

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
MINISTER DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE IBN KHALDOUN TIARET
FACULTÉ DE SCIENCE DE LA NATURE ET DE LA VIE

...Polycopié...

Agronomie générale I

Destinés aux étudiants de deuxième année du Tronc commun, sciences agronomiques

Élaboré par :

Dr Boualem BOUMAAZA



Année universitaire 2020-2021

Agronomie générale I

Document: Polycopié de cours

Date de rédaction : 2020/2021

Version : v. 1

Auteur : B. BOUMAAZA

Maitre de conférence: Faculté de science de la nature et de la vie. Université d'Ibn
Khaldoun Tiaret

agroboum@hotmail.fr

boualemboumaaza@gmail.com

Organisation Semestre 4 2eme année sciences agronomiques

Mots-clés: Sol, eau, matière organique, humus, agrégats, structure, texture, porosité, horizon pédologique, profils pédologiques, couverture pédologique, potentiel de l'eau, mouvements de l'eau, bilan de l'eau, complexes absorbants, pédofaune, CEC, filtration, perméabilité, réserve utile, réserve facilement utilisable,

TABLES DES MATIERES

TITRE	PAGE
1. Introduction	1
2. Définition du sol	2
3. Les fonctions du sol.....	3
4. Rôle de l'eau en Sciences du sol.....	4
5. Processus de formation du sol.....	4
6. Facteurs de la formation des sols.....	5
6.1. Climat.....	5
6.2. Organismes.....	5
6.3. Topographie et relief.....	6
6.4. Temps.....	6
6.5. Facteurs anthropiques (homme)	6
Partie-I- Sol	
Chapitre-1	
I.1. Les éléments constitutifs du sol.....	8
I.1.1. Les constituants minéraux.....	9
I.1.1.1. Minéraux primaires.....	9
I.1.1.1.1. Quartz	9
I.1.1.1.2. Feldspaths	9
I.1.1.1.3. Micas	10
I.1.1.2. Minéraux secondaires.....	10
I.1.1.2.1 Les argiles	11
I.1.1.2.2 Les sables.....	14
I.1.1.2.3 Les limons.....	14
I.1.1.2.4 Les carbonate.....	14
I.1.1.2.5 Les oxyhydroxydes.....	15
I.1.1.2.6 Sulfates et chlorures.....	15
I.1.2. Les constituants organiques.....	15
I.1.2.1. Les végétaux et animaux vivants.....	15
I.1.2.2. Les débris végétaux et animaux organisés.....	15
I.1.2.3. Les produits transitoires.....	16
I.1.2.4. Les acides humiques ou " humus stable.....	16
I.1.2.5. Origine de la matière organique du sol.....	16
I.1.2.6. Les fonctions des MO du sol dans le sol.....	17
I.1.2.7. L'évolution des MO dans le sol.....	18
I.1.2.8. Propriétés générales des différents composés humiques.....	20
I.1.2.8.1. Les acides humiques	20
I.1.2.8.2. Les acides fulviques	20
I.1.2.8.3. L'humine	22
I.1.2.9. Les phases de l'humification.....	22
I.1.2.9.1. Phase du lessivage physique.....	22
I.1.2.9.2. Phase de désagrégation physique.....	22
I.1.2.9.3. Phase de la biodégradation ou bioréduction.....	22
I.1.2.9.4. Phase de l'humogénèse proprement dite	22
I.1.2.9.5. Phase de complexation.....	22
I.1.2.9.6. Phase de minéralisation secondaire.....	23
I.1.2.10. Agents d'humification.....	23
I.1.2.10.1. Bactéries.....	23
I.1.2.10.2. Actinomycètes.....	24
I.1.2.10.3. Champignons	24
I.1.2.10.4. Faune.....	24
I.1.2.11. Facteurs agissant sur l'humification.....	25
I.1.2.11.1. Le climat.....	25
I.1.2.11.2. Les propriétés physiques et chimiques du sol.....	25
I.1.2.12. Les caractéristiques de la matière en décomposition	25

I.1.3. Les complexes colloïdaux	26
I.1.3.1. Caractéristique de complexe colloïdal	27
I.1.3.1.1. Taille.....	27
I.1.3.1.2. Superficie.....	27
I.1.3.1.3. Charge de surface.....	27
I.1.3.1.4. Adsorption des cations.....	27
I.1.3.1.5. Adsorption d'eau.....	28
I.1.3.1.6. Cohésion.....	28
I.1.3.1.7. Adhésion.....	28
I.1.3.2. Classification des colloïdes du sol	28
I.1.3.2.1. Colloïdes inorganiques du sol (Complexes chimiques).....	28
I.1.3.2.2. Le complexe argilo-humique.....	29
I.1.3.2.3. Les complexes organo-metalliques.....	30
I.1.3.3. Caractérisation du complexe absorbant	30
I.1.3.3.1. Capacité d'échange cationique CEC ou T.....	30
I.1.3.3.2. Le mécanisme de l'échange des cations.....	31
I.1.3.3.3. L'équilibre entre complexe et solution du sol.....	32
I.1.3.3.4. Facteurs influençant la CEC.....	32
I.1.3.3.4.1. Texture du sol.....	32
I.1.3.3.4.2. Matière organique.....	32
I.1.3.3.4.3. Nature de l'argile.....	32
I.1.3.3.4.4. Solution du sol.....	32
I.1.3.4. Somme des « bases » échangeables (S).....	32
I.1.3.5. Taux de saturation en « bases ».....	33
Chapitre 2- L'organisation morphologique des sols	
I.2. Les organisations élémentaires	34
I.2.1. Les agrégats.....	34
I.2.2. Les vides.....	35
I.2.3. Les traits pédologiques.....	35
I.2.4. La couleur.....	35
I.2.5. L'horizon pédologique.....	35
I.2.6. Nomenclature des horizons.....	35
I.2.7. Les profils pédologiques.....	36
I.2.8. La couverture pédologique.....	36
I.2.9. L'atmosphère du sol.....	37
I.2.10. La température du sol.....	38
I.2.11. La couleur du sol.....	38
Chapitre 3- Les propriétés physiques chimiques et biologiques du sol	
I.3.1. Les propriétés physiques	40
I.3.1.1. La texture.....	40
I.3.1.1.1. Classement des particules.....	40
I.3.1.1.2. Classification des textures.....	40
I.3.1.2. Structure.....	41
I.3.1.2. 1. Origine des structures.....	41
I.3.1.2. 2. Classification des structures.....	42
I.3.1.2. 2.1. Structures apédiques (Absence agrégats).....	42
Structure particulaire.....	42
Structure massive.....	42
Structures fibreuses (ou granulaires).....	42
I.3.1.2. 2.2. Structures pédiques (i.e. à agrégats).....	42
Les structures construites.....	42
Les structures mécaniques.....	43
I.3.1.4. Facteurs influençant la genèse de la structure du sol.....	43
I.3.1.5. Conséquence de l'agencement des agrégats : la porosité.....	44
I.3.1.6. Les divers types de vides.....	46
I.3.1.7. Taille des vides.....	47
I.3.1.8. La masses réelles et apparentes.....	47

