

INSTITUT NATIONAL SUPERIEUR DES SCIENCES AGRONOMIQUES ET DES TECHNOLOGIES AGROALIMENTAIRES DE LAÏ

COURS : AGRO-PEDOLOGIE

NIVEAU : Licence II

TABLE DES MATIÈRES

Chap. I - GENERALITES

I - INTRODUCTION

II - QUELQUES CONCEPTS PEDOLOGIQUES.

1- Processus de formation du sol.

2- Définitions.

Chap. II. LES CONSTITUANTS DU SOL

1- La fraction minérale du sol.

1. 1- Composition granulométrique.

1. 2- La texture.

1. 3- Les sables.

1. 4- Les limons.

1. 5- Les argiles.

1. 6- Les carbonates.

1. 7- Les oxyhydroxydes.

1. 7. 1- Oxyhydroxydes de fer.

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

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

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

1. 7. 2- Oxyhydroxydes d'aluminium.

1. 8- Sulfates et chlorures.

2- La matière organique.

2. 1- L'humus, colloïde organique.

2. 2- L'humine.

2. 3- Le résidu.

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

2. 5- Les complexes.

2. 5. 1- Complexes chimiques.

2. 5. 2- Complexes absorbants.

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

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

Chap. III- ORGANISATION ET PROPRIETES GLOBALES DU SOL

1- PROPRIETES PHYSIQUES ET ORGANISATION DU SOL.

- 1- Couleur du sol.
- 2- Organisation des particules.
 - 2. 1- Structure.
 - 2. 1. 2- Origine des structures.
 - 2. 1. 3- Classification des structures.
 - 2. 2- Conséquence de l'agencement des agrégats : la porosité.
- 3- Consistance.
- 4- L'eau du sol.
 - 4. 1- Généralités.
 - 4. 2- Les états de l'eau du sol.
 - 4. 2. 1- Eau de gravité.
 - 4. 2. 2- Eau capillaire.
 - 4. 2. 3 - Eau hygroscopique.
 - 4. 3- Les mouvements de l'eau du sol.
 - 4. 3. 1- Mouvements descendants et latéraux.
 - 4. 3. 2- Mouvements verticaux ascendants.
- 5- Les gaz du sol.

II- PROPRIETES PHYSICO-CHIMIQUES ET CHIMIQUES DU SOL.

- 1- Le complexe absorbant.
- 2- Le ph du sol.
- 3- Le potentiel d'oxydo-réduction.
 - 3. 1- Facteurs influençant le Eh.
 - 3. 2- Influence de l'aération et du niveau d'oxydo-réduction sur l'évolution des sols.

Chap. IV - PEDOGENESE ET CLASSIFICATION DES SOLS

I- EVOLUTION DES SOLS : FACTEURS ET PROCESSUS.

- 1- Définitions : cycle d'évolution.
 - 1. 1- Evolution progressive.
 - 1. 2- Evolution régressive et dégradation.
- 2- Facteur temps : cycles courts et cycles lents.
- 3- Facteurs écologiques et pédogenèse.
 - 3. 1- Les facteurs bioclimatiques généraux
 - 3. 2- Les facteurs de station.
 - 3. 2. 1- Matériau d'origine.
 - 3. 2. 2- Géomorphologie et relief.
 - 3. 3- Facteur humain.
- 4- Les processus fondamentaux liés à la pédogenèse.
 - 4. 1- Processus liés à l'humification.
 - 4. 1. 1- Carbonatation.
 - 4. 1. 2- Brunification.
 - 4. 1. 3- Lessivage.
 - 4. 1. 4- Podzolisation.

4. 2- Processus conditionnés par de forts contrastes saisonniers.

4. 2. 1- Mélanisation.

4. 2. 2- Calcification (encroûtement).

4. 3- Processus à base d'altération géochimique prolongée.

1- Fersiallisation.

2- Ferrugination.

3- Ferrallitisation.

1. 4- Processus liés aux conditions physico-chimiques de la station.

1- Hydromorphie.

2- Salinisation.

II- CLASSIFICATION DES SOLS.

III- LES PRINCIPAUX TYPES DE SOLS

1- Sols peu évolués.

1. 1- sols désertiques et subdésertiques.

1. 2- Sols peu évolués sur matériaux récents.

1. 2. 1- Sols d'érosion.

1. 2. 2. Sols d'apport.

2- Sols à altération biochimique dominante.

2. 1- Sols humifères désaturés.

2. 1. 1- Ranker.

2. 1. 2- Andosol.

2. 2- Sols calcimagnésiques.

2. 3- Sols brunifiés.

2. 3. 1- Sols bruns : cambisols.

2. 3. 2- Sols lessivés.

2. 4- Sols podzolisés.

3- Sols à pédoclimat contrasté.

3. 1- Sols mélanisés ou isohumiques.

3. 1. 1- Sols mélanisés à complexe saturé.

3. 1. 2- Sols mélanisés brunifiés (brunizems).

3. 2- Vertisols.

4- Sols à altération géochimique dominante.

4. 1- Sols fersiallitiques.

4. 1. 1- Sols rouges fersiallitiques.

4. 2- Sols ferrugineux

4. 3- Sols ferrallitiques (Ferrasol).

5- Sols liés aux conditions physico-chimiques de station.

5. 1- Sols hydromorphes.

5. 2- Sols salsodiques.

III- CARTOGRAPHIE DES SOLS ET DES STATIONS.

Chap. 1 - GENERALITES

I-INTRODUCTION

La notion de sol est très ancienne. Mais ce n'est qu'en 1877 qu'un géologue russe, Dokouchaev, a eu l'occasion d'étudier des sols en Ukraine et de créer une science nouvelle : *la pédologie*.

Le sol est une couche ou un ensemble de couches d'épaisseur faible (quelques centimètres à quelques mètres) qui recouvre la plupart du temps les roches. Cette couche est en relation directe avec la vie végétale.

La conception du sol a constamment évolué. Actuellement, nos connaissances sur le sol constituent une science très complexe appelée science du sol. L'aspect le plus général de cette science est **la Pédologie**.

Tous les agriculteurs et les naturalistes savent qu'il existe différents types de sols. La couleur, les proportions des cailloux, le comportement après les pluies et la profondeur sont des caractères qui varient beaucoup, parfois à l'intérieur d'une même parcelle. Depuis un peu plus d'un siècle, de nombreux chercheurs ont appliqués différentes techniques pour étudier les sols. On sait maintenant que la matière du sol est constituée par des éléments minéraux, cristallins ou amorphes, et par des éléments organiques, vivants ou résiduels. Cette matière est constamment soumise à des variations d'état du fait des variations du climat et de l'atmosphère avec laquelle elle est en contact par sa partie supérieure. Le sol n'est donc pas un ensemble statique de corps matériels, c'est avant tout un complexe dynamique évoluant dans le temps.

II - QUELQUES CONCEPTS PÉDOLOGIQUES.

La formation du sol est due à une série de phénomènes lents et complexes désignés sous le nom d'altération.

1- Processus de formation du sol.

- 1er stade (fig.1). Considérons une surface de roche sur laquelle l'érosion vient de s'arrêter. Elle est soumise à l'action du climat. Les eaux de pluies qui tombent sur la roche ont dissous un peu de CO₂ de l'air et sont légèrement acides. En plus, elles contiennent quelques éléments azotés. Elles vont s'accumuler dans les fissures et les pores de la roche qu'elles vont attaquer. Dans le cas des calcaires, par exemple, elles vont provoquer l'altération des feldspaths. D'autres phénomènes vont se manifester en même temps : Le vent apporte des poussières et des débris de végétaux tandis que des spores de végétaux inférieurs ou des larves d'insectes pourront être déposés sur la roche en voie d'altération.

