieur ou égal à 8.5.

Les teneurs en CaCO_3 dans les sols qui en contiennent sont très variables : de quelques % à plus de 70%. Toutefois, le dosage des carbonates totaux n'a souvent d'autre intérêt que de classer les sols carbonatés en fonction d'une échelle d'appréciation.

Ce qui est important de point de vue agronomique et écologique c'est la réactivité du CaCO_3 . Ce dernier quand il a une taille inférieure à 20 μm correspond, pour les pédologues, au *calcaire actif* (fraction carbonatée susceptible de se solubiliser rapidement dans le sol).

Ils se présentent dans les sols sous différentes tailles : depuis les cailloux (très peu actifs) jusqu'aux poudres argileuses constituées de CaCO_3 (calcaire actif). Ce calcaire fin peut, soit être hérité, soit être issu de l'altération physique d'une roche carbonatée, soit encore provenir de la précipitation de calcite dans certains horizons du sol sous forme de revêtements microcristallins (pseudomycelium), de ciment liant les particules entre elles ou même de petites concrétions ou nodules carbonatés (calcaire secondaire).

L'accumulation de calcaire secondaire nécessite une dissolution préalable d'un matériau carbonaté, soit dans les horizons supérieurs d'un profil, soit en position amont dans une séquence de sols. Ce phénomène est particulièrement développé dans les sols des régions méditerranéennes et semi-arides (notamment au Maroc). Ce phénomène aboutit à de véritables croûtes et encroûtements calcaires extrêmement importants.

L'enchaînement des processus de dissolution et de reprécipitation de la calcite dans les sols est lié aux conditions du milieu. La solubilité du CaCO_3 dans l'eau augmente lorsque la pression partielle de CO_2 croît et diminue au fur et à mesure que la température augmente.

Rôles du CaCO_3 dans le sol.

Propriétés favorables. La présence de carbonates influence fortement la réaction du sol. Les sols carbonatés se distinguent par un $\text{pH} > 7$. Un tel pH est bien entendu favorable à l'activité biologique et notamment celle des lombricides et de beaucoup de bactéries. D'où la pratique du chaulage dans les terres de culture et plus exceptionnellement en milieu forestier.

Par l'intermédiaire des ions Ca^{2+} qui sont abondamment libérés lors de leur dissolution, les carbonates jouent un rôle important dans la structuration du sol et la stabilité de cette structure. La présence de CaCO_3 dans le sol a donc un effet bénéfique sur la porosité, la perméabilité, la résistance à la battance.

Propriétés défavorables. Le pH élevé (entre 7 et 8,5) a pour effet de déterminer une absorption déficiente de certains oligo-éléments : manganèse (*chlorose manganique*), zinc, cuivre, bore, etc. Lorsque le taux de calcaire actif est supérieur à 7% on observe également une absorption déficiente en fer : c'est la *chlorose ferrique*. Le pouvoir chlorosant des sols carbonatés constitue donc un facteur limitant dont il faut tenir compte lors de leur utilisation, notamment dans les domaines de l'arboriculture et de la viticulture.

Lorsqu'ils précipitent, les carbonates secondaires peuvent, par occlusion partielle ou totale de fragments organiques qu'ils mettent à l'abri de l'activité microbienne, déterminer une baisse très nette des taux de minéralisation de l'azote et donc limiter sérieusement la disponibilité en cet élément.

1. 7- Les oxyhydroxydes.

Avec les minéraux argileux, les oxyhydroxydes (appelés anciennement sesquioxides ou oxydes hydratés) composent l'essentiel du complexe d'altération des sols. Ce sont des constituants omniprésents dans les fractions fines du sol et notamment dans les argiles. Ils se rencontrent aussi dans les limons et les sables.

A l'origine, les oxyhydroxydes proviennent de l'altération des minéraux primaires, essentiellement les minéraux ferromagnésiens. Cependant ils peuvent être hérités directement d'une roche sédimentaire au sein de laquelle ils ont été accumulés.

En règle générale, les sols ont tendance à s'enrichir en oxyhydroxydes (de fer, d'aluminium, du titane) par rapport à la silice qui est souvent éliminée plus rapidement au cours du processus d'altération.

Bien entendu, la silice présente sous forme de quartz peut également représenter un élément résiduel.

Les oxyhydroxydes sont des solides qui résultent de la combinaison de différents cations métalliques

(fer, aluminium, manganèse,...) avec l'anion O_2^- et / ou l'anion OH^- . Il s'agit donc d'oxydes (uniquement O_2^-), d'hydroxydes (uniquement OH^-) ou d'oxyhydroxydes (O_2^- et OH^-), d'où le terme général d'oxyhydroxydes. En outre, ces constituants ne comprennent qu'un seul cation de coordination (Fe ou Al par exemples).

En pédologie, ces oxyhydroxydes sont regroupés sous le vocable d'éléments libres. On parlera donc des « formes libres » du fer, de l'aluminium, etc. c'est à dire les constituants minéraux du sol qui contiennent ces éléments mais sans qu'ils soient engagés dans un réseau cristallin d'un quelconque minéral primaire ou secondaire.

Les oxyhydroxydes les plus abondants dans les sols sont à base de fer et d'aluminium. Il s'agit en effet de deux cations qui s'hydrolysent aux valeurs de pH communes dans les sols si bien que lorsqu'ils sont libérés dans la solution du sol à l'issue de l'altération des minéraux, ils évoluent spontanément vers des formes hydroxylées insolubles, amorphes, qui peuvent évoluer progressivement vers l'état cristallin. Ce processus est qualifié de vieillissement.

1. 7. 1- Oxyhydroxydes de fer.

Le fer est un élément abondant dans l'écorce terrestre. Il se rencontre dans la majorité des roches et particulièrement dans les roches dites basiques (gabbros, basaltes, ...) c'est à dire pauvres en silice et ferromagnésiens (biotite, pyroxènes, amphiboles et péridots). A l'origine, c'est l'altération de ces minéraux qui fournit le fer contenu dans les sols sous forme d'oxyhydroxydes, encore que ces derniers puissent être hérités en ligne droite des roches sédimentaires.

Le fer est donc présent dans tous les sols mais avec des proportions fort variables : entre 1% et plus de 80% de fer total (exprimé en Fe_2O_3). Du fait de l'insolubilité des oxyhydroxydes, la concentration en fer des sols a tendance à s'accroître par accumulation relative au cours de la pédogenèse.

A l'échelle des grandes zones climatiques, les teneurs en fer dans les sols sont indépendantes des roches mères et sont fonction du climat c'est à dire du degré d'altération des sols. C'est pourquoi dans la zone intertropicale, les teneurs en fer des sols sont de 5 à 10 fois plus importantes qu'en zone tempérée.

1. 7. 1. 2- Importance des oxydes de fer d'un point de vue morphologique.

Ce sont les oxyhydroxydes de fer qui déterminent très généralement la couleur des sols. Même à très faibles concentrations, ils ont un fort pouvoir de pigmentation qui augmente en intensité lorsque leur taille décroît. La couleur des sols est donc essentiellement déterminée par la nature, l'abondance et la taille des oxyhydroxydes de fer (la matière organique et les carbonates interviennent aussi).

Ils interviennent dans la structuration de certains sols où ils peuvent être responsables de la formation d'agrégats ou au contraire évoluer par induration vers des formes concrétionnées ou même, en région tropicale, vers de véritables cuirasses ferrugineuses.

1. 7. 1. 3- Formes du fer dans les sols.

Les formes cristallisées sont représentées dans le sol par deux formes hydroxylées, la goethite et la lépidocrocite, et par un oxyde, l'hématite.

La goethite ($\alpha-FeO.OH$) est l'oxyhydroxyde de fer le plus commun dans les sols de toutes les régions du globe. Il s'agit en effet d'une forme stable dans une large gamme de conditions édaphiques. Elle est de couleur brun-rougeâtre à l'état hydraté. Il n'y a théoriquement pas de substitutions isomorphes, donc pas de charges structurelles. Cependant, la goethite des sols présente fréquemment de 10 à 20 % de substitutions Fe/Al (parfois Mn) déterminant un degré de cristallinité souvent imparfait.

La goethite se rencontre soit à l'état dispersé dans les sols soit associée à l'argile soit encore sous forme de concrétions de taille et de degré d'induration très variables.

La lépidocrocite ($\gamma-FeO.OH$), plus rare, se rencontre particulièrement dans les sols hydromorphes où elle se forme par oxydation brutale de Fe_{2+} .

L'hématite ($\alpha-Fe_2O_3$) est très commune dans les sols des régions tropicales et subtropicales où elle est souvent un produit de néoformation (processus de rubéfaction) Sa coloration est franchement rouge et son effet de pigmentation est d'autant plus important que sa taille est plus petite; toutes choses égales

par ailleurs, son pouvoir de coloration est plus important que celui de la goethite. L'équilibre électrostatique est réalisé par l'occupation de deux sites octaédriques sur trois (structure octaédrique). Il n'y a pas de charges structurales.

Il existe aussi des formes amorphes ou paracrystallines qui sont des oxyhydroxydes plus ou moins hydratés et qui constituent des gels colloïdaux, notamment lors des premières étapes de la cristallisation de la goethite ou de l'hématite. Ces formes sont fréquentes dans la plupart des sols et peuvent même devenir assez abondantes dans certains types d'horizons (horizons d'accumulation des podzols par exemple). Elles évoluent progressivement et plus ou moins rapidement selon les conditions édaphiques vers des formes de mieux en mieux cristallisées. La formule générale peut s'écrire $\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

1. 7. 1. 4- Comportement géochimique du fer.

Le comportement géochimique du fer dans les sols est essentiellement régi par le pH et le potentiel rédox (Eh) du milieu ambiant (fig. 6). Le pH détermine les domaines d'apparition des formes ioniques ou hydroxylées insolubles. Le potentiel rédox détermine quant à lui le domaine d'existence des ions ferriques (Fe_{3+}) ou ferreux (Fe_{2+}).

La présence de matière organique complexante est susceptible de modifier le comportement géochimique du fer dans les sols et les eaux.

1. 7. 2- Oxyhydroxydes d'aluminium.

L'aluminium est, comme le fer, un des éléments fondamentaux des constituants du sol. Ses composés sont toutefois très « discrets » puisqu'aucun ne présente les couleurs vives des oxyhydroxydes de fer. Au point de vue géochimique, l'aluminium présente des différences majeures avec le fer :

- Contrairement à ce dernier, l'aluminium n'est pas sensible aux variations d'oxydo-réduction du milieu.

- L'aluminium a une forte affinité pour la silice, à l'origine de nombreuses combinaisons aluminosiliceuses (dont les multiples minéraux alumino-silicatés sont les témoins).

L'aluminium est présent dans les sols sous diverses formes, essentiellement sous forme combinée (dans le réseau cristallin des minéraux) et sous forme de d'oxyhydroxydes. En outre, dans les sols acides dont le pH-eau < 5 , l'aluminium peut se rencontrer sous forme cationique (Al_{3+}) : il s'agit de l'aluminium dit « échangeable ».

1. 8- Sulfates et chlorures.

Il s'agit de sels solubles (particulièrement les chlorures), en sorte qu'ils se rencontrent surtout dans les sols des régions semi-arides ou arides. En absence de lessivage, les remontés capillaires engendrent des efflorescences salines (cristallisation des sels) à la surface des sols halomorphes.

Les sels les plus fréquents sont la halite (NaCl), déterminant des efflorescences blanches des sols de type Solontchaks (salins blancs), le sulfate de sodium (Na_2SO_4) et le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ce dernier pouvant s'accumuler de façon notable dans les sols des régions arides (fréquemment sous un horizon d'accumulation de CaCO_3).