I.3.2. Propriétés chimiques du sol	48
I.3.2.1. Les phénomènes d'échanges des ions.....	48
I.3.2.2. Capacité d'échange cationique (CEC).....	49
I.3.2.3. La nature des ions.....	49
I.3.2.4. Les propriétés électro-ioniques du sol.....	50
I.3.2.5. Capacité d'échange d'anions (AEC).....	51
I.3.2.6. L'acidité.....	52
I.3.2.6.1. Sources des ions H ⁺ dans le sol.....	52
I.3.2.6.2. Mesure du pH du sol.....	53
I.3.2.6.3. Facteurs influencent le sol pH.....	53
I.3.2.7. Taux de saturation.....	54
I.3.2.8. Sodicit�.....	55
I.3.2.9. Pouvoir tampon et acidification.....	55
I.3.2.10. Adsorption spécifique.....	55
I.3.2.11. Adsorption des phosphates.....	56
I.3.2.12. Adsorption spécifique du phosphore par les oxydes d'aluminium et de fer.....	57
I.3.3. Propriétés biologiques	
I.3.3.1. Les organismes du sol.....	58
I.3.3.2. Classification de la pédofaune selon la taille et le rôle.....	58
I.3.3.2.1. Micro-organismes.....	60
I.3.3.2.1.1. Bactérie.....	60
Action des bactéries sur le sol.....	61
Précipitation minérale induite par les bactéries.....	61
Métabolisme bactérien.....	63
Bactéries fixatrices de N ₂	63
Bactéries solubilisantes du phosphore.....	63
Dégradation de la matière organique.....	63
Action sur la structure physique du sol.....	64
I.3.3.2.1.2. Champignons.....	64
Les saprophytes.....	65
Les Symbiotrophes.....	66
Les champignons parasites.....	66
Champignons prédateur.....	67
I.3.3.2.1.3. Les nématodes.....	68
I.3.3.2.2. Mésofaune.....	69
I.3.3.2.2.1. Acariens.....	69
I.3.3.2.2.2. Collemboles.....	71
I.3.3.2.2.3. Enchytréides.....	72
I.3.3.2.2.4. Rôle dans les sols.....	72
I.3.3.2.3. Macrofaune.....	73
I.3.3.2.3.1. Vers de terre.....	73
I.3.3.2.3.1.1. Classe des Annélides polychètes.....	73
I.3.3.2.3.1.2. Classe des Annélides achètes ou hirudin�s.....	73
I.3.3.2.3.1.3. Classe des Annélides oligochètes.....	73
Relations avec les facteurs abiotiques du milieu.....	74
Les vers de terre et l'eau.....	74
Les vers de terre et le pH.....	74
Les vers de terre et la salinité.....	75
Les vers de terre et la texture du sol.....	76
Les vers de terre et la température.....	76
I.3.3.2.3.2. Cloportes.....	76
I.3.3.2.3.3. Myriapodes.....	77
I.3.3.2.3.4. Araignées.....	78
I.3.3.2.3.5. Larves de diptères, de coléoptères, de lépidoptères.....	79
I.3.3.2.3.6. Thysanoures.....	81
I.3.3.2.3.7. Dermaptères.....	81
I.3.3.2.3.8. Fourmilions (larves).....	81

I.3.3.2.3.9. Termites.....	82
I.3.3.2.3.10. Fourmis.....	83
I.4. Classification des sols (Notions)	84
I.4.1. Notion de la classification des sols.....	84
I.4.2. Objet de la classification.....	84
I.4.3. La classification française CPCS (1967).....	84
I.4.4. La classification américaine (Soil Taxonomy, 2010).....	89
I.4.5. La classification Russe des sols.....	91
Partie-II- Eau dans le sol	
II.1. Rôle de l'eau du sol	92
II.1.1. L'eau participe à une désagrégation mécanique des roches.....	92
II.2.2. L'eau, un agent d'altération chimique.....	92
II.2.2.1. La dissolution.....	92
II.2.2.2. Les oxydations / réductions.....	93
II.2.2.3. L'hydratation.....	93
II.2.2.4. La décarbonatation et carbonatation.....	94
II.2.2.5. L'hydrolyse.....	94
II.2. Relations entre les trois phases du sol	94
II.2.1. Poids volumiques.....	94
II.2.2. Densités.....	95
II.2.3. Porosité (n).....	95
II.2.4. Indice des vides (e).....	96
II.2.5. Teneur en eau.....	96
II.2.6. Degré de saturation (notation Sr).....	96
II.3. Les formes de l'eau dans le sol	97
II.4. Le potentiel de l'eau dans le sol	98
II.4.1. Gravité et potentiel gravitaire.....	99
II.4.2. Potentiel de pression ou potentiel tensiométrique.....	99
II.4.3. Le potentiel matriciel.....	100
II.4.4. Le potentiel osmotique.....	100
II.4.5. La succion des racines : attraction vers les racines.....	100
II.5. Les états de l'eau dans le sol	100
II.5.1. L'humidité à la capacité au champ d'un sol.....	100
II.5.2. L'humidité au point de flétrissement.....	101
II.5.3. La Réserve utile (RU).....	101
II.5.4. La réserve facilement utilisable (RFU).....	101
II.6. Les mouvements de l'eau dans le sol	102
II.6.1. Infiltration : notions de sols perméables et imperméables.....	102
II.6.2. Filtration ou drainage.....	103
II.6.3. Diffusion.....	103
II.7. Bilan de l'eau dans le sol	104
II.7.1. Calcul du bilan hydrique.....	105
II.7.2. Composantes du bilan hydrique.....	105
II.7.2.1. ETP: évapotranspiration potentielle.....	105
II.7.2.2. ETM: Evapotranspiration maximale.....	106
II.7.2.3. ETR : évapotranspiration réelle.....	106
II.7.6. Calcul de l'ETP par La formule de Turc.....	107
II.7.7. Calcule le réserve en eau du sol.....	107
II.8. Besoin en eau des végétaux	108
References bibliographiques	111

1- Introduction

Le sol, à l'échelle de la planète, est une très mince couche de terre recouvrant les roches émergées. Un système dynamique complexe (altération/érosion), équilibre climacique ou déséquilibre (discontinuités climatiques, lithologiques, dans l'usage,...). Il est à la fois un support pour les êtres vivants, un réservoir de matières organiques et minérales, un régulateur des échanges et des flux dans l'écosystème, un lieu de transformation de la matière organique, et un système épurateur de substances toxiques (**Gobat et al., 2003**). C'est un milieu propice à une analyse pluridisciplinaire.

Un sol se forme par la fragmentation physique et l'altération chimique de la roche mère. En même temps, l'eau et l'énergie qui sont présentes dans le sol provoquent des réactions chimiques qui altèrent les minéraux initiaux (primaires) et produisent de nouveaux minéraux (secondaires) (**Chamayou et Legros, 1989**).

L'eau a d'autres impacts sur le sol pour aboutir à un matériau qui est un mélange des constituants initiaux et de nouveaux minéraux, notamment des argiles, qui vont jouer un rôle très important dans la fertilité du sol (**Hillel, 1979**).

Le système sol n'est pas seulement physique, mais également biologique dans la mesure où la biosphère participe de son évolution. En effet, les sols sont reconnus comme un grands réservoirs de biodiversité dont les diversités taxonomique et génétique a des conséquences multiples sur la pédogenèse et le fonctionnement des sols.

En retour, ces biodiversité exercent leurs effets sur la nature et la forme des composés organiques du sol ainsi que sur certaines de ses propriétés physico-chimiques (structure, pH etc...). Ils contribuent à l'altération de la roche mère, associent ou complexent aux particules minérales issues de la roche mère, un matériel organique dont les uns ont fait la synthèse, et d'autres effectué la fragmentation, la dégradation et le remaniement.

En tant que lieu de la production agricole et sylvicole, le sol a longtemps été considéré comme support des cultures. L'exploitation du sol par l'agriculture moderne a permis, avec l'aide de la technologie, d'améliorer les rendements de manière spectaculaire. Seulement, l'exportation soutenue, l'augmentation de l'érosion, et l'utilisation d'intrants ont conduit à l'épuisement des ressources nutritives, à la diminution des processus biologiques, à la dégradation des structures et donc à la perte de la qualité biologiques des sols.

2. Définition du sol

Le sol est le résultat d'une interaction dynamique de six facteurs majeurs: le matériel d'origine (roche), le climat, la topographie et le relief, les organismes, le temps et l'homme. Il fait partie intégrante des écosystèmes terrestres et constitue l'interface entre la surface de la terre et le socle rocheux.