- 2ème stade (fig. 2). La surface ainsi décomposée et recouverte d'une mince couche de dépôts minéraux et organiques va être rapidement colonisée par des éléments vivants : bactéries, lichens et insectes. Ceux-ci vont attaquer plus profondément la roche et constituer ainsi une couche assez importante de débris orga-

niques qui permettra l'installation de végétaux supérieurs. Leurs racines vont sécréter des acides qui attaqueront la roche de surface pendant que l'altération des minéraux continue. La couche humique devient plus épaisse retenant de plus grandes quantités d'eau.

- 3 ème stade : formation des différents horizons du sol (fig. 3).

Nous pouvons déjà distinguer dans le sol en cours de formation les phases suivantes :

- * Matériaux ou phase minérale. Restes de la roche à partir de laquelle s'est formé le sol. (M)
- * Phase résiduelle ou partie supérieure du sol, constituée par des éléments organiques et d'autres minéraux de petite taille (sables et limons) ou même colloïdaux (argiles, carbonates etc.). (S)
- * Phase aqueuse. Elle peut exister soit dans le sol, soit dans les fissures de la roche. Cette eau provoque le déplacement des substances solubles (phase migratrice) qui se déposent à différents niveaux dans le sol pour donner des couches à constitution particulière. (H)
- * Phase vivante: partie vivante du sol correspondant aux végétaux et aux animaux. (B)

Ces différentes phases du sol se disposent les unes par rapport aux autres suivant des modalités bien déterminées qui sont fonction du climat, de la pesanteur, de la perméabilité de la roche, etc. Ces modalités varient au cours de l'année suivant les saisons. Cependant, chaque année le cycle varie assez peu de sorte que peu à peu s'individualisent dans le sol des couches à propriétés particulières et bien définies qui sont les horizons.

* 4 ème stade - sol développé.

Peu à peu, le volume de la phase résiduelle et de la matière organique s'accroît. L'altération de la phase minérale se poursuit; fragmentation des cailloux, mise en solution de la plupart des minéraux. Seuls l'alumine et les oxydes de titane ainsi que quelques minéraux lourds sont invariants.

Les produits solubles se recombinent en grande partie pour donner des édifices cristallins de type argiles. Mais les argiles peuvent aussi provenir de la transformation par dégradation d'autres minéraux.

La matière organique fraîche subit des évolutions très variables : très rapide et complète pour la matière animale (putréfaction), rapide pour une partie de la matière végétale et beaucoup plus lente pour une autre (humification).

Peu à peu, les conditions physico-chimiques du sol se différencient en couches horizontales. Elles déterminent soit le passage en solution ou pseudosolution soit la précipitation des composés des sols. Il y a donc des transferts à l'intérieur du sol qui se traduisent à la longue par la formation de constituants différents dans les diverses couches. Les horizons du sol sont donc à la fois des couches de matériaux différents et des zones dont l'ambiance physico-chimique est en même temps bien définie et différente de celle des autres horizons.

2- Définitions.

2. 1- Le sol.

Le sol est le résidu de l'altération, du remaniement et de l'organisation de la couche supérieure de la croûte terrestre sous l'action de la vie, de l'atmosphère et des échanges d'énergie qui s'y manifestent.

2. 2- 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.

2. 3- 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 définie par les américains en 1960.

2. 4- Le profil.

C'est une coupe verticale de sol allant depuis la surface jusqu'à la roche mère comprise. En pratique c'est l'une des faces latérales verticales d'un pédon. Ce sont les Russes qui, à la fin du siècle dernier, ont défini pour la première fois la notion du profil.

2. 5- L'horizon.

Les horizons sont des couches parallèles à la surface du sol, d'épaisseur variable et caractérisées par leur nature et par leurs relations. Un pédon peut être constitué par plusieurs horizons. L'organisation du sol se traduit à l'observation directe par la différenciation en horizons.

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.

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 qui composent la terre fine.

classes granulométriques	sables	limons	argiles
diamètre des grains	2 mm - 50 μ m	50 μ m - 2 μ m	< 2 μ m

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 au 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 physico-chimique du sol. En outre, et si ces conditions physico-chimiques se sont maintenues suffisamment longtemps, le type d'argile que l'on retrouve dans le sol traduit ces mêmes conditions.

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 Ca CO_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, etc.

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 (O²⁻ 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 périclites). 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 Fe₂O₃). 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 (α -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 structurales. 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 (γ -FeO.OH), plus rare, se rencontre particulièrement dans les sols hydromorphes où elle se forme par oxydation brutale de Fe^{2+} .

L'hématite (α -Fe₂O₃) 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 paracristallines 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 redox (Eh) du milieu ambiant (fig. 6). Le pH détermine les domaines d'apparition des formes ioniques ou hydroxylées insolubles. Le potentiel redox détermine quant à lui le domaine d'existence des ions ferriques (Fe^{3+}) ou ferreux (Fe^{2+}).

La présence de matière organique complexant 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 alumino-silicicuse (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 remontées 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 ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), 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 :

1- 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.

2- 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 formés 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 CO_2 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...

3- 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. Leurs 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.

4- 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; ce sont les acides fulviques de couleur brun-rougeâtre.

1- Les acides humiques gris. Ils forment l'humus le plus stable. Ils proviennent de synthèse microbienne active en sol riche en calcium et à partir de végétaux cellulotiques. 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 calcaire.

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 floculer 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, elles entraînent la dispersion de l'argile, parfois 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 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 il 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 définis: 6,5 pour Fe^{2+} , 5 pour Al^{3+} et 2,5 pour Fe^{3+} . À 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 complexant 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 toutefois difficile de savoir avec précision quelle 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 leur fonction est liée à 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 tels 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 types 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 continue, 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.

Chap. III- ORGANISATION ET PROPRIETES GLOBALES DU SOL

I- PROPRIETES PHYSIQUES ET ORGANISATION DU SOL.

Les constituants du sol ne sont pas répartis de manière aléatoire. Le sol est un milieu hétérogène qui comporte des gradients et des discontinuités. Il peut s'agir de particules élémentaires ou d'aggrégats de ces particules, ou de résidus du matériau originel, ou de matériaux transformés.

Suivant l'échelle et le niveau d'observation, les pédologues ont créé un certain nombre de concepts pour définir ces caractères d'organisation du sol.

1- Couleur du sol.

C'est l'indice le plus immédiatement visible des variations de composition du sol. C'est d'abord un reflet de la teneur en matière organique: le sol est d'autant plus foncé qu'il est plus riche en humus. Mais la couleur traduit aussi l'état du fer dans le sol : un sol rouge possède des oxydes de fer peu hydratés; amorphes, un sol jaune contient des oxydes de fer hydratés, mieux cristallisés. Malheureusement il n'y a pas de relations quantitatives entre la couleur et ce qu'elle révèle, par exemple il faut peu de fer pour colorer un sable et dans certains sols (vertisols) des quantités faibles de matière organique peuvent donner une coloration noire.

La couleur du sol est déterminée par référence avec un code de couleurs. Les pédologues utilisent pratiquement tous le code Munsell.

2- Organisation des particules.

2. 1- 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...

2. 1. 2- 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.