2- La matière organique.

Il s'agit de résidus d'êtres vivants animaux et végétaux. Cette matière organique joue un rôle très important dans la dynamique du sol. Les restes d'animaux se décomposent rapidement après la mort. Seule la matière végétale donne naissance à des composés à évolution complexe que l'on appelle *humus*.

La vitesse de transformation varie de moins d'un an (feuille de hêtre en milieu neutre) à dix ans et plus (aiguille de pin en milieu acide). Les animaux facilitent cette transformation mécanique des débris et par prédigestion et dissémination de leurs boulettes fécales (petits arthropodes).

Les matières organiques du sol peuvent être sommairement réunies en quatre groupes de substances ;

a- Les végétaux et animaux vivants. Ils sont sur le sol et dans le sol, représentent plusieurs tonnes à l'hectare et influent directement sur les propriétés du sol.

b- Les débris végétaux et animaux organisés, ou " matières organiques fraîches ". Ils retournent au sol et ont sensiblement la même composition que les tissus vivants dont ils proviennent : des substances hydrocarbonées (sucres solubles, amidon, cellulose, lignine, résine,...), des matières azotées (surtout sous forme de protéines) et des sels minéraux libres (de calcium, magnésium, potassium,...). Toutes ces substances sont des corps complexes formées de très grosses molécules. Cependant, elles diffèrent par leur vitesse de décomposition.

Certaines, faciles à décomposer, serviront surtout d'aliments énergétiques et plastiques aux bactéries, et disparaîtront très vite, avec production importante de CO₂ et d'eau, d'énergie et de corps microbiens (sucres, amidons, cellulose, ...).

D'autres au contraire seront attaquées plus lentement et moins complètement laissant d'importants résidus : il s'agit de la lignine, des matières grasses, des résines, des tanins...

c- Les produits transitoires. Ce sont les maillons de cette chaîne de transformations partant des matières organiques fraîches et aboutissent, pour la plupart, à des substances minérales simples (gaz carbonique, phosphates, carbonates.. de Ca, de Mg, de Na...).

La première étape de la décomposition des matières organiques jeunes comprend deux phases : Une phase de prolifération microbienne à partir de substances faciles à décomposer ce qui entraîne la libération de CO₂, H₂O et de l'énergie.

Une phase de décroissance microbienne et de libération de substances nutritives organiques et minérales. Ces substances, utilisables par les plantes, sont pour la plupart immédiatement fixées par les forces de liaison de l'argile et de l'humus, ou servent à la synthèse de l'humus.

Les produits transitoires constituent la fraction jeune des matières organiques ou "*humus jeune*". Or certains de ces produits au lieu de se minéraliser complètement vont stopper leur évolution. Leur molécules, au lieu de se décomposer, vont se regrouper, se condenser, se "*polymériser*" pour aboutir à des substances nouvelles à très grosses molécules qualifiées d'*acides humiques*. C'est la deuxième étape de l'évolution des matières organiques dans le sol : l'*humification*.

d- Les acides humiques ou " humus stable ". Ils sont donc synthétisés au cours de l'humification. Les matières premières de la synthèse de l'humus sont : des résidus de lignine et de cellulose oxydées, des matières azotées (protéines, acides aminés, ...) et des sels minéraux.

2. 1- L'humus, colloïde organique.

L'analyse de l'humus permet d'en extraire plusieurs constituants. Par simple différence de densité on sépare la matière organique libre de la matière organique liée aux éléments minéraux, argiles, limons et sables.

Un réactif alcalin (soude ou pyrophosphate de soude) permet, en dispersant les colloïdes, de mettre en solution l'humus (fig. 7). La fraction ainsi solubilisée comprend plusieurs sortes d'acides humiques. Mais une fraction reste insoluble : on l'appelle l'*humine*.

La fraction soluble dans le réactif alcalin est alors traitée par un acide fort (HCl ou H₂SO₄) : une fraction est précipitée, il s'agit des acides humiques proprement dit, colorés en brun-noir. L'autre fraction reste soluble ; se sont les acides fulviques de couleur brun-rougeâtre.

1- Les acides humiques gris. Ils forment l'humus le plus stable. Ils proviennent de synthèse microbiennes actives en sol riche en calcium et à partir de végétaux cellulosiques. Ces acides sont formés de grosses molécules, riches en azote et très facilement floculés par le calcium. Ils s'unissent à l'argile en un complexe argilo-humique très stable. C'est le type d'humus qui domine en sol

2- Les acides humiques bruns. Ils forment un humus moins durable. Formés en sol légèrement acide, où l'activité microbienne est moins intense et à partir de végétaux plus ligneux, ils proviennent d'une modification des molécules de lignine par oxydation, polymérisation et fixation d'azote, que de synthèse microbienne. Il s'agit donc plus d'un humus résiduel que d'un humus de synthèse.

Plus pauvres en azote que les acides humiques gris, ils sont constitués de plus petites molécules, moins

polymérisés, plus difficiles à flocculer par le calcium et forment avec l'argile un complexe moins stable : cet humus, plus rapidement minéralisé, disparaît plus vite du sol.

3- Les acides fulviques. Ce sont des produits humiques imparfaits. Ils se forment en milieu très acide et mal aéré, où l'activité microbienne très réduite fait place à celle des champignons qui est beaucoup moins efficace. Les champignons oxydent incomplètement la lignine et la décomposent en petites molécules incapables de se polymériser. Ces substances sont pauvres en azote, non flocculables, incapables de s'associer avec l'argile et sont généralement solubles et de ce fait sont lessivables. Cependant, elle entraînent la dispersion de l'argile, par fois même sa destruction préparant sa migration en profondeur (c'est le phénomène de " *la podzolisation* ").

2. 2- L'humine.

C'est un produit complexe et hétérogène. Elle est très différente de la matière organique fraîche. Elle est insoluble dans les réactifs d'extraction. Elle fait partie de la matière organique liée. On distingue :

- Des composés résultant d'une évolution rapide de la matière organique : C'est de la lignine à peine transformée dans un milieu biologique actif (sol calcaire).
- des composés très polymérisés résultant d'une évolution lente et liée aux matières minérales (horizon Bh des *podzols* - *Chernozems*).

2. 3- Le résidu.

Le résidu, ou débris organiques, de la fraction non liée est l'ensemble des éléments dont on ne peut encore déterminer la structure de tissus organisés. Ils sont très légers et flottent sur les solutions.

On distingue encore parfois **les acides humato-mélaniques**. Ils correspondent à la fraction des acides humiques solubles dans l'alcool et dont les molécules sont assez petites.

2. 4- Les éléments chimiques associés à la matière organique.

Il s'agit surtout de l'azote, du phosphore et du soufre. On ne peut les doser que par des méthodes chimiques.

L'azote est de loin le plus important. La matière organique en est la source principale dans le sol.

Cependant, si le sol est enrichi par l'azote (engrais par exemple) et si les conditions physico-chimiques sont favorables, il y aura prolifération de la population microbienne et réorganisation de cet azote sous forme organique. De multiples équilibres biologiques sont en jeu, mais il y a finalement un certain état de stabilité qui s'instaure, de sorte que la proportion de l'azote dans la matière organique globale du sol a une signification. Cela est particulièrement vrai dans les sols qui ne sont pas cultivés de façon intensive.

La proportion du phosphore et du soufre dans la matière organique du sol est de l'ordre de 1 % : C/P et C/S sont de l'ordre de 100 en conditions normales.

2. 5- Les complexes.

Certains constituants du sol portent le nom de " complexe " car ils s'agit de substances difficiles à définir.

2. 5. 1- Complexes chimiques.

Les oxydes, les produits organiques et les ions du sol sont parfois liés sous forme de complexes chimiques généralement plus solubles ou pseudosolubles que certains éléments qui les constituent. Ceux-ci peuvent alors facilement migrer dans le sol tant que le complexe n'est pas détruit. Si au contraire celui-ci arrive, après migration, dans une zone où les conditions physico-chimiques font qu'il n'est plus stable, il est détruit et ces éléments reprennent leur indépendance chimique. L'élément qui a migré grâce à la formation du complexe est alors fixé sous forme insoluble. Par exemple le fer, même à l'état ferreux n'est pas soluble dans les conditions ordinaires du sol. Il migre grâce à la formation de complexes organiques et il est reprécipité par oxydation en fer ferrique. L'or peut lui-même être complexé par la matière organique et migrer dans le sol.

Les complexes les plus importants en pédologie sont ceux que la fraction soluble de la matière organique libre (acides fulviques) peuvent former avec les cations Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} et Mn^{4+} . Sous forme d'ions échangeables, ces ions n'existent dans le sol qu'à des pH bien défini : 6,5 pour Fe^{2+} , 5

pour Al^{3+} et $2,5$ pour Fe^{3+} . A des pH plus élevés, ils sont sous forme d'hydroxydes insolubles. S'il y a migration de ces éléments à des pH supérieurs au seuil critique, c'est que des composés complexants ont pu les soustraire momentanément aux lois qui régissent leur état.

2. 5. 2- Complexes absorbants.

L'argile, l'humus et certains composés amorphes ont la propriété de retenir à leur périphérie des ions qui peuvent être échangés avec d'autres ions de la solution du sol. Ce dernier a le pouvoir, par l'intermédiaire de substances, d'échanger des ions qu'il absorbe. Sur certaines des surfaces de ses constituants, on dit qu'il a une capacité d'échange et qu'elle est due à un complexe absorbant. Celui-ci a donc la capacité de fixer des ions échangeables.

Les pourcentages des cations du complexe absorbant influent énormément sur les propriétés physiques et chimiques du sol. Le potassium et l'ammonium, malgré leur importance dans la nutrition des plantes, s'y trouvent toujours en faible quantité.

Les meilleures conditions de croissance des plantes cultivées sont réalisées lorsque le complexe absorbant est saturé par des cations alcalino-terreux, surtout le calcium. Le pH du sol est alors voisin de la neutralité. Le calcium assure une liaison très tenace entre les particules argileuses et l'humus et la structure est favorable.

Les plantes se nourrissent en échangeant les cations dont elles ont besoin (K^+ , Ca^{++} et Mg^{++}) contre des ions H^+ qu'elles puisent dans l'eau.

2. 5. 3- Le complexe argilo-humique.

Comme son nom l'indique, il s'agit de l'association de composés organiques avec les constituants argileux de la fraction minérale du sol.

De nombreuses études ont montré que la majeure partie de la matière organique humifiée est liée à la fraction argileuse du sol. Fréquemment 50 à 80 % de cette matière organique est adsorbée sur les argiles. Il est toute fois difficile de savoir avec précision qu'elle est la surface des particules argileuses qui est couverte par les composés humiques. Quant à la nature des liaisons, plusieurs mécanismes ont été évoqués : attraction électrostatique, liaison par ponts hydrogène, adsorption physique, complexes de coordination.

Il est probable que ces différents types de liaisons jouent simultanément et son fonction de la nature des composés organiques et minéraux. Lorsqu'il y a un nombre suffisant de points de contact entre composé organique et argile, il devient virtuellement impossible de séparer les deux constituants. Il est clair que la formation de tel complexes a pour effet de favoriser la structuration du sol par augmentation de la cohésion inter-agrégats. La stabilité de ces agrégats est mesurée par des tests de stabilité texturale.

2. 6- Intérêt agronomique de la matière organique du sol.

En matière agricole, il convient de faire la distinction entre la matière organique fraîche et celle humifiée. C'est cette dernière qui joue un rôle important dans la fertilité des sols par l'évolution biochimique qu'elle y subit et par les propriétés physico-chimiques qui en découlent.