Whitney (1892): Le sol est un réservoir de nutriments qui fournit tous les éléments nutritifs nécessaires à la croissance des plantes

Hilgard (1892): Le sol est plus ou moins un matériel meuble et friable dans lequel les plantes, grâce à leurs racines, trouvent un point d'appui pour se nourrir ainsi que pour d'autres conditions de croissance.

Dokuchaev (1900): Le sol est un corps naturel composé de constituants minéraux et organiques, ayant une genèse bien définie et une nature distincte.

Joffe (1936): Le sol est un corps naturel de constituants minéraux et organiques différenciés en horizons - généralement non consolidés - de profondeur variable qui diffère entre eux ainsi que de la matière d'origine sous-jacent en morphologie, composition physique, propriétés chimiques et caractéristiques biologiques.

Jenny (1941): Le sol est un corps naturel qui a été formé sous l'influence combinée du climat et des organismes vivants agissant sur la roche mère conditionné par le relief au cours d'une certaine période.

Ruffin et Simonson (1968): Le sol est un mélange du manteau supérieur de la terre, composé de roche altérée et de matière organique.

Agronomique : support de la végétation et des cultures

Le sol est le support des végétaux. C'est la partie exploitée par les racines. Il la zone d'échanges des éléments, l'eau, l'oxygène (**Lemanceau et Heulin, 1998**) où l'activité microbienne. Son potentiel de production se traduit par la notion de fertilité, variable en fonction de ses caractéristiques intrinsèques.

Pédologique

Le sol est le résultat d'une altération naturelle des roches par les différents processus de **l'altération physique** (lumière, humidification, dessiccation, des contractions qui

engendrent la fissuration des roches et à terme leur fragmentation), ou ceux de **l'altération chimique** (dissolution, hydratation, hydrolyse, oxydation, réduction).

Ecologique

Pour l'écologue, le sol est un habitat et la source d'un grand nombre de processus et interactions chimiques, biochimiques et biologiques, au regard du stockage et de la dynamique des flux du carbone et de l'azote (**Balesdent, 1998**) mais aussi au regard de l'altération des minéraux, des processus initiateurs de la pédogenèse, grâce à l'activité des microorganismes. Il demeure également un écosystème à part entière, dont la base serait la végétation (**Bourrelier et Berthelin, 1998**).

3. Les fonctions du sol

La capacité du sol à fournir des services pour l'être humain et l'environnement est exprimée par la notion de fonctions du sol, que l'on peut également qualifier de services.

Fonction alimentaire : Le sol recouvert par la végétation est exploité par les racines des plantes qui puisent l'eau, l'air et les substances nutritives (azote, phosphore, calcium, potassium, fer, oligoéléments...) nécessaires à leur développement.

Fonction biologique : C'est aussi le lieu de vie et de reproduction de nombreux espèces animales (vers de terre, fourmis, insectes, bactéries, champignons, larves, taupes, ...). Ces espèces assurent la fertilité physique et chimique des sols (évolution de la matière organique, aération du sol). Le sol est une vaste réserve génétique qui protège une grande partie de la biodiversité terrestre. De plus, l'activité biologique est importante pour le développement du sol, son fonctionnement et sa fertilité (décomposeurs, recyclage, etc.).

Fonction filtre et stockage : Le sol est un milieu poreux qui filtre l'eau de pluie qui le traverse. Le sol absorbe le CO₂ sous forme de matière organique.

Fonction matériau : Le sol contient des matériaux de construction (graviers, argiles, ..), des matériaux énergétiques (tourbe, ...), des minerais nécessaires à l'homme et à son environnement.

Fonction d'archivage : capacité du sol à conserver dans leurs constituants et dans leur morphologie des traces sur l'histoire naturelle et culturelle.

Fonction de support : capacité du sol à servir de fondement à des constructions.

4. Rôle de l'eau en Sciences du sol

L'eau participe ainsi à la formation pédogénèse lors de l'infiltration et de la percolation à travers le sol, des divers cations et anions sont lessivés par la percolation. Lorsque il s'agit une forte précipitation, les sols ont tendance à s'acidifier à cause de l'exportation des cations basiques (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) au profit de l'apport de H^+ . Là où les pluies sont peu abondantes et le sol est marqué par une forte évaporation, les cations basiques ont tendance à se concentrer près de la surface du sol et ainsi donner un sol alcalin. Enfin, des particules fines, comme les argiles, les oxydes, et les matières organiques, peuvent également être déplacées par le mouvement de l'eau entre les différentes couches du sol. Le ruissellement de surface entraîne un détachement et transporte des sédiments et matières organiques contribue à une réorganisation horizontale du sol dans laquelle certains versants sont progressivement décapés de leur couvert pédologique tandis que des dépressions représentent des lieux d'accumulation.

5. Processus de formation du sol

Tout simplement des roches, mais ils peuvent contenir aussi des matières organiques. Les roches sont les matériaux qui forment la partie essentielle de la croûte solide de la Terre. «Les roches sont une masse dure de matière minérale comprenant un ou plusieurs minéraux formant des roches». Les roches sont formées à partir du matériau fondu appelé magma. Les sols ont deux processus principaux :

- La désagrégation des roches par altération mécanique ou physicochimique sous l'effet des agents naturels.
- La décomposition d'organismes vivants : végétaux (tourbes) ou animaux (craies).

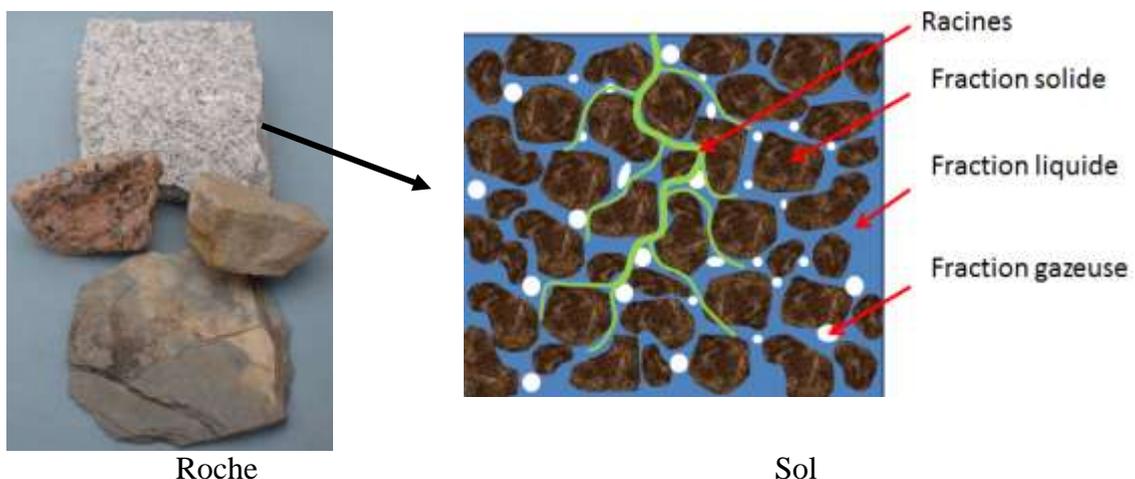


Figure.1 : transformation de la roche en sol

Suivant les types d'altération, les sols résultant auront des compositions différentes.

Roche → →→ →la désagrégation physique et mécanique des roches consolidées donne des fragments de roche de même composition que la roche mère: **gravier, sable, limon**

Roche → →→ →la décomposition physico-chimique de la roche en place ou des fragments de roche donne des nouveaux composés : **argiles**

6. Facteurs de la formation des sols

6.1. Climat

Les roches sont à l'origine de la plupart des matières minérales du sol. L'altération est la décomposition des roches qui peuvent ensuite se déplacer par érosion. La température, les précipitations, le vent et l'action du gel sont des facteurs climatiques qui agissent pour déterminer la nature des processus chimiques et physiques d'altération.