2. 1. 3- 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 arrondis 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).

2. 2- 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 pour-cent du volume total. Cette porosité totale qui varie selon le 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 $0.2\ \mu\text{m}$) et microporosité très fine (pores résiduels, retenant l'eau capillaire non absorbable, de taille inférieure à $0.2\ \mu\text{m}$).

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.

3- 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).

4- L'eau du sol.

4. 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 transferts verticaux ou latéraux de la phase liquide du sol.

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

4. 2- Les états de l'eau du sol.

4. 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.

4. 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 μm (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.

4.2.3 - Eau hygroscopique.

C'est l'eau adsorbée par le sol aux 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, Schoffield a proposé d'utiliser la notion de pF, c'est à dire l'expression logarithmique du potentiel capillaire: $pF = \log_{10} \Psi$

4.3 - 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).

4.3.1 - 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. À 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.).

4.3.2 - 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.

5 - 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 / 10 000 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.

II- PROPRIETES PHYSICO-CHIMIQUES ET CHIMIQUES DU SOL.

Il

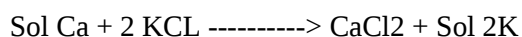
s'agit essentiellement de propriétés colloïdales et électro-ioniques, concernant à la fois les fractions minérales et organiques du sol. Parmi ces propriétés, les principales sont : 1 les phénomènes d'échange des cations et des anions, 2 l'acidité, 3 le potentiel redox.

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.

Les ions échangeables du complexe absorbant sont en équilibre avec les solutions du sol : toute modification de la composition de la solution du sol provoque un changement de cet équilibre par « échange » : certains ions du complexe passent en solution (désorption) et sont remplacés par d'autres ions, qui étaient auparavant en solution (adsorption).

Exemple d'un phénomène d'échange : apport d'un engrais potassique dans un sol à complexe saturé d'ion Ca^{2+} :



K remplace Ca dans le complexe, alors que Ca passe en solution.

L'ensemble des charges négatives du sol correspond à la capacité d'échange cationique du sol ou CEC. Cette dernière est due en ordre principal aux argiles minéralogiques et aux composés humiques. La CEC des sols dépend de la texture, de la teneur en matière organique et de la composition minéralogique du sol.

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. On distingue habituellement :

- L'acidité actuelle qui exprime la concentration en H^+ actuellement dissociée dans la solution du sol.
- L'acidité d'échange, ou acidité de réserve, qui prend en considération non seulement les protons dissociés dans la solution du sol, mais aussi ceux qui sont adsorbés sur le complexe d'échange. Le cation alumineux Al^{3+} , source d'acidité lorsqu'il évolue vers des formes hydroxylées solubles, fait également partie de l'acidité d'échange. L'aluminium cationique ne se rencontre que dans les sols à $\text{pH} < 5$. C'est un élément toxique pour les végétaux et sa détermination dans les sols acide est donc indispensable.
- L'acidité totale ou potentielle qui correspond à l'ensemble des protons titrables par une base forte (NaOH 0,1 N par exemple).

3- 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'oxy-

ation 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+}	$\text{Fe}^{3+} + e$

3. 1- Facteurs influençant le Eh.

Le Eh varie, pour l'ensemble des sols terrestres, entre 900 mV (conditions oxydantes) et -300 mV (conditions très réductrices). Il dépend de plusieurs facteurs :

- Concentration et humidité. Concentration - le potentiel d'oxydo-réduction d'un système dépend à la fois de la concentration globale de l'élément actif (ex le Eh augmente quand [Fer] augmente) et du rapport des éléments (ex si $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} = 100$, Eh = 890 mV et si $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} = 1/10$, Eh = 650 mV).

Humidité - Les variations d'humidité du sol créent des variations de concentration en éléments du système redox mais surtout, provoquent une réorganisation de la microflore du sol qui aboutit à des niveaux de Eh très différents.

Ph - L'addition d'ions H^+ dans un système redox abaisse le Eh du système.

Présence de substances organiques - L'introduction de matières organiques dans le système sol abaisse le potentiel redox.

Rôle de la microflore - De nombreux chercheurs ont montré l'importance de la microflore dans le processus d'oxydo-réduction en conditions aérobies ou anaérobies. Si le sol est hydromorphe et qu'il renferme des substrats métabolisables, la microflore consomme d'abord l'oxygène du sol puis réduit Mn^{3+} en Mn^{2+} , puis Fe^{3+} en Fe^{2+} , le Eh s'abaisse et ceci d'autant plus rapidement qu'il y a plus de substances carbonées énergétiques dans le milieu.

3. 2- Influence de l'aération et du niveau d'oxydo-réduction sur l'évolution des sols.

L'état d'aération et le niveau d'oxydo-réduction règlent un grand nombre d'équilibres physico-chimiques et biochimiques de grande importance dans le sol.

Pédogenèse des milieux riches en oxygène. - Le Eh est élevé, l'oxygène est fourni aux organismes en abondance, soit sous forme gazeuse, soit sous forme dissoute dans les eaux froides et renouvelées. La biodégradation de la matière organique est active : la tendance est à la brunification.

Pédogenèse en milieu déficient en oxygène : semi-anaérobiose. - Il s'agit soit d'hydromorphie temporaire (par les eaux stagnantes), soit d'une imbibition par l'eau de certains milieux spongieux. Si le milieu est en outre acide, l'activité biologique minéralisatrice devient faible ; les composés organiques solubles ont tendance à s'accumuler, en même temps le fer réduit au moins partiellement et susceptible de migrer dans le profil (podzols, pseudogleys acides).

Pédogenèse en milieu fortement réducteur. Il s'agit de l'hydromorphie provoquée par les eaux stagnantes formant des nappes permanentes, susceptibles de s'échauffer. Il s'installe alors une anaérobiose accentuée et presque constante. L'activité microbiologique est insuffisante, la matière organique fraîche insoluble et les composés organiques solubles s'accumulent dans l'humus en période hivernale, ce qui abaisse progressivement le Eh (cas des tourbes). Dans ces milieux très réducteurs, les sulfates étant réduits en sulfures, il s'accumulent des sulfures de fer noirâtres (gleys noirs).

Chap. IV - PEDOGENESE ET CLASSIFICATION DES SOLS

I - EVOLUTION DES SOLS : FACTEURS ET PROCESSUS.

1- Définitions : cycle d'évolution.

Lorsqu'une roche affleure, elle est progressivement colonisée par la végétation, herbacée d'abord puis arbustive et enfin forestière. En même temps le profil se développe, au début par formation d'un simple horizon humifère (profil AC), puis d'horizons minéraux de type (B) ou B. En fait, à chaque étape d'évolution de la végétation correspond une phase d'évolution du profil. Au bout d'un certain temps, un certain état d'équilibre stable est atteint. Chaque étape de cette évolution peut être considérée comme un écosystème. La succession d'écosystèmes ainsi observés aboutit à un écosystème stable appelé climax. Une telle évolution qui se rapproche du climax est dite progressive, alors qu'un retour en arrière, provoqué en général par l'érosion, est qualifiée d'évolution régressive.

1.1- Evolution progressive.

Le cycle d'évolution commence par la formation d'un horizon organique (profil AC), succède une phase de formation d'un horizon minéral d'altération (profil A(B) C). Lorsqu'intervient un processus de migration, l'horizon pouvant à son tour se subdiviser en un horizon éluvial A2 et un horizon illuvial B (profil A1A2BC).

1. 2- Evolution régressive et dégradation.