- La matière organique joue un rôle nutritionnel en fournissant des éléments nutritifs par l'intermédiaire des processus de minéralisation (notamment l'azote, le phosphore et le soufre).
- Elle a aussi un effet favorable sur les propriétés physico-chimiques du sol, effet d'autant plus marqué que l'humification de la matière organique est plus poussée :
- Elle régularise l'humidité de tous les type de sol : en favorisant l'évacuation de l'eau en excès des sols argileux. En augmentant la capacité de rétention en eau des sols sableux.
- Elle améliore les qualités chimiques du sol. Par sa réaction acide, ses propriétés colloïdales et sa minéralisation continuelle, l'humus agit sur les caractéristiques chimiques du sol et sur la nutrition des plantes.
- Elle augmente l'activité microbienne : la matière organique constitue, en effet, une source énergétique pour les micro-organismes.

Chapitre II Organisation morphologique des sols

1-Introduction

Le matériel brunâtre sur lequel on marche et qui salit nos chaussures, n'est que la partie superficielle du sol. Il est superbement composé de débris de roches, de grains de sable et d'argile, de morceaux de plantes et d'animaux morts. Entre ces éléments, il y a plus ou moins d'espace où circulent l'air et l'eau et où vivent une multitude d'être vivants, tous ça fait partie du sol. De quoi formé un sol?

2-Définition

Le sol est composé de plusieurs couches, dont on trouve une couche superficielle se nomme litière, c'est l'accumulation des débris végétaux

L'humus est la couche sous la litière

Sous l'humus, c'est le sol proprement dit. C'est là que se trouvent généralement les racines des arbres.

Le sol est généralement enrichi par les éléments minéraux provenant de l'humus. Cette couche possède différents horizons qui servent à nommer le type de sol. Enfin, la dernière couche se nomme la roche mère.

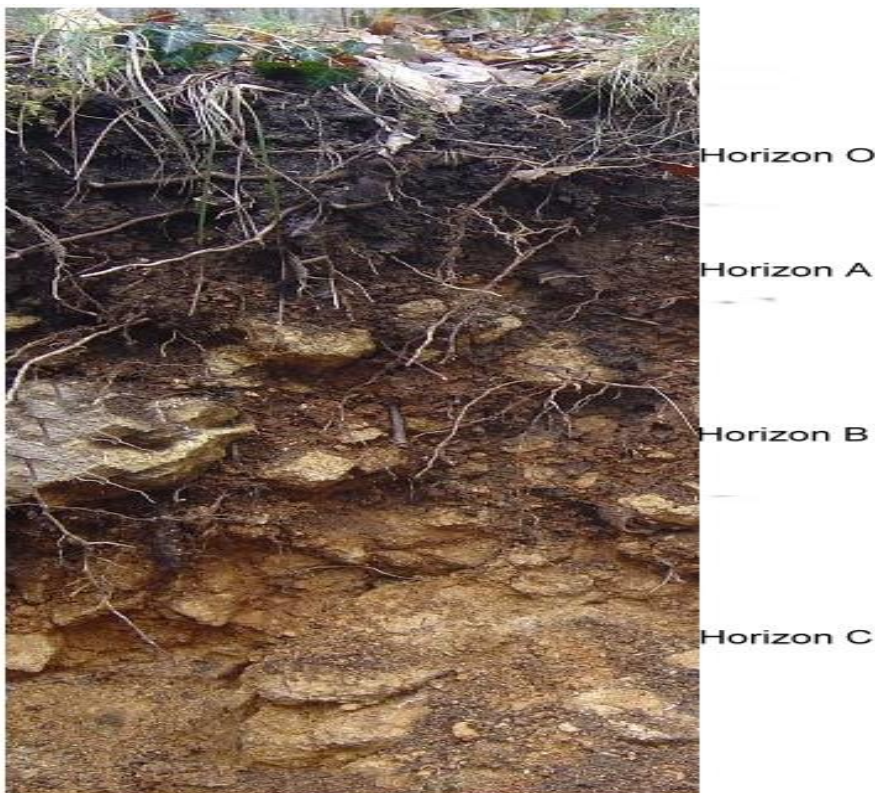


Fig1 : Différents horizons du sol

3-Les organisations élémentaires:

Sous le terrain, on peut distinguer plusieurs niveaux d'organisation, ce sont des volumes pédologiques qui assemblent les constituants (particules élémentaires), ces organisations sont partiellement visibles à l'œil nu (Ex: les agrégats, les couleurs, les vides, traces d'activité biologique..etc.) , et partiellement à l'aide de microscope. A partir de là, un sol va avoir différentes caractéristiques que l'on peut déterminer en effectuant des analyses physico-chimiques.

3-1.Texture : composition granulométrique du sol, c'est à dire la proportion de chacun de ses constituants solides (argiles, sables, graviers...) , qui ont des tailles différentes.

3-2.Structure : façon dont ses constituants sont agencés les uns par rapport aux autres. Dans un sol brun, on a des agrégats de sable et de complexe argilo-humique qui peuvent être agencés de façon plus ou moins fragmentée.

3-3.Porosité : volume total des espaces laissés libres entre les agrégats ou les particules solides. Elle conditionne la circulation de l'eau, des gaz et de certains animaux dans

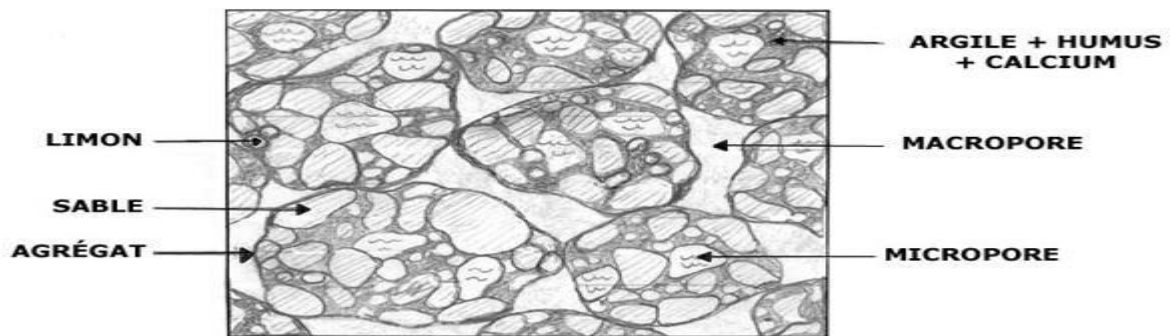


Fig2 : organisations élémentaires du sol

4- L'horizon pédologique:

Ce sont des volumes pédologiques plus ou moins parallèles à la surface du terrain. Chaque horizon se décrit en termes d'un ou plusieurs types d'assemblages et de leurs relations. L'horizon est généralement considéré comme l'unité de base de la caractérisation locale de la couverture pédologique. Les couches du sol constituent différents horizons. Ils se différencient au cours de l'évolution du sol et témoignent de son histoire, Il existe trois types d'horizon :

1-les horizons organique

2-les horizons organo-minéraux

3-les horizons minéraux

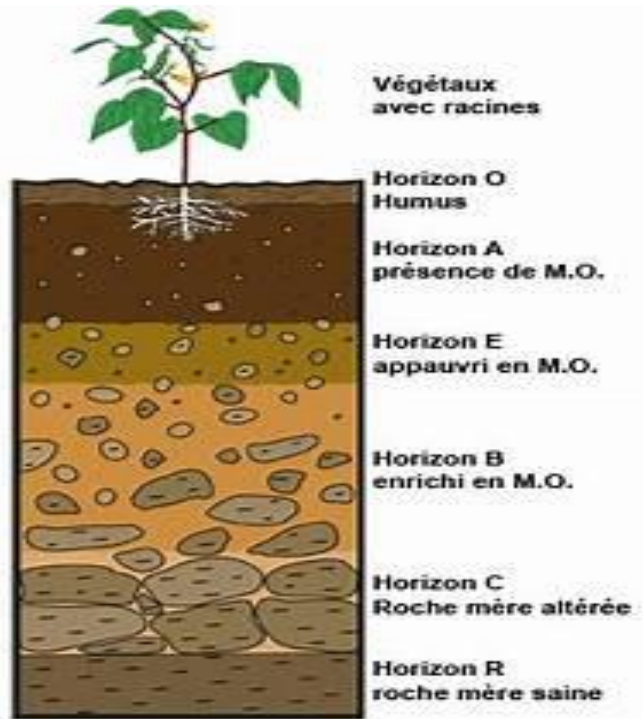


Fig3 :L'horizon pédologique

5 Les profils pédologiques

Le profil de sol est l'ensemble des horizons d'un sol donné; chaque horizon étant une couche repérable et distincte de ce sol. Ces horizons sont d'autant plus distinct que le sol est évolué. En effet, la formation et l'évolution des horizons sous l'influence des facteurs écologiques conduisent à la différenciation de couches de natures différentes.



Fig4 : Profils pédologique

6 - Structure

Elle désigne le mode d'assemblage des particules qui composent un sol. Elle s'observe et se décrit à deux niveaux : structure proprement dite, à l'échelle macroscopique et microstructure ou micromorphologie à l'échelle microscopique. La structure détermine la répartition dans l'espace de la matière solide et des vides. Cette répartition conditionne l'ensemble des propriétés physiques fondamentales du sol : aération, respiration des racines, rétention d'eau, etc...

6.1- Origine des structures.

Elles résultent de processus de nature variés, biologique, chimique et enfin, physique et mécanique. La dominance de tel ou tel processus est à l'origine des divers types de structures. Le rôle des ciments flocculés est considérable. Il s'agit des éléments fins ou colloïdaux formant des ponts ou des revêtements autour des particules minérales plus grossières et les liants entre elles plus ou moins intimement.

6.2- Classification des structures.

Structure particulaire : résulte de l'absence totale de cohésion entre les particules constituant le matériau. Il s'agit de sols à texture grossière, sable ou sable limoneux.

* Structure massive ou cohérente : correspond à un assemblage continu et cohérent sans faces de dissociation marquées. Il y a insuffisance de ciments argilo-humiques flocculés pour former des agrégats. Il existe cependant des ciments minéraux très diffus, en pellicules autour des particules, ce qui augmente la cohésion de l'ensemble. Ce type de structure se rencontre dans des sols à texture fine (limoneux).

* Structure fragmentaire : caractérisée par l'arrangement des particules élémentaires en agrégats de formes et de dimensions très variables.

* Structures construites : le ciment d'origine biologique joue un rôle important.

** Structure grenue : agrégats subsphériques peu poreux de 1 à 10 mm.

** Structure grumeleuse : agrégats de forme arrondie irrégulière, très poreux, de 1 à 10 mm

** Structure nuciforme : à éléments arrondi irréguliers de taille supérieure à 1 cm.

* Structure par fissuration : le retrait et le gonflement sont les principaux facteurs en jeu.

** Structure polyédrique : éléments cohérents, isodimensionnels, à arêtes vives de quelques mm à plusieurs cm.

** Structure prismatique : la dimension verticale est la plus grande et peut atteindre un à plusieurs dm.

** Structure lamellaire : la plus forte dimension est horizontale (fragipan).

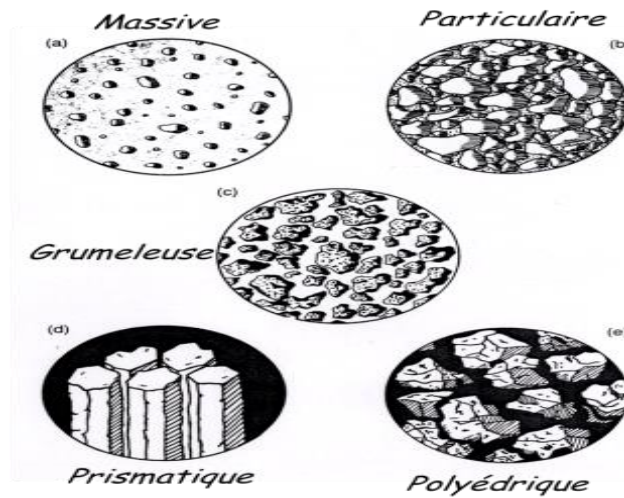


Fig5 : Quelques Structure du sol

6. 3- Conséquence de l'agencement des agrégats : la porosité.