L'altération dépend de la température. L'eau doit pénétrer dans le sol pour agir sur les minéraux d'origine. Si la température est trop chaude, l'humidité peut s'évaporer de la surface du sol et il existe trois types de roches à partir desquelles les sols se forment: magmatiques, sédimentaires et métamorphique.

Les températures fraîches avec des pluies permettent à l'humidité de mieux pénétrer la roche et permettent le développement de processus l'altération. Une journée de température extrême et des nuits très froides provoque des tensions dans la roche qui, avec le temps, entraînent le décollement des couches superficielles. L'expansion et la contraction continues des surfaces rocheuses ont un effet d'affaiblissement sur la roche.

L'eau de pluie contient de l'acide carbonique qui a un effet dissolvant les roches en minéraux. Toute eau présente dans les fissures des roches gèlera et se dilatera pour ouvrir la roche. De fortes pluies peuvent entraîner un lessivage des éléments constitutifs de la roche. Où l'évaporation dépasse la pluviométrie, un mouvement ascendant (capillaire) de l'eau et des sels à travers la roche. L'eau en mouvement (par exemple le ruissellement) a tout un effet érodant (broyage).

6.2. Organismes

Tous les organismes, tels que les animaux, les champignons, les rhizosphères et les bactéries, changent les propriétés physico-chimiques du sol. Certains micro-organismes favorisent un milieu acide du sol. La faune (micro, méso et macrofaune) est également adaptée à la nature du sol. Elle joue un rôle majeur dans la formation du sol :

- par la décomposition des débris végétaux en petites molécules.

- par l'absorption des nutriments (P, K, Ca, Mg), la pénétration des hyphes des champignons a comme premier effet une désagrégation ou une microdivision des minéraux, par exemple en se développant entre les paquets de feuillets des micas. Les phénomènes de dissolution apparaissent ensuite, localisés à des microsites au contact entre les êtres vivants et les minéraux.
- par la formation des agrégats à structure grumeleuse de certains horizons de surface humifères par la réorganisation des turricules de lombrics.

La végétation protège le sol contre l'érosion hydrique et éolienne. Les racines des plantes pénètrent vers le bas à travers roche mère qui, avec l'activité des micro-organismes, sépare les constituants d'origines. Les mousses et le lichen acidifient les constituants rocheux, ce qui permet leur vieillissement. La teneur en minéraux des feuilles fournit une matière organique qui améliore la structure du sol.

6.3. Topographie et relief

La forme du terrain et la pente influencent le ruissellement et les zones d'érosion et de dépôt des sédiments. Ainsi, des altitudes plus élevées et des zones en pente a un impact sur la circulation de l'eau et surtout sur l'accumulation de l'eau dans les zones de dépression où les eaux de ruissellement. Enfin, l'érosion décape les parties convexes et les versants raides, et le dépôt de sédiments augmente l'épaisseur du sol en bas de versant. À des altitudes plus basses, les sols reçoivent le ruissellement de surface des altitudes plus élevées ceci crée des conditions anaérobies avec accumulation de matières organiques (**Bornand, 1978**).

6.4. Temps

Le temps est un acteur majeur, mais souvent oublié, de la formation des sols. Par exemple, à partir d'un sol déjà très acidifié, une néopodzolisation peut seulement demander 100 ans pour s'exprimer nettement sur une quinzaine de centimètres.

6.5. Facteurs anthropiques (homme)

Il apparaît de façon évidente que l'impact des activités humaines sur la terre devient à part entière un facteur de la pédogenèse. De 40 50 % de la superficie des terres émergées sont touchées par une anthropisation plus ou moins intense (transformation ou dégradation). Les différentes phases d'évolution sont étroitement subordonnées aux différentes opérations d'aménagement effectués ;

Action sur la végétation : des plantations forestières monospécifiques (douglas, sapins de Noël, peupliers); des monocultures (blé, orge, maïs, vigne, pommiers); des prairies "naturelles" (où les animaux d'élevage broutent sélectivement); des prairies semées.

Actions chimiques : apports de fertilisants, d'oligoéléments, d'amendements organiques, de calcium (chaulage) d'où la remontée du pH et la restauration du sol principalement par des ions calcium.

Actions « hydriques » : drainage, assainissement (tuyaux enterrés, réseaux de fossés), abaissement du niveau de la nappe (marais, tourbières), inondation de rizières, irrigations. Ces interventions humaines modifient totalement le régime hydrique naturel initial.

Actions mécaniques agricoles : labours ; compactage ; sous-solages ; défoncements ; création de planches et billons : restructuration de pentes fortes en terrasses, décapages, goudronnages.

Déplacements de matériaux terreux pour la construction de sols urbains reconstitués, réaménagement d'anciennes carrières ou gravières.

Partie -A-
Le Sol

Chapitre-1-

Les éléments constitutifs du sol

I.1. Les éléments constitutifs du sol

Un échantillon de sol est constitué de quatre phases :

Les constituants minéraux (matières minérales solides)

Les constituants organiques (matières organiques solides formées de débris d'origines végétale et animale décomposés en humus)

Les vides remplis de gaz (oxygène, azote, gaz carbonique)

La " solution du sol ", formée d'eau et de substances minérales dissoutes.

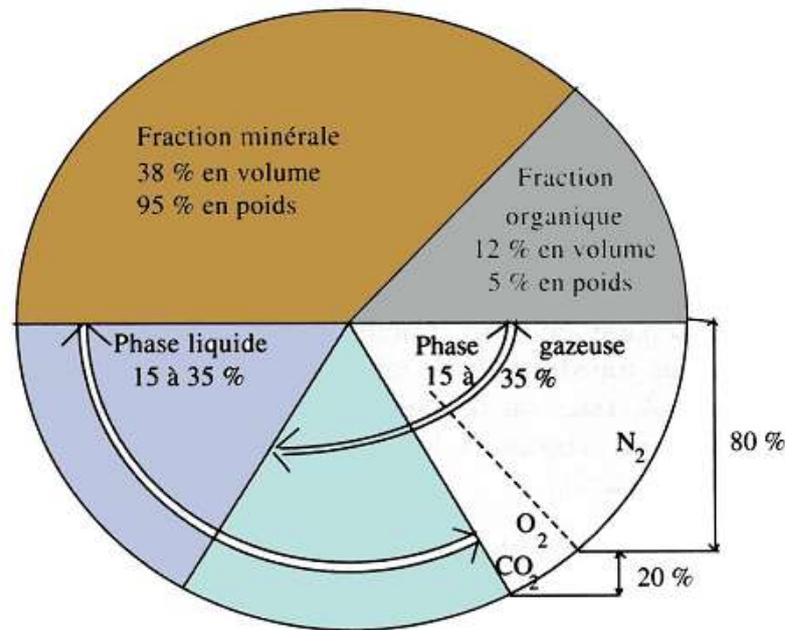


Figure.2: la composition moyenne du sol; solide, liquide et gazeux (**Robert 1996**)

La phase gazeuse

La phase gazeuse du sol est souvent appelée l'atmosphère du sol. En génie civil, le gaz contenu dans le sol est généralement de l'air pour les sols secs ou un mélange d'air et de vapeur d'eau pour les sols humides. Les sols bien aérés contiennent environ 180 à 205 ml d' O_2 par litre d'air mais cette teneur peut être abaissée à 100 ml ou moins dans les sols inondés et dans des microenvironnements autour des racines des plantes. La teneur en CO_2 est généralement comprise entre 3 et 30 ml par litre de sol et peut atteindre 100 ml par litre d'air en profondeur ou au voisinage des racines et en milieu saturés en eau. L'air du sol contient également d'autres substances, telles que NO , N_2O , NH_3 , CH_4 , H_2S et, parfois, des composés organiques volatils (**Calvet, 2003**).