Lorsqu'une perturbation importante intervient dans l'écosystème climax, son équilibre est rompu. Il s'agit généralement de la destruction de la couverture végétale soit, par un phénomène naturel, soit par un phénomène anthropique. L'évolution peut être totale ou partielle. Lorsqu'elle est totale le sol est réduit à sa roche mère, il s'agit soit d'un lithosol (roche dure), soit d'un régosol (roche tendre). Si elle n'est que incomplète, elle a pour effet d'empêcher l'édification des horizons (B) d'altération, à formation lente. Seul apparaissent les horizons humifères (A1 ou A0) à formation plus rapide. Le profile jeune qui prend naissance est de type AC : ranker d'érosion sur roche silicatée acide, rendzine initiale sur roche calcaire.

2- Facteur temps : cycles courts et cycles lents.

Le temps nécessaire au déroulement complet d'un cycle d'évolution est très variable. Il oscille entre un millénaire environ, pour certains sols à développement rapide, à plus d'un million d'années pour ceux à évolution lente. On peut ainsi opposer les cycles courts aux cycles longs.

Lors des cycles courts l'orientation de la pédogenèse ne change pratiquement pas. Cependant, pour les cycles longs, les interférences avec des variations climatiques importantes sont susceptibles de modifier la pédogenèse. De ce fait, une distinction doit être faite entre les zones à climat tempéré ou froid et les zones à climat chaud.

3- Facteurs écologiques et pédogenèse.

A propos de l'altération et de l'humification, deux grands groupes de facteurs écologiques ont déjà été opposés : les facteurs bioclimatiques généraux et les facteurs de station. Cette distinction fondamentale se retrouve logiquement à propos de la pédogenèse d'ensemble, qui intègre les deux processus de base, altération et humification.

3. 1- Les facteurs bioclimatiques généraux sont représentés d'une part, par le climat général d'une région, d'autre part par la végétation qui lui est étroitement liée (formation végétale climatique : forêt résineuse boréale, forêt feuillue tempérée, steppe, forêt ombrophile équatoriale, etc.). Ces deux facteurs permettent de définir les grandes zones de végétation et de sol.

La convergence de l'humification sur matériaux différents est à l'origine d'une convergence de la pédogenèse, qui affecte la partie supérieur du profil, alors que les horizons inférieurs reflètent d'avantage les propriétés du matériau d'origine. L'ensemble des sols, formés sur des matériaux différents, sur une même végétation climatique et caractérisé par un même type d'humus est qualifié de sols analogues. Cependant, le paysage pédologique au sein d'une même zone est loin d'être uniforme : une divergence de la pédogenèse (par rapport à l'évolution climatique) liée à une modification locale de la végétation et de l'humus peut être due à l'action de l'homme par exemple.

Schéma de la répartition des sols en fonction des zones climatiques.

3. 2- Les facteurs de station.

Conditionnés par le relief, le matériau d'origine, le drainage local, variant en générale sur de courte distance. Ils modifient, parfois même inversent, l'orientation de la pédogenèse climatique.

En climat tempéré ou froid, ils peuvent agir de deux façons : 1° s'ils ne modifient pas de façon fondamentale le type d'humus zonal, ils sont à l'origine de sols analogues; 2° lorsque certains seuils écologiques sont dépassés, ils provoquent une évolution divergente de l'humification et de la pédogenèse, ce qui affecte l'ensemble du profil.

3. 2. 1- Matériau d'origine.

Les exemples étudiés seront pris dans la zone de climat tempéré à tendance atlantique. Le processus climatique qui caractérise cette zone est la brunification, accompagnée de la formation d'un mull mésotrophe, qui se généralise sur des matériaux très variés, à condition qu'ils contiennent suffisamment d'argiles et de fer libre actif (lié aux argiles). Ce processus peut être modifié, sous l'influence de la composition des matériaux, ou remplacé par un processus différent, si certains seuils sont dépassés (divergence de la pédogenèse).

- Modification de la pédogenèse. Il s'agit d'accélération ou de ralentissement du processus principal.
- La pédogenèse est lente sur les roches dures (ranker ou ranker brunifié) ou sur des roches tendres peu perméables et sujettes à l'érosion. Par contre, elle progresse rapidement sur les matériaux perméables et riches en minéraux argileux.
- Le lessivage de l'argile, processus qui se superpose à la brunification, est beaucoup plus marqué sur les roches sédimentaires meubles, suffisamment perméables, que sur les roches éruptives.
- Pédogenèse divergente induite par le matériau. En raison de la liaison intime qui existe entre humification et pédogenèse, on retrouve nécessairement ici les différents cas d'humifications particulières conditionnée par le matériau minéral.
- Matériau sableux, pauvre en minéraux altérables : en raison des faibles teneurs en argile et en fer libre, la brunification ne peut avoir lieu, c'est la podzolisation qui s'instaure.
- Matériau en calcaire actif : les conditions particulières de matériau ou de station empêchent le processus normal de décarbonatation. Le processus sera précisément décrit sous le nom de carbonatation (formation de rendzine).
- Matériau riche en argiles gonflantes ou semi-gonflantes : la brunification étant fortement ralentie, est souvent relayée par d'autres processus : appauvrissement (entraînement latéral des argiles en surface), forme particulière d'hydromorphie (pélosols, planosols).

3. 2. 2- Géomorphologie et relief.

Le relief, même modéré, exerce une action importante sur la pédogenèse par la modification du régime des eaux qu'il impose. Les sols varient de façon continue le long des pentes. En fait, la pédogenèse qui existe au sommet influence celle qui s'observe tout le long d'une pente : il existe un lien génétique entre les sols successifs d'une pente donnée (fig. x).

- Érosion globale. Elle provoque un rajeunissement des profils, par enlèvement des horizons à la partie supérieure des pentes avec dépôt à la partie inférieure (collusionnement).

- Entraînement mécanique des particules fines. Suivant son intensité, on a affaire, soit à une érosion sélective, ou appauvrissement par entraînement des particules parallèlement à la surface, soit au lessivage oblique, par entraînement progressif des argiles. Ce dernier mouvement étant d'avantage que le précédent, influencé par la gravité.

- Entraînement latéral de composés solubles, par exemple de sel de calcium, ce qui a pour effet d'abaisser le pH au sommet de la pente et de l'élever à la base.

3. 3- Facteur humain.

L'homme peut modifier l'évolution naturelle des sols, soit par action directe, telle que le défrichement et la mise en culture, soit indirectement. Cette dernière est plus progressive et s'exerce par l'intermédiaire de la végétation : la végétation primitive (climax) est détruite et remplacée par une végétation secondaire, qui modifie l'humus et la pédogenèse.

4- Les processus fondamentaux liés à la pédogenèse.

Les caractères qui sont à l'origine des processus pédogénétiques serviront de base à la classification des sols. Ainsi, on distingue quatre groupes.

4. 1- Processus liés à l'humification.

La matière organique forme avec certains éléments du complexe d'altération, des complexes organo-minéraux qui confèrent au sol ses propriétés essentielles. Cependant, on peut affirmer aussi que la matière organique est un élément moteur de la pédogenèse. Il s'agit ici de sols bien drainés, à cycle court, des zones tempérées ou froides qui ont subi une altération de type biochimique.

4. 1. 1- Carbonatation.