La porosité représente le volume des vides du sol occupés par de l'eau ou de l'air et exprimé en pourcent du volume total. Cette porosité totale qui varie selon les sol de 30 à 70 %, n'a pas de signification écologique par elle-même, car seuls les vides d'une dimension suffisante permettent drainage, aération et pénétration racinaire.

La microporosité correspond au volume des pores capillaires retenant l'eau après ressuyage. On la subdivise en microporosité (pores de réserve, retenant l'eau capillaire absorbable par les végétaux, compris entre 8 et 0.2 μm) et microporosité très fine (pores résiduels, retenant l'eau capillaire non absorbable, de taille inférieure à 0.2 μm).

La macroporosité correspond au volume des vides du sol occupé par l'air après ressuyage. Il s'agit de pores assurant la circulation de l'eau et de l'air. Ce sont donc ces *pores de transmission* qui permettent le drainage du sol et rendent également possible la mobilisation dans les profils des substances solubles et l'évacuation des produits de l'altération.

Signalons enfin qu'on fait souvent la distinction entre la porosité texturale résultant de l'assemblage des particules minérales élémentaires et la porosité structurale qui provient de l'agencement spatiale des agrégats structuraux.

6.4 – Consistance

Elle traduit la cohésion et la résistance à la pression des unités structurales. La consistance varie en fonction de la granulométrie, du type de structure, de sa stabilité qui peut être différente selon le degré d'humidité du sol. On emploie des adjectifs tels que : meuble, friable, cohérent et durci, pour désigner une résistance croissante à la pression. Un sol argileux peut être compact et même durci (à l'état sec), ou plastique (à l'état humide).

7 - L'eau du sol.

7. 1- Généralités.

L'étude de l'eau du sol comporte deux aspects : 1° un aspect statique, qui est la capacité de rétention en eau du sol, en liaison directe avec la disponibilité en eau pour les plantes. 2° un aspect dynamique :

il s'agit de la circulation de l'eau dans le sol, c'est à dire les transfères verticaux ou latéraux de la phase liquide du sol.

Ces deux aspects dépendent tous, directement ou indirectement, de la porosité du sol et des type de porosité qui y sont développés.

7. 2- Les états de l'eau du sol.

7. 2. 1- Eau de gravité.

C'est l'eau occupant momentanément ou de façon plus ou moins permanente (eau de saturation) les pores les plus grossiers du sol, ou la macroporosité. Cette eau est soumise à la pesanteur et n'est donc pas retenue par le sol après *ressuyage*. C'est cette eau de gravité qui assure l'entraînement des substances dissoutes ou en suspension. Elle contribue donc à la différenciation des profils. On fait d'habitude la différenciation entre l'eau de gravité à écoulement rapide et celle à écoulement lent.

7. 2. 2- Eau capillaire.

On distingue l'eau capillaire absorbable qui correspond à l'eau contenue dans la microporosité de 0,2 à 8 μm (pores de réserve), et l'eau capillaire non absorbable ou *eau liée*, correspondant à la porosité très fine $< 0,2 \mu\text{m}$ (pores résiduels).

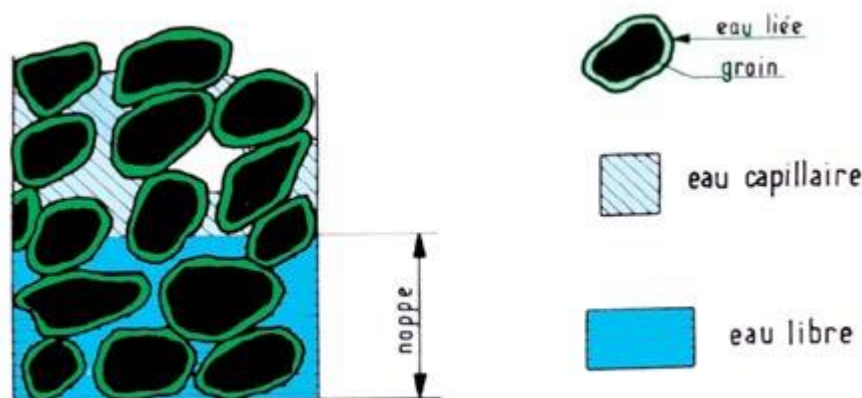
L'eau capillaire absorbable est donc l'eau retenue par le sol après *ressuyage* : elle est utilisable par les végétaux. C'est en outre la phase liquide qui compose la " solution du sol ", c'est à dire le réservoir des substances dissoutes et le milieu d'altération des minéraux.

7. 2. 3 - Eau hygroscopique.

C'est l'eau adsorbée par le sol au dépens de l'humidité atmosphérique. Il s'agit donc d'une mince pellicule d'eau entourant les particules minérales et organiques. Très énergiquement retenue, elle n'est susceptible d'aucun mouvement et n'est pas absorbable par les végétaux.

Les sols retiennent leur eau avec une énergie variable qui est fonction de leur texture ou de leur contenu en matière organique. Il est donc possible de mesurer les forces de rétention de l'eau du sol.

On aboutit ainsi à la notion de potentiel capillaire ou matriciel Ψ , défini en 1907 par Bruckingham. En 1935, Schofield a proposé d'utiliser la notion de pF, c'est à dire l'expression logarithmique du potentiel capillaire : $pF = \log_{10} \Psi$



États de l'eau dans les sols

7. 3- Les mouvements de l'eau du sol.

Ils sont de trois types ; mouvements descendants (action de la pesanteur sur l'eau de gravité), mouvements ascendants (capillarité) et mouvements latéraux (circulation oblique de l'eau gravitaire).

7. 3. 1- Mouvements descendants et latéraux.

Ils correspondent aux processus d'infiltration des eaux dans les sols et les formations superficielles. Cette infiltration est liée à la perméabilité du substratum et est exprimée par la vitesse d'infiltration de l'eau gravitaire. La perméabilité d'un sol est d'autant plus élevée que la porosité non capillaire (macroporosité) est importante. D'où l'influence prépondérante à cet égard de la texture du sol mais aussi sa structure et de sa stabilité.

Si la perméabilité du sol est élevée, son ressuyage est rapide. A l'opposé, si cette perméabilité est faible, particulièrement dans les horizons profonds, le drainage du profil devient déficient et il se forme une nappe dite *perchée*, par engorgement plus ou moins prolongé des horizons de surface. Cet excès d'eau, même temporaire, est à l'origine de processus *d'hydromorphie* qui influencent fortement la pédogenèse (milieu réducteur, anaérobiose, accumulation de matière organique mal décomposée, dynamique particulière de fer, etc.).

La circulation latérale des nappes est liée à une topographie de versant. Les pédologues utilisent parfois le terme de « lessivage oblique » pour désigner les mouvements latéraux des nappes. Cette circulation latérale des eaux d'infiltration joue un rôle important dans la formation de certains sols à horizons profonds indurés (cuirasses ferrugineuses tropicales, sols isohumiques à croûtes calcaires, etc.).

7. 3. 2- Mouvements verticaux ascendants

Ils s'effectuent par remontées capillaires lorsque l'évaporation est suffisante pour déclencher le mouvement ascendant de la solution du sol. Ce mouvement peut être entretenu par la présence d'une nappe phréatique peu profonde.

La décroissance de la teneur en eau dans les horizons de surface a pour effet d'augmenter le pF, d'où un appel par succion de l'eau des zones sous-jacentes à pF plus bas.

7.3.3- Rétention de l'eau Les forces de rétention sont principalement dues à la Matrice solide (force d'adsorption et forces capillaires). L'énergie correspondante est le potentiel matriciel P_m . Ce dernier dépend de la teneur en eau, selon une relation appelée (caractéristique d'hydratation). Il est nul dans un milieu saturé en eau égal à $-3 \cdot 10^4$ Pa à la capacité de rétention au champ et $-15 \cdot 10^5$ Pa au flétrissement permanent des plantes. La rétention est aussi due à l'hydratation des solutés quand la solution du sol est suffisamment concentrée.

7.3.4- Transport de l'eau dans le sol

L'énergie potentielle dans le sol (potentiel hydrique) a deux composantes principales:

Le potentiel matriciel et le potentiel gravitaire. Le transport de l'eau a toujours lieu dans le sens des potentiels totaux décroissants. La densité de flux est donnée par la loi de Darcy en milieu saturés en eau et par la loi Darcy-Buckingham en milieu non saturés en eau.

La conductivité hydraulique caractérise le sol

À l'égard du transport de l'eau. En milieu saturés en eau, elle dépend principalement de la structure et sa valeur est surtout déterminée par les macropores (fissures, canalicules

biologiques). Elle est plus grande dans les sols sableux que dans les sol argileux. En milieu non saturés en eau , elle dépend de la teneur en eau, mais aussi de la texture et de la structure

Le sol est soumis à différents régimes hydrodynamiques selon les conditions climatiques , ruissèlement, drainage, infiltration, redistribution et dessèchement.

7.3.4-Transport des solutés

L'eau est le principal vecteur du transport des solutés et des particules en suspension .Le transport des solutés est le principal processus du transport des espèces chimiques dans le sol.

Les transports préférentiels sont dus à la présence de macropores qui permettent un transport par convection, en général très rapide, pouvant entrainer les solutés en profondeur vers les eaux souterraines.

8- Propriétés thermiques:

La capacité thermique caractérise l'aptitude du sol à stocker la chaleur et la conductivité thermique à la conduire. Elle augmente avec la teneur en eau du sol et diminue avec la quantité de matières organiques.

9- Les gaz du sol.

Ce sont les mêmes que ceux de l'air. Cependant, les fermentations biologiques de la matière organique et la respiration des racines produisent beaucoup de dioxyde de carbone et la pression partielle de ce gaz augmente (3 % au lieu des 3 /10 0000 de l'atmosphère normale). Ce phénomène prend de l'importance dans les sols calcaires, car de nombreux équilibres chimiques sont alors déplacés.

Dans les sols engorgés par l'eau et dans les sols gonflants, les gaz sont chassés du sol. L'oxygène peut alors faire défaut si des fermentations ont lieu ou si les racines consomment de l'oxygène : le sol devient asphyxiant pour les plantes et réducteur (le fer migre alors très facilement).L'oxygène et le dioxyde de carbone sont donc les gaz qui jouent un rôle important dans les sols. Ils existent soit à l'état libre au sein de l'atmosphère du sol, soit à l'état dissous dans les solutions du sol. Des échanges ayant lieu constamment entre l'atmosphère terrestre, l'atmosphère du sol et les solutions du sol.

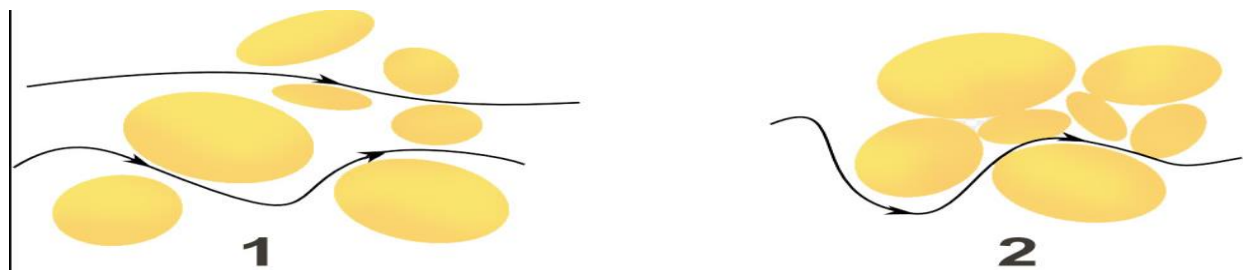


Fig6 : Les gaz du sol.