La phase liquide

La phase liquide du sol (encore appelée solution du sol), est principalement constituée par l'eau, dans laquelle sont présents les ions minéraux et des molécules organiques. Sa composition dépend essentiellement du milieu géologique avec lequel elle est en contact, mais aussi des eaux de pluie et de l'eau de surface. D'une façon générale, la solution du sol est constituée de très nombreuses substances dissoutes organiques et inorganiques, ionisées et non. La solution du sol contient :

- Des anions prédominants : NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , PO_4^{3-} , Cl^- et SO_4^{2-}
- Des cations prédominants : Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ , NH_4^+
- De la matière organique soluble.
- Des dissolvants gazeux.
- Des pesticides et fertilisants liquides

La phase solide

I.1.1. Les constituants minéraux

On a vu que les sols résultent de l'altération physique ou mécanique des roches. On conçoit aisément que les grains solides aient la même constitution minéralogique que la roche mère. Ils ont en général des dimensions supérieures à $2\mu\text{m}$.

Les sols de dimension inférieurs à $2\mu\text{m}$ résultent d'attaques chimiques qui se sont superposées à l'altération physique ou mécanique. Ces processus chimiques sont la dissolution sous l'action de l'eau, la combinaison et la recristallisation. Il en résulte que les particules d'un sol fin n'ont pas la même structure cristalline que la roche mère. Ces plus petites particules ainsi formées constituent ce que l'on appellera désormais les argiles (Jeffery *et al.*, 2010).

I.1.1.1. Minéraux primaires

Il s'agit essentiellement de silicates et d'aluminosilicates, principaux constituants de l'écorce terrestre puisqu'ils y représentent à eux seuls près de 99 % de sa masse et de son volume. L'élément commun à tous les silicates et donc l'unité fondamentale de leur structure cristalline est le tétraèdre siliceux $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Il est constitué par l'association de 4 anions oxygène (O_2^-) à grand rayon ionique, et d'un atome de silicium (Si^{4+}) de plus petite taille (Manil et Hanotiaux 1981). Les minéraux primaires dépendent fortement de la

nature de la roche mère (magmatique, sédimentaire ou métamorphique). Les minéraux silicatés les plus résistants à l'altérabilité sont de l'ordre suivant : quartz, muscovite, feldspaths potassiques, feldspaths sodiques et biotite, feldspaths calcosodiques et amphibole, feldspaths calciques et pyroxène, et olivine. Les basaltes (feldspaths calciques, pyroxène, olivine) sont plus altérables que les granites (quartz, muscovite, feldspaths potassiques).

I.1.1.1.1. Quartz

Il s'agit d'un minéral le plus souvent largement majoritaire dans les sols. Il peut fréquemment y représenter plus de 50 % de la fraction minérale et jusqu'à 90 % ou plus des fractions limoneuses et sableuses dans certains sols (**Duchaufour, 2010**).

I.1.1.1.2. Feldspaths

Les feldspaths sont des minéraux essentiels de la plupart des roches magmatiques et de certaines roches métamorphiques. Les feldspaths sont des aluminosilicates potassiques, sodiques ou calciques, à structure de tectosilicate. Leur altération libère des éléments nutritifs essentiels pour les plantes (calcium, magnésium, potassium), et des constituants nécessaires à la néoformation de minéraux secondaires tels que les argiles (silicium et aluminium). Les formules générales des feldspaths sont $M (AlSi_3 O_8)$ ou $M (Al_2 Si_2 O_8)$, où M représente un cation basique. (**Duchaufour, 2010**)

I.1.1.1.3. Micas

Ce sont des minéraux abondants dans de nombreuses roches, qu'elles soient magmatiques, métamorphiques ou sédimentaires. Les micas appartiennent à la famille des phyllosilicates à laquelle se rattachent également les argiles minéralogiques. Leur structure cristallographique de base résulte de l'assemblage de 2 couches tétraédriques siliceuses avec une couche octaédrique alumineuse. L'association de ces 3 couches engendre la formation d'un feuillet élémentaire à structure planaire (**Duchaufour, 2010**).

I.1.1.2. Minéraux secondaires

Ces minéraux se sont constitués au cours de la pédogenèse issus de l'altération des minéraux primaires, en général, de 95 à 99% du sol. Ils sont stables dans les conditions hydratantes, oxydantes ou réductrices du sol. La nature des minéraux peut être extrêmement diverse avec des tailles granulométriques différentes (**Quénéa, 2004**). Les minéraux secondaires sont de deux types : minéraux bien ou mal cristallisés. Les premiers

concernent les argiles (illite, smectite, vermiculite, kaolinite, chlorite, glauconie, et argiles fibreuses), les oxydes (comme l'oxyde de Fe hématite), les phosphates, les carbonates secondaires (comme la calcite), et les oxyhydroxydes bien cristallisés de Fe (goethite), de Al (gibbsite) ou de Mn.

I.1.1.2.1. Les argiles

Le terme argile désigne un mélange de minéraux argileux associés à d'autres minéraux (feldspaths, quartz etc.) ainsi que des impuretés (oxyde de fer, titane etc.) Par ailleurs, ce mélange est caractérisé par une certaine plasticité et des grains ayant une taille inférieure à 2 μm plus ou moins bien cristallisés (**Richer de Forges et al., 2008**). Les particules d'argile résultent de l'altération des roches par hydrolyses de minéraux primaire silicatés.

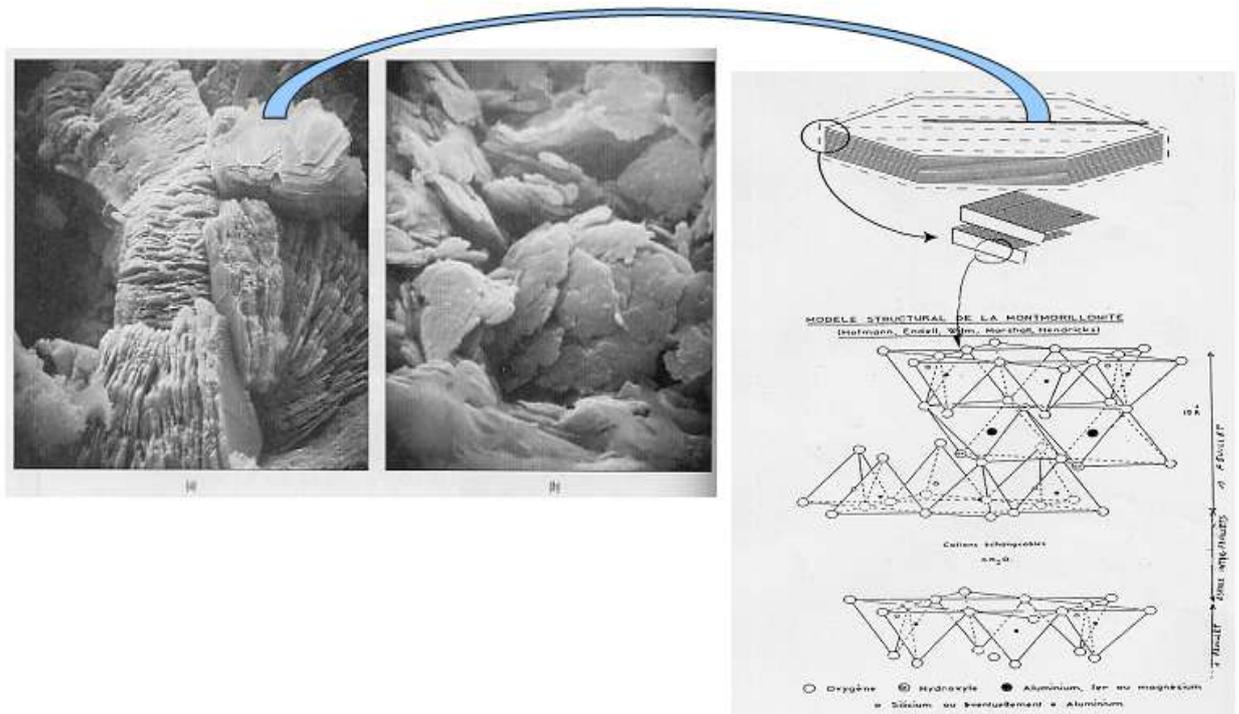


Figure 3: formule structurales des principaux minéraux argileux et des phyllosilicates apparentés (**Bonneau et Souchier 1979**).