Ce processus est conditionné par la présence de calcaire actif dans le profil en relation étroite avec certaines conditions de station. Le calcaire actif bloque le processus de l'humification à un stade précoce et l'activité biologique est intense. Ceci aboutit à la formation d'un horizon A1 très développé qui peut prendre en milieu aéré et filtrant une teinte foncée (par maturation de certains acides humiques). L'altération lente et incomplète, dans ces milieux à pH élevés, n'aboutit pas à la formation d'horizon (B) visibles, sauf dans les profils de transition où les argiles sont le plus souvent héritées du matériau. Le calcaire actif est soumis à des phases saisonnières de dissolution et de précipitation. En climat humide et sous forêt, la dissolution l'emporte et peut provoquer un entraînement non négligeable des carbonates hors du profil. Cette décarbonatation est plus lente sous climat plus sec et sous pelouse : exceptionnellement une partie du calcium entraîné précipite à la base de A1 en formant un horizon calcique pulvérulent.

Le profil de rendzine, en climat humide, est donc par nature instable, sa permanence ne pouvant être assurée que par le renouvellement du stock de carbonates qui est étroitement lié à des facteurs de station.

4. 1. 2- Brunification.

Processus de pédogenèse de type climatique dans les zones à climat tempéré et dont la végétation naturelle (climax) est dominée par la forêt feuillue. Il s'observe sur tous matériaux, bien drainés, non calcaire, mais

libérant de l'argile et des oxydes de fer libres en quantité suffisante. Sur matériaux contenant des carbonates (marne par exemple), la phase de brunification suit celle de la carbonatation après élimination progressive de la totalité de CaCO_3 et aussi d'une partie du calcium échangeable. En même temps le stock de matière organique diminue, l'humus (de type mull) se localise dans les seuls horizons de surface. L'horizon (B), coloré par les oxydes de fer en brun, étroitement lié aux argiles, prend un développement croissant.

4. 1. 3- Lessivage.

C'est un processus d'entraînement mécanique par les eaux de gravité, de particules fines depuis les horizons supérieurs vers les horizons profonds. Les premiers qualifiés d'éluviaux, sont appauvris et partiellement décolorés. Les seconds, illuviaux, se retrouvent donc enrichis et de ce fait, plus colorés. Les horizons illuviaux ou Bt (ton = argile en allemand) sont appelés argiliques et ont une structure à base d'argillanes ocres, ou ferriargillanes. Ces derniers sont formés de couches microlitées d'argiles autour des unités structurales.

Le lessivage se superpose au processus de brunification sur certains matériaux, sédimentaires et meubles, contenant une quantité d'argiles qui s'ajoute à celle qui résulte de l'altération. Les conditions optimales de lessivage ont été définies en climat tempéré humide sur limons bien structurés et à humus de type mull. En fait, le lessivage n'est possible qu'en présence d'une faible concentration d'ions flocculants, Ca^{2+} ou Al^{3+} . Ces ions empêchent toute dispersion d'argile. Absent en milieu calcaire et en milieu très acide, le lessivage ne prend une réelle importance que dans les milieux d'acidité modérée ($5,5 < \text{pH} < 6,5$).

4. 1. 4- Podzolisation.

Ce processus apparaît sous l'influence d'un mor ou moder produisant des quantités massives de composés organiques solubles, ou pseudosolubles complexant qui migrent en profondeur sur les matériaux sableux (quartzeux, donc pauvres en argile et en fer libre). Ces composés organiques provoquent l'altération par complexolyse des minéraux argileux et entraînent, sous la forme de complexes mobiles, les ions Al^{3+} et Fe^{3+} libérés. La silice libérée migre à l'état soluble. L'horizon A2 dans lequel ne subsistent que les quarts fins, prend un aspect cendreux (podzol = sol cendreux en russe). Les éléments entraînés tant organiques que minéraux, précipitent et se polymérisent dans l'horizon B, sous la forme de composés amorphes (horizon dit spodique). Dans les profils les plus évolués existent deux horizons spodiques superposés, l'horizon Bh, riche en matière organique insolubilisée et de couleur foncée (AH surtout). L'horizon Bs (s = sesquioxydes) est de couleur rouille.

Processus physico-chimiques proches de la podzolisation : dans ces processus caractéristiques des montagnes humides, l'altération par complexolyse et acidolyse, aboutit à la formation de complexes organo-minéraux semblables à ceux qui caractérisent les podzols, mais leur mobilité est tantôt rapidement freinée (cryptopodzolisation), tantôt annulée dès l'origine par une immobilisation immédiate (andosolisation). Ceci en raison d'un rapport cation/anion beaucoup plus élevé que dans les podzols types.

4. 2- Processus conditionnés par de forts contrastes saisonniers.

Le profil est soumis à de forts alternances d'humectation et de dessiccation accentuées ce qui influence à la fois l'évolution de la matière organique et celle de la matière minérale. Cette dernière après maturation et stabilisation climatique, prend une couleur foncée. Les argiles de type 2/1 sont néoformées ou conservées.

Enfin, le complexe absorbant est généralement saturé, mais le calcaire est lixivié et une grande partie précipite à la base du profil donne naissance à un horizon calcitique.

4. 2. 1- Mélanisation.

Ce terme remplace l'ancien terme d'isohumisme qui faisait allusion à une incorporation profonde de la matière organique dans le profil. Elle est favorisée, d'une part l'effet rhizosphère, d'autre part, par la forte bioturbation. Le cycle biogéochimique actif maintient le profil saturé en Ca^{2+} ; mais il n'empêche pas une décarbonatation plus ou moins complète du profil, accompagné de la formation d'un horizon calcique, en profondeur, par reprécipitation de $\text{Ca}(\text{CO}_3\text{H})_2$ entraîné. En climat tempéré humide, le processus de mélanisation est limité à certains milieux riches en calcium et très filtrants : mélanisation calcique des rendzines noires et de certains sols alluviaux humifères.

4. 2. 2- Calcification (encroûtement).

Ce processus concerne la formation de croûtes calcaires plus ou moins durcis, qui caractérisent certains sols des régions arides ou semi-arides : sols châtaîns et sols marrons. Ce processus est de nature physico-chimique et il est étroitement lié aux alternances d'humectation et de dessiccation. Les phases d'humectation sont nécessaires à la mobilisation du calcaire, soit par dissolution (formation de bicarbonate), soit par formation de suspensions de particules fines (boues calcaires). Les phases de dessiccations favorisent la précipitation, puis la consolidation et enfin la cristallisation sous forme de calcite du calcaire mobilisé.

Le transport peut être orienté soit verticalement, soit le plus souvent, latéralement. Les bicarbonates dissous peuvent subir un mouvement ascensionnel au sein du profil et précipiter en surface par évaporation. Dans la majeure partie des cas, le calcaire s'accumule dans des bassins ou des dépressions à la suite d'un transport latéral.

4. 3- Processus à base d'altération géochimique prolongée.

Ce type d'altération, indépendant de la matière organique superficielle, est plus poussé que les précédents. Il s'attaque aux minéraux primaires les plus résistants. Il caractérise les milieux assez drainés pour permettre l'évacuation plus ou moins complète de la silice et des bases libérées. Les argiles néoformées l'emportent sur celles héritées ou transformées. Les oxydes libres, surtout ceux de fer, sont abondants et bien cristallisés, de sorte ils confèrent au profil une teinte vive (rouge ou ocre).

1- Fersiallisation.