9-Les couleurs du sol:

La couleur est un critère variable avec l'état d'humidité du sol. On la décrit classiquement à l'état **humide** ; un sol sec sera au préalable ré humidifié. Les couleurs sont relevées de préférence à l'ombre, ou avec le soleil dans le dos. On donne la ou les teinte(s) générale(s) de l'horizon ainsi que celle d'éventuelles taches. Voyons à travers quelques exemples, ce que nous indiquent les couleurs du sol :

9.1-Noir

La couleur gris-noire est généralement associée à la présence de **matières organiques** dans le sol. On observe très souvent un **gradient décroissant** des teneurs en matières organiques le long des profils de sol en lien avec les apports de qui s'effectuent à la surface du sol (fumier, lisier, feuilles mortes, etc.). Dans des conditions bien spécifiques, on peut également observer, en profondeur, des horizons très riches en matière organique. C'est le cas des sols **tourbeux** dans lesquels la saturation permanente en eau du sol entraîne une accumulation de matière organique.

9.2-Blanc

Elle est caractéristique d'une accumulation de sels dans le sol et est utile pour détecter des sols carbonatés ou salés.

9.3- Couleurs Vives Associées Au Fer

Le fer est un des constituants déterminant dans la couleur des sols. Selon la forme sous laquelle il se trouve dans le sol, cet élément prend des couleurs contrastées et différentes. Ainsi, en présence d'oxygène dans le milieu, on trouve le fer sous sa forme oxydée, le **fer ferrique** Fe^{3+} , qui forme des taches dont la palette de couleurs est assez large (du jaune-orangées au rouge-brun). Quand les êtres vivants du sol n'ont plus assez d'oxygène à disposition, il arrive qu'ils utilisent celui qui est fixé au fer. Ce dernier passe alors sous sa forme réduite, le **fer ferreux** Fe^{2+} , et prend alors des teintes gris-vert.

9.4-Couleurs pales

Elles traduisent des phénomènes d'**appauvrissement du sol en certains éléments colorants** tels que le fer ou les argiles. En effet, nous avons vu que sous forme réduite le fer devient mobile. Il peut alors migrer dans le profil et s'accumuler à un autre endroit (transport vertical, latéral). Des phénomènes de migration d'argile associée au fer peuvent également se produire, depuis des horizons « éluviaux », qui s'appauvrissent, vers des horizons « illuviaux », d'accumulation. Ce processus est appelé lessivage.

Des couleurs pâles s'observent également dans des sols qui se développent sur une roche pauvre en fer (ex. : des argiles blanches).

Les sols présentent donc une grande diversité de couleurs dont l'étude nous permet de formuler des hypothèses sur leur composition et leur fonctionnement. Certaines sont **héritées** de la roche mère (par exemple, le calcaire peut colorer le sol en blanc), d'autres résultent de **mécanismes complexes** qui se déroulent au cours de la vie du sol.



Fig7 :Les couleurs du sol

Tableau récapitulatif des constituants du sol

Constituants solides		Constituants liquides	Constituants gazeux
Constituants Minéraux	Constituants organiques	=Solution du sol	=Air du sol
<p>Terre fine du sol : Argile , limon fin , limon grossier,sable fin , sable grossier</p>	<p>Matière organiques fraiche et morte : Constituants des tissus des végétaux *cellulose *hémicellulose *tanin *déjection animales et animaux morts</p>	<p>Eau du sol éléments dissous : *Substances organiques Sucre, acides organique... *ions dans l'eau du sol Ca⁺⁺,Mg⁺⁺, K⁺,Na⁺,NO^{- 3},PO⁴⁻³</p>	<p>Constituants del'air : O₂ , N₂, CO₂ Gaz issus de l'activité des animaux du sol des processus de décomposition : CO₂,H₂ , CH₄</p>
<p>Eléments grossier : Gravier, Cailloux, Bloc, Pierres</p>	<p>Matières humiques : matières organiques transformées</p>		

Chapitre III

Les propriétés chimiques et biologiques du sol

Introduction

Ils sont un ensemble de caractéristiques, en fonction de phénomènes chimiques ou physico-chimiques, en relation étroite avec le climat et surtout les organismes vivants, qui se combinent pour définir l'un des aspects de la fertilité d'un sol, affectant la virtualité productive des plantes cultivées.

Quelles sont les propriétés chimiques et biologiques du sol?

Le sol est un complexe chimique dans le système qui comprend également [réactions redox](#); en d'autres termes, en fonction de certains facteurs environnementaux, le sol se comporte comme un agent oxydant ou agent réducteur contre certaines espèces chimiques. La biologie du sol représente en masse 0,25% de la masse du sol ; ceci est assez faible en part, mais représente tout de même environ 4,5t/ha. Ainsi, il peut y avoir des milliards de protozoaires (animaux unicellulaires) et de bactéries, des dizaines de millions de nématodes et des centaines de milliers d'acariens dans un mètre carré de couche arable. Certains sont des consommateurs primaires , d'autres des prédateurs, et enfin certains autres des décomposeurs.

I-Phénomène d'échange des ions

I-1. la capacité d'échange cationique

La capacité d'échange de cations (CSC) est la quantité de cations échangeables, exprimée en milliéquivalents 100 grammes (MEq / 100 g), qu'un matériau ayant des propriétés d'adsorption peuvent retenir l'échange d'ions. L'échange d'ions est l'un des mécanismes les plus importants par lequel le sol conserve et met à disposition des plantes et les microorganismes d'éléments tels que le calcium, le magnésium, le potassium, l'azote ammoniacal, de sorte que le CSC est un indice de fertilité potentiel chimique terre.



Fig 8 :les échange cationique

I-2. Teneur en calcaire

Le contenu calcaire est une propriété chimique qui a une influence significative sur les différentes propriétés physiques et chimiques des sols soumis à l'alcalinité constitutionnelle. Ce calcaire dans le sol provient généralement de la désintégration des minéraux présents dans les roches carbonatées ([calcite](#), [aragonite](#), [dolomie](#)) Ou par le dépôt résultant contribution naturelle ou artificielle des eaux carbonate. Il contribue effectivement à déterminer les propriétés chimiques des sols.

II-Propriétés électro-ionique du sol

Il s'agit essentiellement de propriétés colloïdales et électro-ioniques, concernant à la fois les fractions minérales et organiques du sol. Parmi ces propriétés, les principales sont :

- 1 les phénomènes d'échange des cations et des anions
- 2 l'acidité
- 3 le potentiel rédox.

II-1. Le complexe absorbant

Par ses propriétés d'échange un sol est capable soit de prélever des ions aux solutions qui sont à son contact, soit de leur en fournir. Le complexe absorbant est donc l'ensemble des colloïdes (composés humiques et argiles minéralogiques), doté de charges négatives susceptibles de retenir les cations sous forme échangeable, c'est à dire pouvant être remplacés par d'autres cations, dans certaines conditions précises.

II-2. Le pH du sol

Les sols présentent une gamme très large de pH.

Le pH du sol donne une indication sur l'activité des protons dans un système sol- eau ou sol-solution saline (KCl par exemple), compte tenu de toutes les réserves que peut comporter une telle détermination, réalisée généralement sur une suspension de sol et non sur une solution vraie.

II-3.L'importance du pH

Le pH est important pour plusieurs raisons :

La disponibilité des éléments nutritifs

Les problèmes de toxicité

Les proportions de cations sur le complexe AH

(argilo-humique)

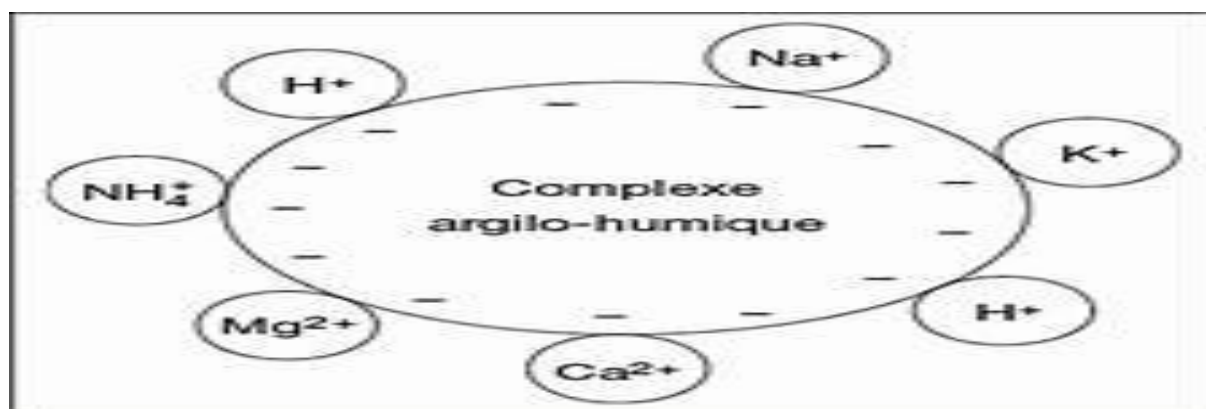


Fig 9 : Le complexe absorbant

II-4. Le potentiel d'oxydo-réduction.

L'un des paramètres les plus utilisés pour rendre compte des propriétés oxydantes ou réductrices du milieu sol est le potentiel d'oxydo-réduction. Ce dernier est l'expression en millivolts du potentiel électrique qui résulte du transport d'électrons d'un donneur d'électrons vers un accepteur d'électrons. Les réactions d'oxydation et de réduction se traduisent, en effet, par des échanges d'électrons. Une oxydation est une incorporation d'oxygène, ou une libération d'électrons. Une réduction est une perte d'oxygène ou une incorporation d'électrons. Exemple

Forme réduite		Forme oxydée
$2\text{FeO} + \text{O}$	=====	Fe_2O_3
Fe^{2+}	=====	$\text{Fe}^{3+} + e$

III-Les organismes du sol

La biologie du sol a une fonction essentielle de dégradation et de recyclage des matières organiques. Cette fonction peut être segmentée en 3 ; en effet les matières organiques, à travers le métabolisme Des êtres vivants du sol, peuvent avoir 3 issues :

l'assimilation: les êtres vivants ingèrent, digèrent la matière organique et l'assimilent en matière organique vivante

La sécrétion : les êtres vivants sécrètent des molécules organiques dans le sol ; citons en particulier les polysaccharides pour leur effet d'agrégation des particules du sol.

La minéralisation : une partie de la matière organique est minéralisée, sous forme d'ions minéraux, solubles, qui sont assimilables par les végétaux.