Les minéraux argileux sont des phyllosilicates d'aluminium dont les feuillets sont constitués de couches d'octaédres $\text{Al}(\text{OH})_6$ et de couches de tétraédres SiO_4 reliées par les atomes O et OH mis en commun. La distance inter-réticulaire d sépare 2 feuillets successifs. Les substitutions d'atomes sont fréquentes dans les feuillets. L'édifice cristallin peut être désorganisé (la cristallinité est moins bonne). D'autre part, il y a des déséquilibres au niveau des charges; ce déséquilibre est compensé par adsorption de cations dans

l'espace interfoliaire (capacité d'échange des argiles). D'après la structure du feuillet, on distingue principalement les argiles 1/1 (1 couche tétraédrique+1 couche octaédrique) et les argiles 2/1 (2 tétra. pour 1 octaédrique) (**Tableau. 1**)

Tableau. 1 : Formules structurales des principaux minéraux argileux et des phyllosilicates apparentés (**Bonneau et Souchier 1979**).

	Minéraux	Cations échang.	Cations compens.	Couche té IV	Anions coordin.	Couche oc VI	Anions coordin.	Charge nette
Minéraux 1:1	KAOLINITE			Si ₂	O ₅	Al ₂	(OH) ₄	0
	Serpentine			Si ₂	O ₅	Mg ₃	(OH) ₄	0
Minéraux 2:1	Pyrophyllite			Si ₄	O ₁₀	Al ₂	(OH) ₂	0
	Talc			Si ₄	O ₁₀	Mg ₃	(OH) ₂	0
	MUSCOVITE		K	(Si ₃ Al)	O ₁₀	Al ₂	(OH) ₂	-1
	BIOTITE		K	(Si ₃ Al)	O ₁₀	(Mg Fe ²⁺) ₃	(OH) ₂	-1
	ILLITE	CE+0,1	K _{0,7}	(Si _{3,2} Al _{0,8})	O ₁₀	Al ₂	(OH) ₂	-0,8
	MONTMORILLONITE	CE+0,5		Si ₄	O ₁₀	(Al _{1,5} Mg _{0,5})	(OH) ₂	-0,5
	BEIDELLITE	CE+0,5		(Si _{3,5} Al _{0,5})	O ₁₀	Al ₂	(OH) ₂	-0,5
	Nontronite	CE+0,5		(Si _{3,5} Al _{0,5})	O ₁₀	(Fe ³⁺) ₂	(OH) ₂	-0,5
	VERMICULITES							
	V. trioctaédrique	CE+0,7	*K _{0,7}	(Si ₃ Al)	O ₁₀	(Mg _{2,7} [Fe ³⁺] _{0,3})	(OH) ₂	-0,7
V. dioctaédrique	CE+0,7	*K _{0,7}	(Si _{3,6} Al _{0,4})	O ₁₀	(Al _{1,7} Mg _{0,3})	(OH) ₂	-0,7	
Minéraux 2:1:1	CHLORITES							
	chl. trioctaédrique feuillet 2:1 couche oc	CE+0,1		(Si _{2,5} [Al ou Fe ³⁺] _{1,5})	O ₁₀	(Mg _{2,6} [Fe ³⁺] _{0,4}) (Mg ₂ Al)	(OH) ₂ (OH) ₆	-1,1 1

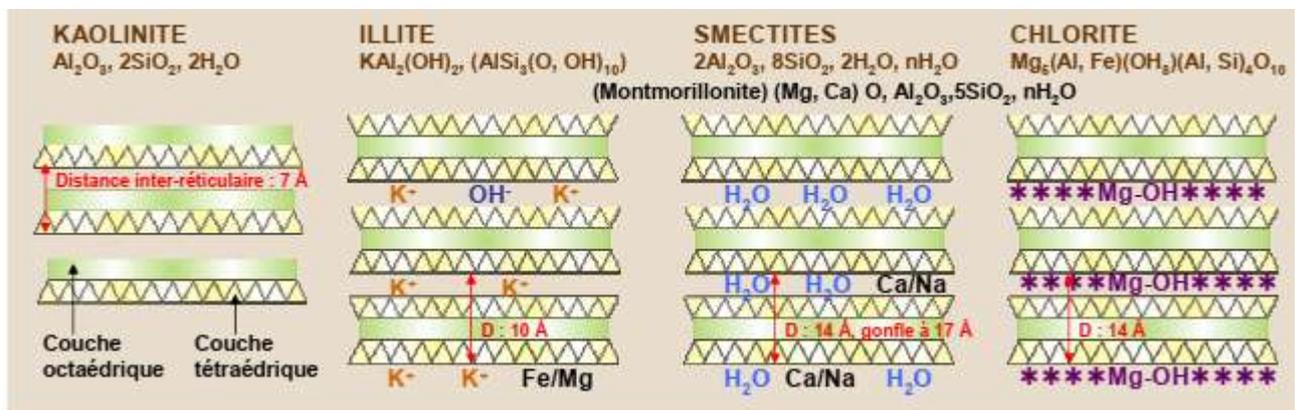
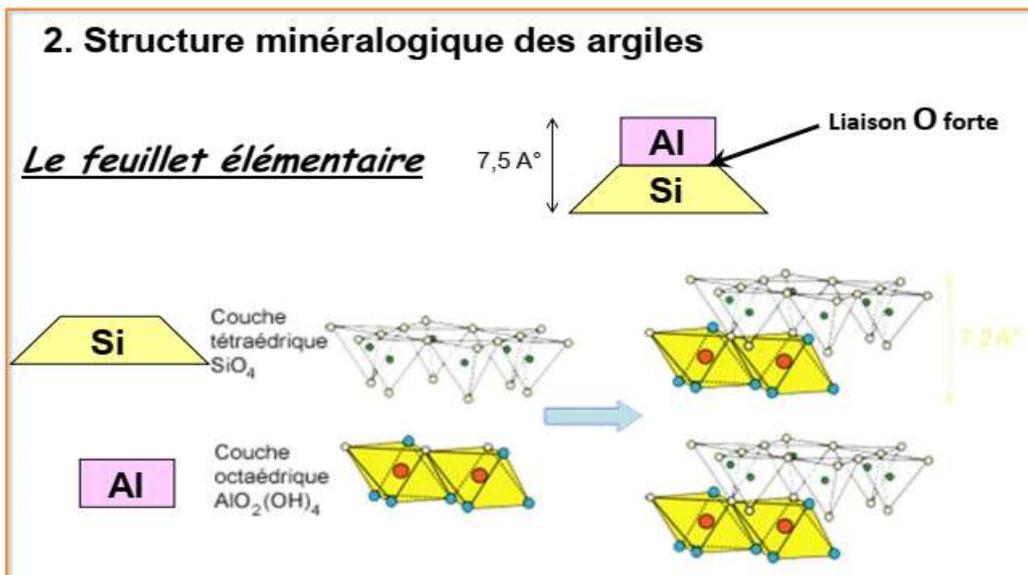
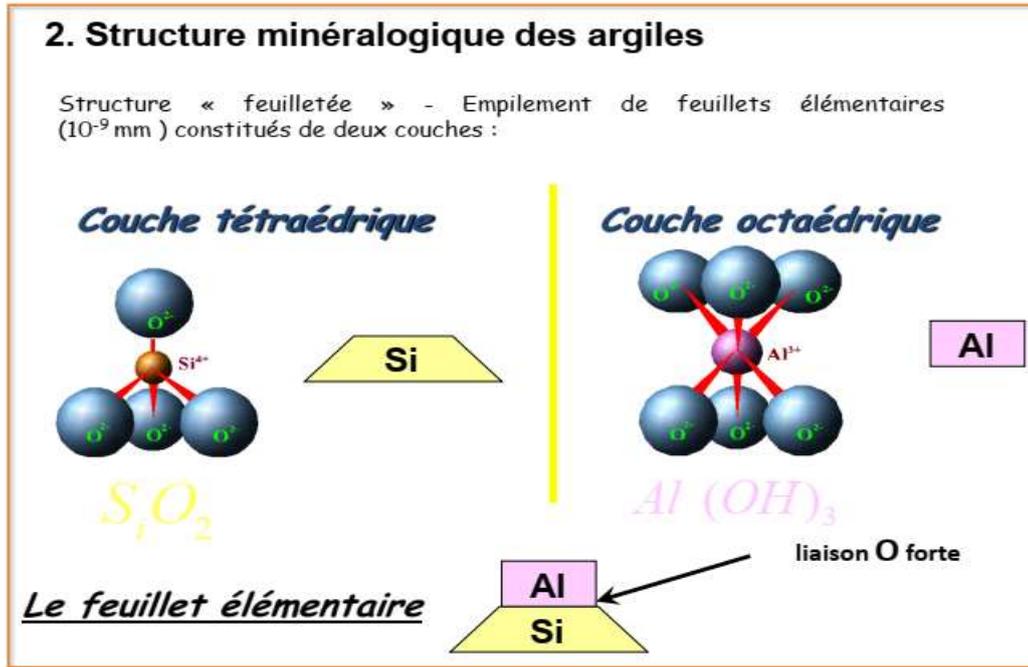