Elle caractérise les zones à climat tropicaux et subtropicaux, à saison sèche marquée. L'altération des minéraux primaires est moins marquée. Les argiles de type 2/1 sont dominants et résultent partiellement de néoformations et partiellement d'héritage. L'individualisation d'oxydes et d'hydroxydes de fer, plus ou moins rubéfiés, est importante. Le complexe absorbant reste le plus souvent saturé par le calcium. Fréquemment le profil présente un horizon argilique (Bt).

2- Ferrugination.

L'altération est plus poussée encore, mais certains minéraux peuvent subsister. Les argiles 2/1 deviennent minoritaires par rapport aux argiles 1/1 néoformées (kaolinite). Les oxydes de fer peuvent être rubéfiés ou

non. Le taux de saturation est en général plus bas et fonction de l'humidité du climat et de l'importance de la saison sèche. Le lessivage est moins constant et moins bien caractérisé.

3- Ferrallitisation.

Elle caractérise les zones à climat chaud et humide (équatorial ou tropical humide). L'altération est rapide et pratiquement complète des minéraux primaires (sauf le quartz). Le profil atteint souvent plusieurs mètres. Les argiles entièrement néoformées sont constituées de kaolinite (dans des milieux très favorables à l'évacuation de la silice, c'est la gibbsite qui se forme). La formation habituelle d'agrégats kaolinite-hématite, extrêmement stables, empêche tout lessivage. Cependant, une modification de structure (tassement et saturation des horizons de surface par l'eau) aboutit à un changement d'état des oxydes de fer (réduction et formation de goethite ocre) qui déstabilise les agrégats de kaolinite et permet son entraînement partiel.

1. 4- Processus liés aux conditions physico-chimiques de la station.

L'abaissement du Eh, dans un milieu saturé en eau réductrice, la présence d'ion Na^+ en quantité anormale dans le milieu, sont deux facteurs de station qui orientent l'évolution du sol vers des conditions particulière : hydromorphie et salinisation.

1- Hydromorphie.

C'est un processus de réduction ou de ségrégation locale du fer libre, par une saturation permanente ou temporaire des pores par l'eau réductrice. En général, la nappe d'eau, soit temporaire perchée, soit profonde et permanente. Deux grands types se distinguent:

- **Hydromorphie temporaire de surface (pseudogley):** dans les horizons de surface, occupés par la nappe perchée pendant la période hivernale d'engorgement, interviennent une réduction et une mobilisation partielle du fer et du manganèse. En été, la disparition de la nappe engendre la précipitation localisée du fer (à l'état ferrique) et du manganèse sous forme de taches rouille ou de concrétions.

L'horizon profond, peu perméable dit "plancher" de la nappe (Bg), moins réducteur, reste coloré en ocre, mais il est traversé par un réseau vertical de veines blanches bordées de rouille, zone de circulation préférentielle des eaux acides et réductrices, issues de la nappe.

- **Hydromorphie profonde permanente (gley):** sous l'influence des nappes profondes très réductrices, le fer est en général à l'état ferreux, même en milieu neutre et il s'accumule à la base du profil sous la forme de carbonates ferreux ou de sels complexes de teinte verdâtre (horizon Gr). En milieu acide, il peut être mobilisé par écoulement latéral des nappes (gley blanc). Lorsque la nappe s'abaisse en été, une certaine remontée capillaire du fer ferreux intervient et précipite sous forme de taches rouille dans l'horizon intermédiaire Go.

2- Salinisation.

La salinisation est l'ensemble des mécanismes suivant lesquelles le sol s'enrichit en sels solubles et acquiert, à un degré plus ou moins fort, le caractère salé. Elle se réalise principalement les régions semi-arides et arides et dans les zones côtières dans lesquelles la teneur en argile est assez élevée et la perméabilité est faible ce qui réduit le lessivage.

L'ion sodium peut intervenir dans la pédogenèse, soit sous la forme saline (salinisation), soit sous forme échangeable (sodisation), soit les deux formes simultanément : la sodisation s'accompagne fréquemment d'une alcalination du profil.

II- CLASSIFICATION DES SOLS.

Il existe plusieurs types de classification des sols : les classifications hiérarchisées, les référentiels et la classification référentielle 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 A_o, horizon organique A₁ ou A_h, horizon organo-minéral, A₂ ou A_e (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 particulière, désignés par (B) ou B_w (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 : sesquioxydes).

Tableau des désignations internationales des principaux horizons.

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 Fe_2O_3 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.
Aoo (ou L)	litière, débris végétaux identifiables.
Ao (ou O)	horizon organique à structure originelle modifiée ou détruite (plus de 30 % de matière organique).
Al (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 liée à une glaciation).
m	horizon cimenté ou induré.

Tableaux des subdivisions des horizons principaux.

III- 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 organo-minéraux 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 (fig. x).

2- Sols à 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 humides, côtiers ou montagnards. Ils sont très rapidement appauvris en cations basiques par entraînement hors du profil à mesure que l'altération progresse. L'altération peut être en effet très poussée et libérer une grande abondance d'hydroxydes. Le rôle dominant peut être exercé tantôt par l'hydroxyde de fer (ranker cryptopodzoliques) tantôt au contraire par l'hydroxyde d'aluminium (andosols): ceci est évidemment lié à la composition et à la nature de la roche mère qui est pour les premiers, une roche silicatée (généralement cristalline) riche en minéraux altérables, et pour les seconds un matériau volcanique.

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. Les rankers cryptopodzoliques sont rattachés aux rankers par de nombreux auteurs malgré leur début d'évolution podzolique.

Le ranker cryptopodzolique manifeste une évolution non négligeable, tant en ce qui concerne le processus d'humification que celui de l'altération. Il caractérise les zones moins froides, où le climax général est forestier mais où les conditions climatiques locales (vent) interdisent le développement de la forêt qui est alors remplacée par une formation basse, lande ou pelouse.

Le profil type montre (fig. x), sous un A0A₁ (moder ou mor) d'humus peu transformé, un horizon A₁B épais (40 à 80 cm), où dominent les composés d'insolubilisation (AF, AH, humine) : il s'agit d'un horizon de type « spodique », peu caractérisé, souvent à caractère intergrade brunifié (teneur en MO d'environ 10 %), le profil est très fortement désaturé.

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 consolidées (fig. x) : même si cet horizon est peu distinct, la plus grande partie de l'horizon humifère, caractérisée par l'accumulation des complexes, doit être considéré

comme horizon mixte A_1B . Mais la quantité d'amorphes organo-minéraux est très supérieure à celles des rankers; par ailleurs, c'est ici l'alumine, non le fer, qui joue le rôle principal dans la formation des complexes.

2. 2- Sols calcimagnésiques.

Ce sont des sols « carbonatés » dont les principales propriétés sont dues à la présence du calcaire actif (cf. carbonatation chap. IV). Ce sont donc des sols qui restent saturés en Ca^{2+} et/ou Mg^{2+} . Le profil type est un profil A_1C (ou A_1R), très humifère de couleur foncée, riche en calcaire actif, appelé rendzine. En climat tempéré humide, la rendzine représente une phase initiale de l'évolution des sols brunifiés sur les calcaires contenant des silicates (fig. x). Les caractères de rendzines ne peuvent se conserver que lorsqu'un apport de carbonate de calcium compense les pertes. Lorsque le processus de recarbonatation n'est plus assuré, le profil se brunifie rapidement, en passant par des intergrades (sols calcimagnésiques brunifiés). En climat sec, et en milieu peu perméable, la conservation des rendzines est évidemment mieux assurée

Trois sous classes principales peuvent être distinguées (fig. x) : sols calcimagnésiques humifères à profil AC : rendzines; sols très humifères, à profil A_1C ou A_0A_1C (parfois $A_1(B)C$) : sols calcimagnésiques très humifères; sols peu humifères, à (B) développé sols calcimagnésiques brunifiés.