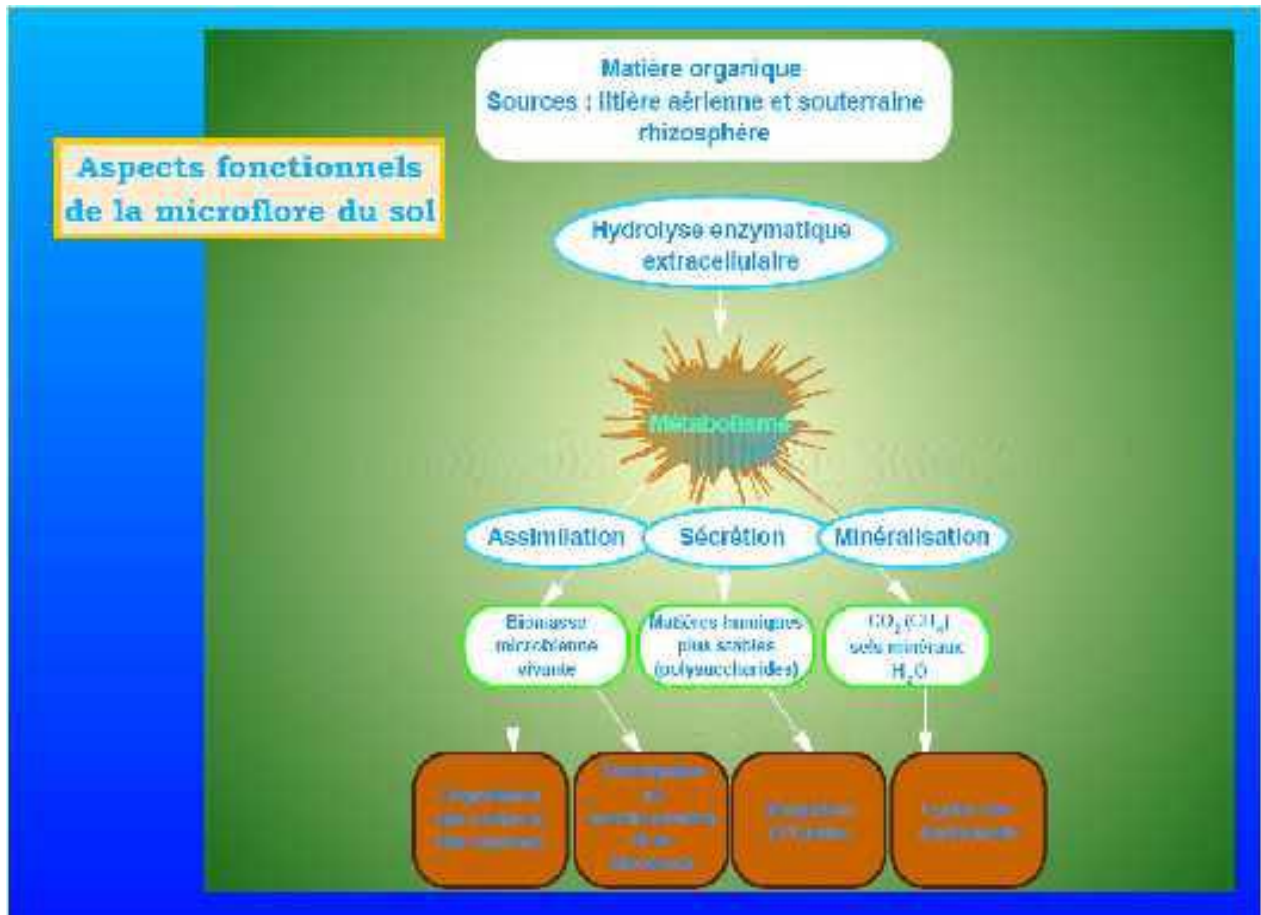


Fig 10 :Les Organismes Du Sol

III-1.La biomasse microbienne

Appelée aussi micro- organismes ou microflore, représente quelques tonnes par hectare. Elle est formée de bactéries et d'actinomycètes (groupe des eubactéries ramifiées, proches des champignons). On trouve également des algues et des cyanophycées (algues photosynthétiques) dont certaines peuvent fixer l'azote de l'air. Toutes ces espèces sont présentes dans les sols.

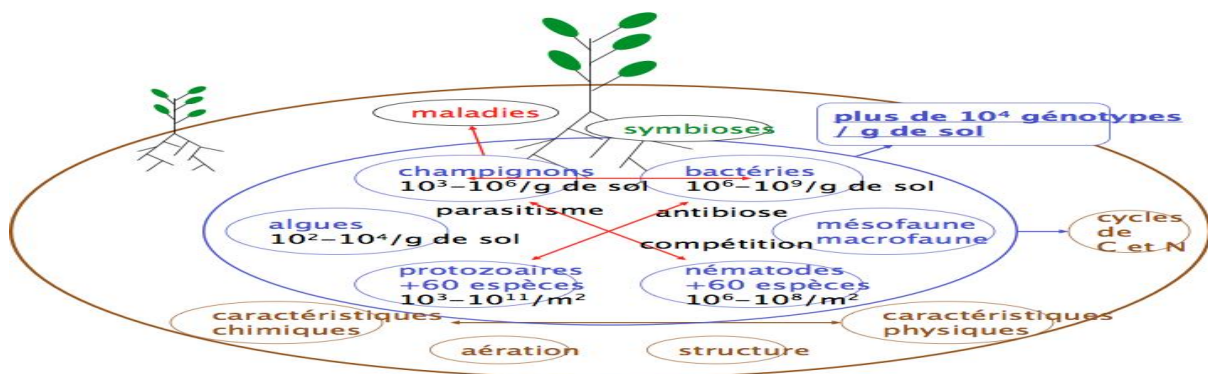


Fig11 : La biomasse microbienne

III-2.Biomasse végétale

Le système racinaire des plantes est un constituant important des organismes vivant dans le sol. Il comprend plusieurs parties, caractérisées par le diamètre et le niveau de ramification. La longueur et la forme des racines dépendent de facteurs génétiques des plantes et des contraintes du milieu. Ce sont les racines les plus petites, ou radicelles, qui permettent la nutrition des plantes. Elles absorbent l'eau et les éléments minéraux, elles sécrètent des substances organiques plus ou moins complexes.

III-3.Biomasse animal

Egalement nommée faune du sol, la biomasse animale peut être divisée en quatre catégories selon la taille des organismes : micro-, méso-, macro- et mégafaune. Les effets de la faune du sol sont mécaniques : macro-brassage, micro- brassage, formation de galeries, fragmentation de la matière organique fraîche, mélange intime entre la matière organique et les minéraux du sol, formation d'agrégats. Ces activités sont indispensables au développement des qualités agronomiques d'un sol.

L'importance de l'intervention des microorganismes dans le cas de carbone (C), d'azote(N), de soufre(S), elle est capitale, puisque l'absence, voire l'inactivité des microorganismes, entraînerait un arrêt de l'approvisionnement naturel des sols en azote et un blocage du turnover de C, N, S se traduisant par l'accumulation de ces éléments sous forme organique inutilisable par les végétaux.

Les bactéries jouent un rôle dans toutes les transformations de la matière organique, dont la minéralisation. Elles synthétisent des polysaccharides très résistants à la dégradation qui forment une part importante de la matière organique humifiée (l'humus).

Dans le cas des autres éléments, tels que le phosphore (P), l'intervention microbienne est beaucoup plus discrète, les transformations microbiennes peuvent contribuer à l'enrichir ou à l'appauvrir.

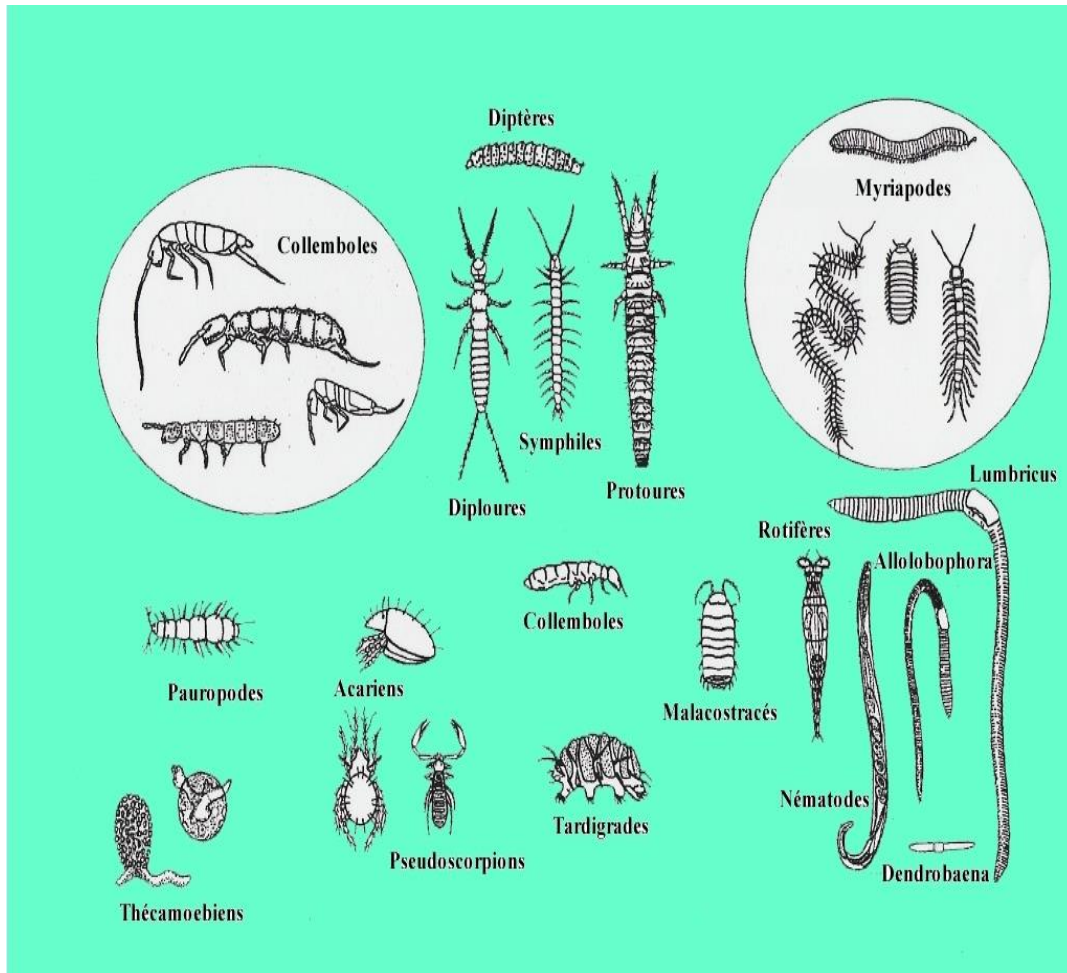


Fig12 :Biomasse animal

IV-Transformation d'origine microbienne

L'importance de l'intervention des microorganismes dans le cas de carbone (C), d'azote(N), de soufre(S), elle est capitale, puisque l'absence, voire l'inactivité des microorganismes, entraînerait un arrêt de l'approvisionnement naturel des sols en azote et un blocage du turnover de C, N, S se traduisant par l'accumulation de ces éléments sous forme organique inutilisable par les végétaux.

Les bactéries jouent un rôle dans toutes les transformations de la matière organique, dont la minéralisation. Elles synthétisent des polysaccharides très résistants à la dégradation qui forment une part importante de la matière organique humifiée (l'humus).

Dans le cas des autres éléments, tels que le phosphore (P), l'intervention microbienne est beaucoup plus discrète, les transformations microbiennes peuvent contribuer à l'enrichir ou à l'appauvrir.