Figure. 4: structure d'un microcristal d'argile (Brady, 1984)

I.1.1.2.2. Les sables

Les éléments sableux dans le sol regroupent les sables grossiers (cailloux > 20 mm et graviers > 2 mm), les sables moyens (sables moyens > 200 micromètres) et les éléments fins (sables fins > 20 micromètres et limons > 2 micromètres). Provenant de la désagrégation des roches, les éléments sableux du sol peuvent être siliceux, silicatés ou calcaires. En fonction de la densité des minéraux, on sépare deux fractions dans les sables : les minéraux lourds ($d > 2,9$) et les minéraux légers ($d < 2,9$) (**Richer de Forges et al., 2008**).

I.1.1.2.3. 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.

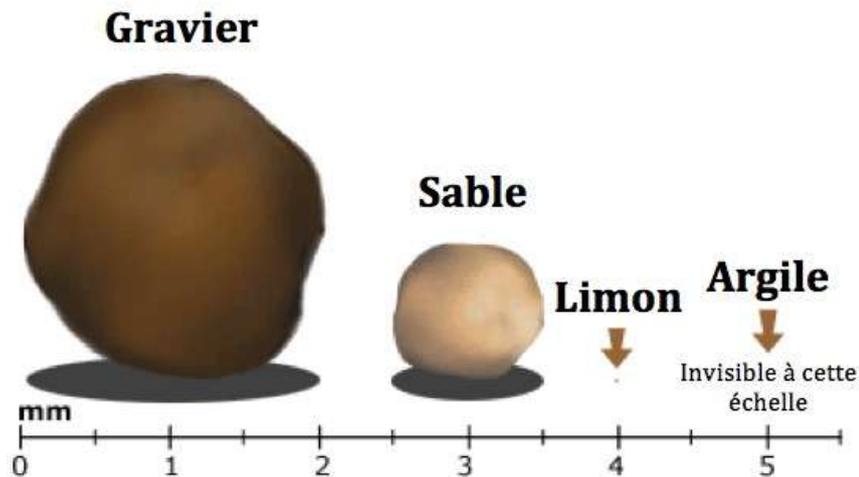


Figure.5 : les différentes fractions constitutives du sol.

I.1.1.2.4. Les carbonates

Le carbonate le plus abondant est la calcite (CaCO_3) ou mixtes, de calcium et de magnésium (dolomite, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), sont essentiellement présents dans les roches sédimentaires 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 (**Berger, 1961**). La plupart ont une origine biologique et ont pris naissance au sein des eaux douces ou marines: ils s'altèrent par dissolution dans l'eau chargée de CO_2 , en donnant des bicarbonates, la dolomite étant, à cet égard, moins altérable que la calcite.

I.1.1.2.5. Les oxyhydroxydes

Les oxyhydroxydes, ce sont des constituants présents dans les fractions fines du sol et notamment dans les argiles. Les oxyhydroxydes proviennent de l'altération des minéraux primaires, essentiellement les minéraux ferromagnésiens. Les oxyhydroxydes sont des minéraux qui résultent de la combinaison de différents cations métalliques (fer, aluminium, manganèse,...). Il s'agit donc des oxyhydroxydes de fer qui sont en particulier la goethite de couleur ocre (Fe OOH) en climat humide, l'hématite rouge ($\text{Fe}_2 \text{O}_3$) en sol fersialitique. Ils assurent les liaisons entre argiles et humus (**Bonneau et Souchier, 1979**).

Comme le fer, l'aluminium est sous forme d'ion assure les liaisons argiles-matière organique et peut se fixer sur les feuillets de vermiculite pour donner un chlorite. Les formes cristallines de l'aluminium comme la gibbsite (Al OH_3) et la bohémite (Al OOH) sont rares dans les sols des climats tempérés.

I.1.1.2.6. 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. Les sels les plus fréquents sont la halite (NaCl), déterminant des efflorescences blanches des sols de type Solontchaks (salins blancs), le sulfate de sodium (Na_2SO_4) et le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ce dernier pouvant s'accumuler de façon notable dans les sols des régions arides (fréquemment sous un horizon d'accumulation de CaCO_3) (**Bonneau et Souchier, 1979**).

I.1.2. Les constituants organiques

Un sol minéral typique contient entre 2 et 5% de matière organique qui peut être définie comme une matière carbonée provenant d'êtres vivants végétaux et animaux. Elle est composée d'éléments principaux (C, H, O, N) et d'éléments secondaires (S, P, K, Ca, Mg). La fraction organique se répartit en 4 groupes:

I.1.2.1. 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.

I.1.2.2. 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,...).

I.1.2.3. 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...). Les produits transitoires constituent la fraction jeune des matières organiques ou " humus jeune ". Or certains de ces produits au lieu de se minéraliser complètement vont stopper leur évolution. Leur molécules, au lieu de se décomposer, vont se regrouper, se condenser, se " polymériser " pour aboutir à des substances nouvelles à très grosses molécules qualifiées d'acides humiques. C'est la deuxième étape de l'évolution des matières organiques dans le sol : l'humification (**Duchaufour , 2010**).

I.1.2.4. 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.

Tableau. 2 : Origine de la matière organique du sol (**Duparque et Rigalle, 2011**)

Quantités de matières végétales retournées au sol (en tonnes/ha/ an de matières sèches)	
Forêts feuillue tempérée	3-9 t/ha/an
Forêts résineuses tempérées	3-6 t/ha/an
Forêt subtropicale	20 t/ha/an
Forêt équatoriale	25 t/ha/an

- L'ensemble de la matière organique des sols comporte donc:
 - des produits frais ou peu évolués (peu transformés): ce sont les matières organiques fraîches (M.O.F).
 - des produits évolués: ce sont les matières humiques (M.H). Elles constituent l'humus au sens strict du terme.
- L'ensemble (M.O.F. et M.H) constitue l'humus au sens large (Mull, Moder, Mor).

La matière organique fraîche se compose:

- Sucres, d'amidons et d'autres hydrates de carbone solubles dans l'eau
- Hemicelluloses

- Cellulose, polysaccharide provenant de la condensation de molécules de glucose
- Lignines, qui sont des produits de condensation de polyphénols
- Tanins
- Graisses, de cires, d'huiles,...
- Protéines et dérivés
- Constituants minéraux (cendres) : P, S, K, Ca,...