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. L'altération est de type hydrolyse acide. Le profil est de type $A(B)C$ ou ABC . L'humus A_1 est un mull généralement peu épais et peu coloré en climat atlantique, plus épais et plus humifère en climat semi-continental. L'horizon (B) ou B_1 est de couleur brune: cette couleur, assez terne, est surtout due à la forme du fer ferrique mal cristallisée, en fines pellicules autour des molécules d'argiles. L'étroite association argile-oxydes de fer au sein de l'horizon minéral (B) ou B_1 est une des caractéristiques essentielles des sols bruns. Signalons enfin que cet horizon (B) n'est jamais clair et que son pH et le taux de saturation en bases sont très variables suivant les types. La brunification est souvent liée au processus de lessivage: suivant l'importance relative des deux processus trois groupements de sols brunifiés se distingue: cambisols, luviosols et alisols.

2. 3. 1- Sols bruns : cambisols.

Ce sont des sols brunifiés caractérisés par l'absence de lessivage de l'argile et du fer libre. Le profil est donc de type $A_1(B)C$ (fig. x), l'horizon (B) d'altération coloré en brun par les oxydes de fer correspond à l'horizon cambique. L'horizon A_1 est un mull, à turnover rapide, peu épais à limite inférieure peu distincte. Le matériau minéral peut avoir toute origines, et toutes composition qu'elles soient favorable à la brunification, tout en s'opposant au lessivage.

Sur le plan chimique, on peut opposer deux types fondamentaux de sols bruns : - **le sol brun acide** (cambisol dystrique), à complexe désaturé, formé sur matériaux pauvres en bases ou très filtrant ; - **le sol brun eutrophe** (cambisol eutrique), à complexe saturé, au contraire sur matériau riche en bases et moins filtrant.

2. 3. 2- Sols lessivés.

Ils diffèrent des sols bruns proprement dits, par l'intervention d'un second processus, le lessivage, qui se superpose à la brunification (fig. x). L'horizon (B) se subdivise en deux horizons : l'horizon A2 de couleur plus claire, appauvri en argile et en fer, et un autre B, enrichi en ces mêmes éléments, de couleur plus vive, présentant des revêtements de type « argillanes » autour des unités structurales (horizon argillique). En climat tempéré humide, les sols lessivés se rencontrent surtout sur les roches sédimentaires meubles, riches en limons ; lorsqu'elles contiennent des calcaires, le lessivage survient aussitôt après la décarbonatation.

2. 4- Sols podzolisés.

Le podzol ou « sol cendré » a 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 (fig. x) - l'horizon A0 brun ou noir, de mor ou humus brut, - l'horizon A2, cendré et sans structure - l'horizon B, très coloré, d'accumulation de composés organiques et minéraux amorphes (hydroxydes d'alumines et de fer surtout) dénommé spodique par la classification américaine.

En fait, le podzol n'est pas seulement représenté dans la zone boréale, mais existe aussi dans les zones tempérées, spécialement celles à climats atlantique humide, toute fois, il est moins répandu et se localise dans des stations et sous une végétation particulière.

Le processus de podzolisation, caractérisée par la migration de complexes mobiles, ne peut prendre son plein développement que sur des matériaux très filtrants, ce qui est le cas général. Cependant, si un niveau moins perméable existe à une certaine profondeur, on se trouve en présence d'un groupe intergrade : le podzol à hydromorphie profonde (à pseudogley).

3- 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 a 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 entraînés en C (horizon Ca). Ces trois processus sont complétés par une pédoturbation profonde de l'horizon A, qui prend parfois l'allure d'un (B) structural (vertisol).

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**. Ils caractérisent la zone de la steppe à climat trop sec pour permettre le développement d'une végétation forestière. Ces sols ont été étudiés par Dokouchaev à la fin du siècle dernier. Les facteurs de station n'interviennent que localement pour modifier ou moduler une orientation générale du développement du profil, qui reste identique dans ses grandes lignes.

3. 1. 1- Sols mélanisés à complexe saturé (fig.).

Le profil type est celui d'un **chernozem humifère** (forêt - steppe) (fig.) : l'horizon A₁, homogénéisé par bioturbation sur près de 80 cm, contient 8 à 9 % de matière organique au sommet, 5 à 6 % à la base dont plus de 50% sont stabilisés par maturation. A₁ est entièrement décarbonaté présentant une structure en grumeaux irréguliers assurant une parfaite aération. Les argiles représentent 20 à 30% (illites et montmorillonites). La capacité d'échange est élevée et saturée en ions Ca²⁺ et Mg²⁺ (parfois un horizon (B) polyédrique peu épais se forme). L'horizon Cca est formé de loess peu altéré, avec précipitation de calcaire en traînées blanches dans les fissures (pseudomycélium).

3. 1. 2- Sols mélanisés brunifiés (brunizems).

Il s'agit d'une sous classe intergrade, qui caractérise les zones climatiques plus humides et moins froides que celle des chernozems. La formation végétale n'est plus la steppe, mais la prairie. Le profil n'est plus de type A₁C, mais A(B) C, voire ABtC lorsqu'il existe un lessivage d'argiles. A₁ est moins épais et moins foncé que l'horizon correspondant des chernozems (40 cm), (B) ou Bt offre une structure polyédrique bien caractérisé avec des argillanes grisâtres. Le complexe absorbant est légèrement désaturé (pH 5.5 à 6) (fig.).

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, l'horizon A₁ prend l'aspect d'un (B) structural (prismatique) de couleur noire. La pédoturbation mécanique, causé par l'alternance de dessiccation et d'humectation des argiles, provoque l'homogénéisation du profil. En période sèche, de larges fentes de retrait apparaissent et au retour des pluies, l'eau s'infiltre préférentiellement dans ces fentes, ce qui provoque un gonflement localisé des argiles (fig.).

4- 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 à 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. Etant donné qu'il s'agit généralement de cycles longs, le facteur temps prend une importance décisive : les trois types d'altérations (ferralitisation, ferruginisation, ferralitisation) peuvent être considérés comme trois étapes d'un même processus se différenciant par l'altération de plus en plus poussée, la perte croissante de silice et de bases, la néoformation d'argiles tendant à devenir de plus en plus exclusives. En fait, le facteur temps interfère avec les autres facteurs (climat, matériaux) qui jouent le rôle soit d'accélérateurs soit de freins à l'égard de l'altération.

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). Les matériaux sont bien drainés et suffisamment riches en fer et en alcalino-terreux. Les sols les plus caractéristiques s'observent en climat méditerranéen (sols rouges méditerranéens) : ce sont alors généralement des sols anciens mais en conditions très favorables (fortes alternances d'humidité saisonnières, matériaux filtrants riches en calcium et en fer mais peu calcaires). Ces sols peuvent se former en quelques milliers d'années seulement.

Dans les régions tropicales les plus humides, les sols fersiallitiques représentent un stade de jeunesse 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. 1. 1- Sols rouges fersiallitiques.