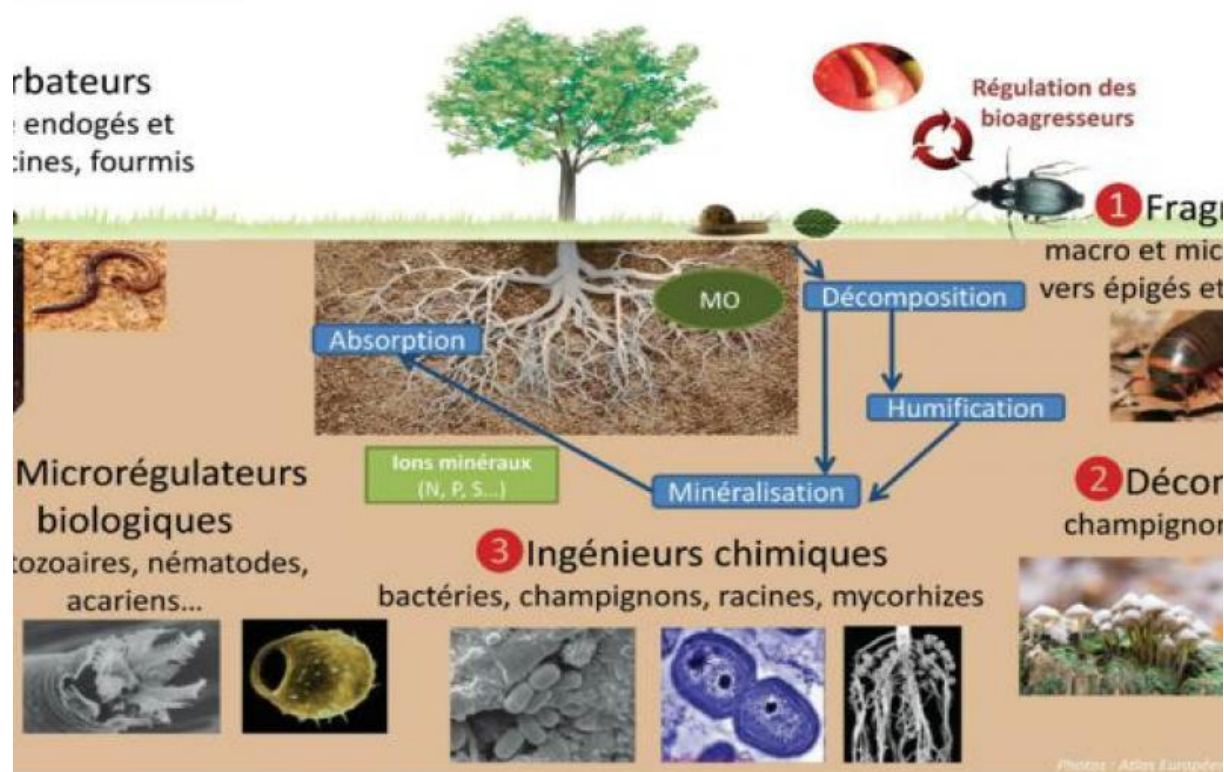


Fig13 :Transformation d'origine microbienne

IV-1.Effet de la rhizosphère

Définition: La rhizosphère est la région du sol située sous les racines des plantes et soumise à leur influence directe. 10% à 40% des composés photosynthésés (à partir du CO₂ et de l'eau) par les plantes sont relargués dans la rhizosphère, soit sous forme de substances libérées directement par les racines (acides organiques, sucres) : c'est l'exsudation racinaire, soit sous forme de tissus végétaux détachés de la plante par frottements mécaniques. Cette « rhizo-déposition » est favorable à la multiplication des micro-organismes (bactéries, champignons microscopiques).

Les effets: La rhizosphère a un effet protecteur sur le sol, comme elle est aussi l'habitat de nombreux micro-organismes, et d'invertébrés tels que les vers de terre. Elle joue un rôle important dans la résistance des sols à l'érosion, au gel, aux incendies, aux inondations, etc.

C'est dans la rhizosphère que par le biais des racines, le végétal s'ancre dans le sol, y puise les ressources minérales (cations, anions) et l'eau qu'il utilise pour sa croissance et sa régulation thermique par le processus d'évapotranspiration.

C'est un lieu d'intenses échanges entre le végétal et le substrat minéral

Chapitre IV

Les principaux types de sols

Nous allons étudier quelques profils regroupés en fonction de leur affinités morpho- analytiques et aussi géographiques.

1- Sols peu évolués

Le caractère commun de cette classe, à profil AC, est le faible degré d'altération. La matière organique est peu abondante, le profil reste peu coloré (peu de fer libre), il ne se forme pas de complexe organominéraux permettant l'élaboration d'une structure et caractérisant une pédogenèse déterminée. Cette classification est hétérogène sur le plan écologique, car elle regroupe soit des profils jeunes, de climat humide, soit des sols dont l'évolution est empêchée par un facteur climatique.

1. 1- sols désertiques et subdésertiques

Ils sont pratiquement dépourvus de matière organique. si l'altération chimique est inexistante, la désagrégation mécanique liée aux fortes variations de température diurnes, peut être très importante.

En raison de l'absence de structures, les particules sont entraînées et triées par le vent, donnant naissance soit à des **reg** (structure caillouteuse), soit à des **erg** (structure sableuse) soit à des **takyr** (argiles à fentes polygonales).

En lisières des déserts, lors des rares pluies, des cycles de végétation très courts, qui forment une petite quantité

1. 2- Sols peu évolués sur matériaux récents.

Il s'agit de stades initiaux, concernant les sols de climats plus humides ou plus chauds, dont l'évolution vers un sol brun ou podzolique est empêchée par les phénomènes d'érosion ou d'apport.

1. 2. 1- Sols d'érosion.

Il s'agit de sols pauvres en matière organique, caractéristiques des pentes où le rajeunissement par l'érosion intervient de façon intense. La roche mère apparaît immédiatement en dessous. On se trouve en présence d'un **lithosol** sur roche dure, ou d'un **régosol** sur roche tendre.

1. 2. 2. Sols d'apport.

Il s'agit des sols **alluviaux** et **colluviaux**. Les sols alluviaux constituent les dépôts récents des vallées où ils occupent le lit majeur, très souvent inondé, des rivières. Ils sont caractérisés par une nappe phréatique soumise à de fortes oscillations saisonnières. Les sols colluviaux caractérisent les bas des pentes et sont constitués d'un matériel d'apport provenant des hauts de pentes ; ils sont le plus souvent dépourvus de nappe.

Les deux groupes présentent des caractères en commun : absence de structure, texture hétérogène, grande porosité, bonne aération superficielle et absence de différenciation du profil.

En dehors de leurs propriétés physiques et de leur régime hydrique très spécial, ces deux groupes offrent souvent l'exemple d'une évolution particulière du profil, concernant soit la composante organique (humification, soit la composante minérale (altération), soit même les

deux à la fois : d'où l'existence de nombreux intergrades faisant transition vers d'autres

classes : sols calcimagnésiques, brunifiés, hydromorphes, vertiques, isohumiques .



**Fig13 :Sols désertiques et
subdésertiques**

2.Sols a altération biochimique dominante

Il s'agit de sols à cycle court, qui caractérisent surtout les stations bien drainées des zones tempérées et froides. La matière organique joue un rôle important dans la pédogenèse par l'intermédiaire des complexes organo-minéraux auxquels elles donnent naissance.

2. 1- Sols humifères désaturés

Les sols de cette classe sont caractérisés par un profil de type AC (voire A(B)C mais (B) reste peu développé). Ils sont en général très humifères et colorés plus ou moins fortement par la matière organique. Ils sont formés sur matériaux non calcaires et caractéristiques de climats presque, constamment humide, côtiers ou montagnards. . Le rôle dominant peut être exercé tantôt par l'hydroxyde de fer (*ranker cryptopodzoliques*) tantôt au contraire par l'hydroxyde d'aluminium (*andosols*)

2. 1. 1- Ranker

Les rankers proprement dit sont des sols comportant un seul horizon de matière organique peu transformée reposant sur une dalle de roche dure.

2. 1. 2- Andosol

Le profil est d'apparence AC, mais à la différence des rankers, un horizon (B) peu épais, coloré par le fer, peut se former dans certains types de roches consolidée .

2. 2- Sols calcimagnésiques

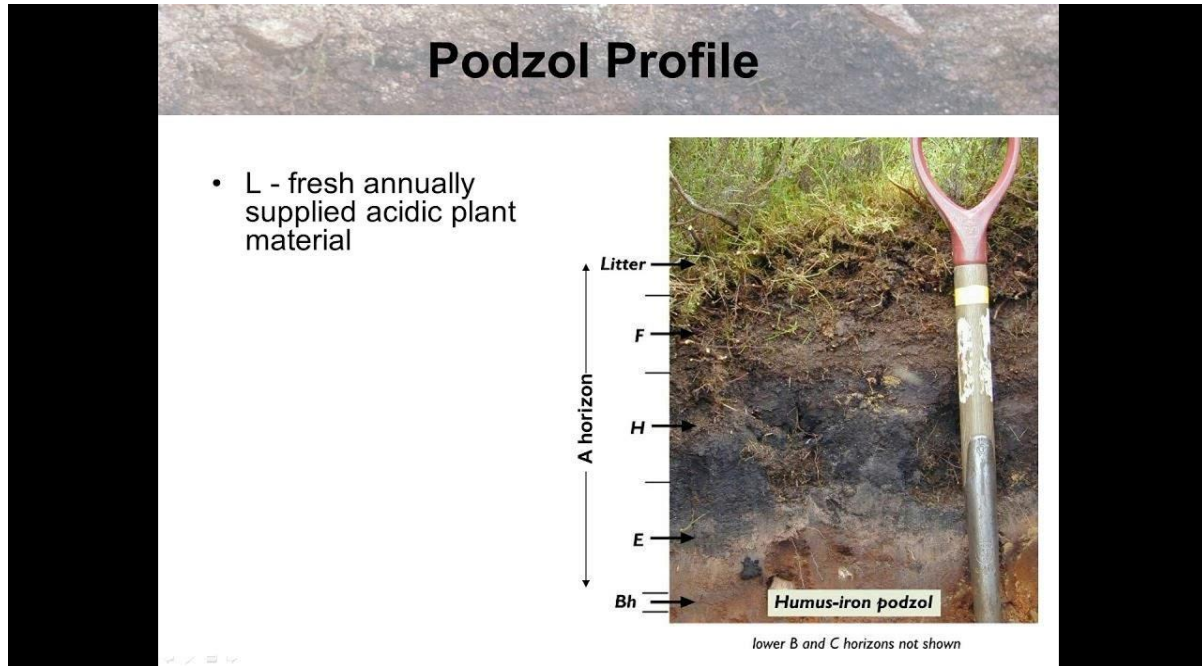
Ce sont des sols « carbonatés » dont les principales propriétés sont dus à la présence du calcaire actif.Ce sont donc des sols qui restent saturés en Ca^{2+} et / ou Mg^{2+}

2. 3- Sols brunifiés

La brunification est un processus de pédogenèse de type « climatique », qui caractérise les régions à climat tempéré atlantique ou semi-continentale dont la végétation naturelle est une forêt feuillue ou une forêt mixte résineux-feuillus, dans la basse montagne. L'humus est un mull modérément acide.

2. 4- Sols podzolisés

Le podzol ou « sol cendreux » à été défini à la fin du siècle dernier par l'école russe de Dokuchaev, comme un sol « zonal » caractéristique de la zone boréale de la taïga (forêt résineuse). Le profil est caractérisé par la succession de trois horizons très contrastés par la couleur, leur morphologie et leur propriétés .



2- Sols à pédoclimat contrasté

Les forts contrastes saisonniers, provoquant une alternance de saturation par l'eau et de dessiccation complète des profils, exercent une influence considérable sur la pédogenèse ce qui à une triple conséquence : 1- la néoformation d'argiles gonflantes; 2- la minéralisation des fractions organiques est accélérée; 3- décarbonatation des horizons humifères accompagnée d'une précipitation des carbonates.

3. 1- Sols mélanisés ou isohumiques

L'évolution des sols isohumiques est conditionnée par les facteurs bioclimatiques généraux (climat et végétation). Les types de sols les plus représentatifs sont les **chernozems** et les **sols châtaîns**.

3. 2- Vertisols

Ils diffèrent des chernozems par leur teneur en argiles gonflantes ou semi-gonflantes (montmorillonites), soit néoformées, soit héritées, beaucoup plus élevée (40 à 70 %), alors qu'au contraire la fraction organique, réduite à la fraction stabilisée par maturation, est moins importante (1 à 2 %). De ce fait, la structure est plus grossière.

3- Sols à altération géochimique dominante

Les sols formés sous climat chaud (subtropical, tropical, équatorial) présentent un certain nombre de caractères en commun : l'altération des minéraux est plus poussée qu'en climat tempéré et a une profondeur plus grande. Inversement, la matière organique reste superficielle et, sauf exception, subit une biodégradation rapide. Dans ces conditions, l'altération dite géochimique est une hydrolyse neutre ou peu acide, qui conduit à une concentration des oxydes libérés, plus élevée que celle qui caractérise

les sols tempérés : il s'agit essentiellement d'oxydes de fer et d'aluminium.

Ces sols caractérisent les régions à climat suffisamment humide pour permettre le développement de formations ligneuses sur matériaux d'origine très variée, à condition qu'ils soient assez drainés.

4. 1- Sols fersiallitiques

Ce sont des sols subtropicaux ou tropicaux. La température moyenne est supérieure à 13°C; la pluviosité est assez élevée (500 mm à plus de 1 m).

des sols ferrugineux sur les matériaux les plus basiques. On distingue trois sous-classes :

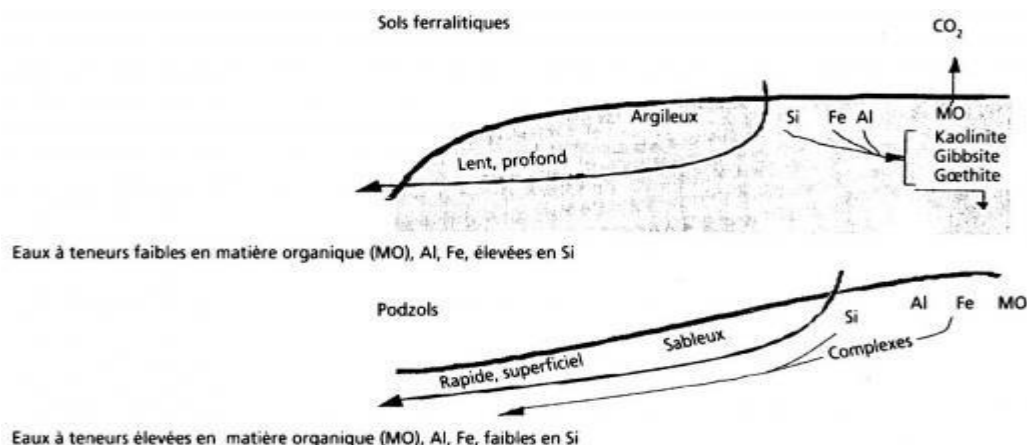
1. sols fersiallitiques modaux rubéfiés, 2. sols bruns fersiallitiques, 3. sols fersiallitiques appauvris et acidifiés en surface formant transition vers les sols ferrugineux.

4 . 2- Sols ferrugineux

Ils représentent une phase d'évolution intermédiaire entre celles des sols fersiallitiques et celle des sols ferralitiques.

4. 3- Sols ferralitiques (Ferrasol)

Ils représentent la phase terminale de l'évolution des sols de la région équatoriale humide, sans saison sèche, caractérisée par la forêt dense sempervirente, sur matériaux d'origine de toute nature, à drainage suffisant. L'altération des minéraux primaires (sauf le quartz) est pratiquement totale : les argiles sont toutes néoformées et de type kaolinite. Les oxydes libres bien cristallisés sont abondants : gibbsite, hématite et/ou goethite colorent le sol en ocre ou rouge.



4- Sols liés aux conditions physico-chimiques de station

Il s'agit de deux classes dont l'évolution, très particulière, est étroitement liée aux conditions physico-chimiques de station : 1- milieu rendu réducteur par excès d'eau (hydromorphie); 2- présence d'ions Na⁺ provenant d'une nappe salée ou d'altération en quantité importante dans le profil (salinisation et sodisation). Les conditions physico-chimiques de la station agissent directement sur la fraction minérale. Le caractère « stationnel » de ces deux classes n'exclut pas certains impératifs climatiques;

les sols hydromorphes sont pratiquement absents des zones à climat aride alors qu'à l'inverse, les sols salsodiques tendent à se localiser de manière presque exclusive dans ces zones.

5. 1- Sols hydromorphes

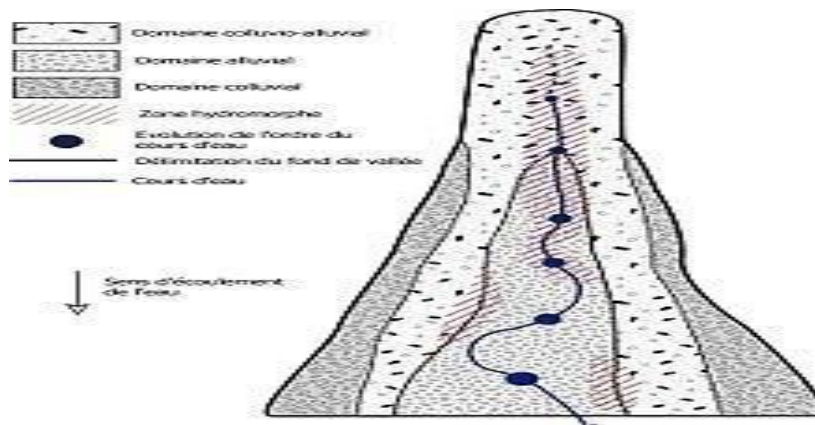
Ils sont caractérisés par des phénomènes de réduction ou ségrégation locale de fer liés à une saturation temporaire ou permanente par l'eau provoquant un déficit en oxygène.

5. 1. 1- Pseudogley

La nappe perchée stagnante n'existe que pendant les mois humides et froids et disparaît en été. La formation de cette nappe exige une forte diminution de la porosité du sommet du profil vers sa base.

5. 1. 2- Gley (gleysols)

La nappe phréatique permanente conditionne la formation des gley. Elle dépend de la station plus encore que la nappe phréatique perchée des pseudogley.



5 . 2- Sols salsodiques

La formation de ces sols est en relation étroite avec la présence de l'ion Na⁺ sous l'une ou l'autre de ses formes. Elle nécessite donc la réalisation de deux conditions : 1. une condition de station (existence d'une source locale de sodium) 2. une condition climatique permettant la conservation de l'ion Na⁺ dans le profil.

Tableau 2 : les différents sol dans les zones aride et humide

aride					humide
boréal froid	sierozem	châtain	chernozem	gris forestier	potzol
boréal de transition	sodique				potzoliques
tempéré			brunizem		bruns forestiers
sub tropical	sodique	marron	fersia-lithique		ultisol
tropical	gris sub-désertique	isohumique tropical	ferrugineux tropical	ferrisol	ferra-lithique

6 -Cartographie des sols et des stations

La cartographie des sols a pour objectif de définir les unités sol d'une région déterminée et de préciser leur extension géographique. C'est une opération de synthèse qui vise à replacer chaque unité sol dans le paysage, à mettre en relief les relations qui existent entre chaque type de sol et son milieu et enfin à montrer les interactions qui peuvent apparaître entre sols voisins.

A ce titre la cartographie des sols est un préalable indispensable à la recherche. C'est aussi la base obligatoire de tout plan d'aménagement quelle que soit son échelle et de toute mise en valeur du sol quelle que soit son orientation. Elle permet de dresser l'inventaire des sols d'une région ou d'un domaine, de les classer en fonction de leur aptitude, de dessiner les grandes lignes de leur utilisation et enfin de prévoir les mesures de conservation qui s'imposent.

La cartographie des sols dont l'objectif a été longtemps scientifique et économique a désormais de nouveaux buts : l'écologie et l'équilibre du paysage.

7- Classification des sols

Il existe plusieurs type de classification des sols : les classifications hiérarchisées, les référentiels et la classification référentiel FAO-UNESCO. La plupart utilisent, comme notion de base, celle du profil composé d'une succession d'horizons. Il importe donc de définir et de désigner ces horizons.

On utilise les trois lettres majuscules A, B et C pour désigner les horizons fondamentaux des profils ayant évolué en station drainée. Certains, signes, chiffres ou lettres apposés en indice, désignent soit des caractères particuliers, soit des subdivisions de ces horizons principaux.

Pour les profils les plus évolués, il y a également transfert de matière : les horizons A sont appauvris et les horizons B sont enrichis en certains éléments. Cela conduit à subdiviser d'une part A en Ao, horizon organique A1 ou Ah, horizon organo-minéral, A2 ou Ae (e = éluvial) appauvri de couleur claire et d'autre part à distinguer deux formes d'horizons B, les uns montrant seulement une altération ou une structure particulières, désignés par (B) ou Bw (w = weathered, altéré), les autres enrichis par illuviation, désignés par B accompagné d'une minuscule indiquant la nature de l'illuviation (t : argile, h : humus, s : sesquioxides).

principaux horizons Signification

A : horizon de surface contenant de la matière organique, souvent appauvri.

(B) B " structural " ou d'altération différent d'une part de la roche mère par son degré d'altération plus fort (présence de Fe₂O₃ libre), d'autre part de l'horizon de surface A par sa structure différente (= Bw).

B : horizon enrichi par illuviation en éléments fins ou amorphes : argiles, oxydes de fer et d'aluminium, parfois humus.

C : matériau originel au dépens duquel sont formés A et (B) ou B.

H : horizon organique tourbeux.

G : horizon de couleur gris verdâtre, riche en fer ferreux, à taches rouille, se formant au sein ou à la limite supérieure d'une nappe.

R : roche dure sous-jacente.

les subdivisions des horizons principaux

Aoo (ou L) litière, débris végétaux identifiables.

Ao (ou O) horizon organique à structure originelle modifiée ou détruite (plus de 30 % de matière organique).

Cours pédologie 2ème LMD

A1 (ou Ah) horizon mixte contenant en mélange de la matière organique (moins de 30 %) et de la matière minérale).

Ap horizon humifère labouré, homogénéisé, à la limite inférieure nette.

A2 (ou Ae, E) horizon pauvre en matière organique, souvent lessivé en argile et en oxyhydroxydes,

couleur claire (horizon éluvial).

A/B horizon de transition entre l'horizon illuvial marquant un début d'accumulation des éléments fins ou amorphes.

Bw équivalent de (B) (w = weathering, altération)

Bt accumulation d'argile (t = ton, argile en allemand)

Bh accumulation humique.

Bs (ou Bfe) accumulation dominante de oxyhydroxydes.

Bb horizon placique : bande aliotique sinueuse.

Bo horizon oxydique riche en oxydes métallique.

Go Gley oxydé à taches et concrétions.

Gr Gley réduit, gris verdâtre à fer ferreux dominant.

Certaines lettres peuvent s'appliquer à des horizons principaux différents, A B ou C :

g pseudogley, à hydromorphie temporaire, bariolage de taches grises, blanches et rouilles, parfois de concrétions noires.

ca ou k horizon enrichi en carbonate de calcium (horizon calcique).

y horizon gypsique (accumulation de sulfate de calcium).

sa horizon enrichi en sels.

x fragipan (horizon dont la formation est lié à une glaciation).

m horizon cimenté ou induré.