Le profil type est celui du ***sol rouge fersiallitique méditerranéen*** (luvisol rhodo-chromique). Il caractérise la forêt de chênes lièges, chênes verts et même chênes pubescents en climat sub-humide et humide. Sur matériaux variés calcaires ou non calcaires, à condition qu'ils soient drainés et qu'ils libèrent par altération suffisamment de fer et de calcium. Le profil est remarquablement constant quel que soit le matériau d'origine. Il s'agit de sols analogues qui diffèrent surtout par la présence d'un horizon Ca en profondeur. L'humus est un mull saturé (pH 7) épais et sombre surmontant un horizon A2 un peu plus clair puis un horizon Bt rouge vif, à polyèdres ou prismes très individualisés revêtus d'argillanes. Le lessivage de l'argile intervient donc de façon pratiquement constante: la présence d'horizons Bt est un caractère qui distingue le sol rouge fersiallitique du sol marron.

L'horizon calcique, facultatif, n'est présent que sur certains matériaux, grès, calcaire, terrasses ou moraines; il devient constant sur climat plus sec. Les horizons A et Bt quoique généralement dépourvus de carbonates, sont pratiquement saturés même sur matériaux acides. Ceci est la conséquence de la bonne humification qui assure l'efficacité du cycle géochimique. Les argiles de type 2/1 sont largement dominantes qu'elles résultent de transformation ou de néoformation.

Les sols rouges fersiallitiques tropicaux (Cambisols rhodo-chromiques) sont fréquents sur pentes de roches éruptives basiques. Leur profil rappelle celui des sols rouges méditerranéens mais le lessivage de l'argile est moins constant, un (B) rubéfié remplace alors le Bt. Le complexe d'altération comporte, à côté des argiles 2/1, une notable proportion de kaolinite; l'ensemble du profil reste pratiquement saturé en calcium.

4. 2- Sols ferrugineux

Ils représentent une phase d'évolution intermédiaire entre celles des sols fersiallitiques et celle des sols ferallitiques. L'altération est plus poussée que celle des premiers et moins complète que celle des seconds. Les argiles de néoformation de type kaolinite l'emporte sur les argiles de type 2/1. La gibbsite est généralement absente. Ces sols sont très riches en oxydes ferriques à l'état cristallin qui leur confèrent une teinte vive (ocre-jaune ou rouge). Ils sont en général lessivés. On en distingue deux grands groupes selon le degré de saturation en bases de l'horizon Bt: les sols ferrugineux peu saturés ces sols très anciens; les sols ferrugineux désaturés, donc acides et sont en équilibre avec le climat actuel de type subtropical ou tropical humide.

4. 3- Sols ferrallitiques (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 vif ou rouge. La CEC des argiles est très faible et le taux de saturation est généralement bas, ce qui traduit une très grande pauvreté en cations basiques.

La ferrallitisation est un processus très lent, lorsqu'il affecte les plates-formes de vieilles arènes granitiques ou métamorphiques (plusieurs centaines de milliers d'années). La ferrallitisation est, toutefois, plus rapide sur les pentes de roches basiques (dépourvues de quartz) très bien drainées: elle est aussi poussée plus loin, dans ce cas dernier, le déficit en silice conduit à la cristallisation de gibbsite libre en quantité importante. Par ailleurs, certains facteurs importants de rajeunissement Contrarient l'évolution ferrallitique : les multiples combinaisons entre le facteur temps et les facteurs de station expliquent la coexistence dans la zone équatoriale de sols à types d'évolution très variés. Trois phénomènes particuliers, mais fréquents doivent être mentionnés :

1- l'intervention d'une altération biochimique liée à la matière organique qui affecte les horizons de surface et se superpose à l'altération géochimique d'ensemble, 2- le processus de durcissement en masse ou formation de cuirasses lié à une forte accumulation d'oxydes libres (gibbsite, goethite, hématite) très cristallisés, 3-la dégradation hydromorphe de l'ensemble du profil intervenant dans certaines stations à pédoclimat très humide et conduisant à la formation de podzols très particuliers (podzol hydromorphes tropicaux).

Trois principaux types se distinguent : 1- les sols ferrallitiques *senso stricto* (à kaolinite dominante), 2-Les sols ferrallitiques à cuirasses et à nodules; 3- les sols ferrallites (à oxyhydroxydes de fer et d'aluminium dominants).

5- 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. On distingue deux types fondamentaux d'évolution : l'un lié à la formation d'une nappe perchée temporaire d'origine pluviale (pseudogley), l'autre à celle d'une nappe phréatique profonde (gley).

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. Ne pouvant s'écouler, la nappe perchée occupe la totalité des pores des horizons Ag. Elle repose sur l'horizon Bg qui constitue le « plancher » imperméable par disparition des pores non capillaires. Les conditions de station, souvent liées à l'action de la végétation, jouent un grand rôle dans la formation des pseudogley. Il est obligatoire d'avoir une couche imperméable peu profonde et des dépressions collectant les eaux fluviales. Précisons enfin que la gamme d'acidité des pseudogley est très large : les plus évolués et les plus différenciés sont les plus acides, l'acidité facilite la réduction du fer. Le profil type est celui d'un pseudogley modal : l'humus est un mull mésotrophe dans les types les moins évolués et passe à un hydromoder (A1 épais et foncé) dans les types les plus évolués et les plus acides. L'horizon A2g dont la matrice est gris beige et de structure massive est parsemé de taches rouilles et de concrétions ferromanganiques noires. L'horizon Bg (plancher de la nappe) à texture plus fine est plus dense et de couleur ocre. Il présente des traînées verticales blanchies qui sont en fait des zones de drainage préférentiel. Cet horizon présente aussi des fentes de retrait ou anciennes glosses s'il s'agit d'un pseudogley glossique. Le fer entraîné précipite en étroites bandes rouilles le long des zones décolorées.

Les pseudogley podzoliques sont les plus évolués. L'humus est un hydromoder très acide. La matrice de A2g est blanchie et déferriée. Les concrétions ferromanganiques sont bien individualisées. Une partie des argiles est détruite par hydrolyse acide libérant alumine et silice libres.

5.1.3- 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. Cette nappe, alimentée souterrainement est très réductrice. S'il s'agit du lit majeur d'une rivière, les gley se forment dans des stations où la nappe oscille moins et circule plus lentement que celle des sols alluviaux.

Les horizons profonds occupés en permanence par la nappe très réductrice sont caractérisés par la réduction de la majeure partie du fer libre. Ceci intervient même en milieu calcaire ou peu acide, à ces pH élevés, le fer ferreux s'insolubilise et s'accumule dans ces horizons sous la forme de Fe CO_3 ou de sels mixtes ferreux - ferriques, ce qui confère une teinte verdâtre (les bactéries réductrices du fer jouent un rôle important dans ce processus).

Sols hydromorphes organiques: tourbes.

Ils se forment au sein des nappes permanentes à très faibles oscillations et très réductrices. Il existe deux stations types correspondant à deux formes de tourbes. Dans les vallées alluviales où la nappe phréatique très haute empêche la décomposition de la végétation hydrophile (les eaux sont riches en calcium), il se forme une tourbe eutrophe. Dans les dépressions mal drainées sur matériaux acides dans des montagnes humides, se forme une tourbe très acide appelée tourbière haute: l'origine des eaux est dans ce cas pluviale et la végétation est composée d'une mousse.

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. Cet ion étant très mobile, il est éliminé en priorité par drainage en climat humide: il ne peut subsister que dans les zones climatiques arides dans lesquelles aucun drainage n'existe. Une exception toutefois concerne les sols de bordure de mer à nappe salée très proche permettant le renouvellement périodique du sodium entraîné par les pluies.

III- 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. À 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.