I.1.2.6. Les fonctions des MO du sol dans le sol

Les MO assument de nombreuses fonctions agronomiques et environnementales synthétisées dans la figure 6 :

- Elles assurent le stockage et la mise à disposition pour les plantes, par minéralisation, un **réservoir d'éléments nutritifs** dont elle a besoin.
- C'est le **substrat de base pour le réseau trophique détritifique** : les microorganismes saprophytes (composés de bactéries, d'archées et de champignons) et de nombreux organismes de la faune du sol, dont les ingénieurs du sol, se nourrissent en métabolisant les composés organiques des litières et du sol. Ces organismes saprophages servent alors de substrat pour divers organismes prédateurs et omnivores (**Duchaufour, 2010**).
- La matière organique retient à sa surface des cations et anions adsorbés. Elle a une **capacité d'échange cationique très élevée** avec l'argile d. Ainsi, la teneur en matière organique du sol a une forte influence sur la capacité de ce sol à retenir et restituer les éléments nutritifs, en les protégeant de la lixiviation.
- Elles ont un rôle central dans la structuration du sol et participent à sa stabilité vis-à-vis des agressions extérieures (ruissellement, tassement...) en limitant notamment le transport des particules solides, le phénomène de l'érosion par hydrique. Les polysaccharides qui constituent des molécules de la matière organique, jouent un rôle de glu entre les particules minérales, contribuant ainsi à l'agrégation. Les MO stabilisées sont des matières colloïdales, qui participent à la formation du **complexe argilo-humique** grâce à leurs charges surfaciques. Cette liaison intime entre matière organique et argiles contribue également à la formation d'agrégats stables et donc de macroporosité, synonymes d'une structure favorable au bon enracinement et fonctionnement racinaire des plantes, ainsi qu'à la bonne infiltration et au drainage de l'eau (**Duchaufour, 2010**).

- Elles jouent un rôle fondamental pour la **capacité de rétention d'eau** et permet donc d'augmenter la **réserve utile** du sol. Elles participent au maintien de la qualité de l'eau par leur forte capacité de rétention des polluants organiques (pesticides, hydrocarbures...) et minéraux (éléments traces métalliques).
- Elles favorisent le réchauffement du sol (coloration plus sombre des matières organiques).
- Elle augmente l'activité microbienne : la matière organique constitue, en effet, une source énergétique pour les micro-organismes.

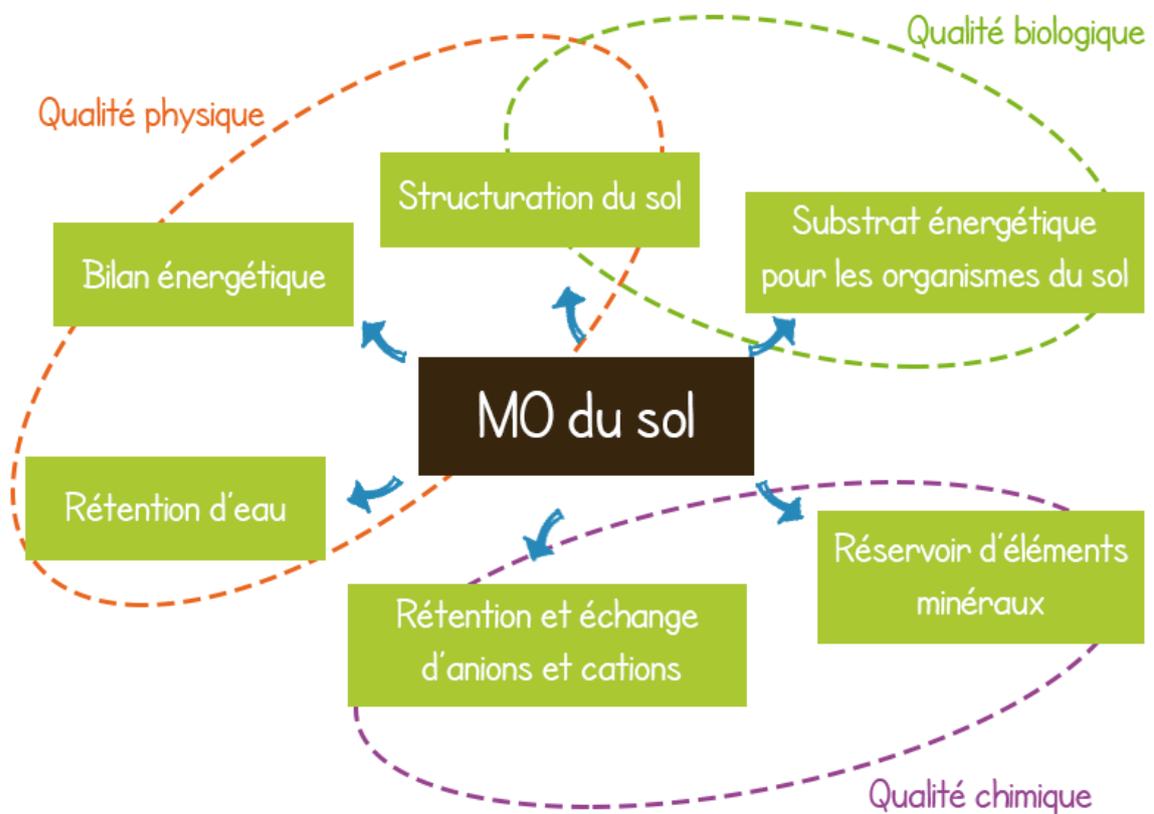


Figure.6 : Les rôles de la matière organique (<https://www.supagro.fr/ress-pepites/acteursbiologiques/co/ImportanceMO.html>)

I.1.2.7. L'évolution des MO dans le sol

Les MO du sol évoluent sous l'incidence de divers processus physiques, chimiques ou biologiques. Ces processus correspondent à la dégradation de la matière organique qui est alors conduit à la formation d'un certain nombre de composés solubles ou insolubles, résultant du métabolisme des sucres simples (glucose, fructose, lactose, amidon,

glycogène, etc.) ou complexes (cellulose, lignines ou tanins) et de celui des matières organiques azotées.

L'ensemble de la matière organique des sols comporte donc:

-Des produits frais ou peu évolués (peu transformés): ce sont les matières organiques fraîches (M.O.F).

-Des produits évolués : ce sont les matières humiques (M.H). Elles constituent l'humus au sens strict du terme. L'ensemble (M.O.F. et M.H) constitue l'humus au sens large (Mull, Moder, Mor).

Les transformations des matières organiques se réalisent essentiellement par deux processus :

- **L'humification** est le terme servant à désigner la transformation de la M.O.F. en M.H. dans des conditions écologiques « normales », c'est-à-dire d'aération et de richesse chimique suffisante. En conditions anaérobies, il y a putréfaction ou tourbification. Certains produits organiques au lieu de se minéraliser complètement vont stopper leur évolution. Leur molécules, au lieu de se décomposer, vont se regrouper, se condenser, se " polymériser " pour aboutir à des substances nouvelles à très grosses molécules qualifiées d'acides humiques. C'est la deuxième étape de l'évolution des matières organiques dans le sol. Une des caractéristiques importantes de ce processus est l'incorporation d'azote dans les macromolécules humiques, conduisant à un stockage de l'azote sous forme organique dans le sol (**Foth, 1990**).
 - **La minéralisation** concerne l'ultime phase de la transformation des substances organiques. Elle se traduit par la libération dans l'atmosphère et le sol de produits minéraux tels l'eau, le gaz carbonique, acide nitrique, ammoniac, sels minéraux solubles (K+,...) (**Foth, 1990**).
- 1- **La minéralisation primaire** est un processus relativement rapide. Il aide à la libération de substances nutritives par la désintégration et la dépolymérisation séquentielles des matières organiques. Parmi ces substances figurent l'eau, le CO₂, l'acide nitrique, les phosphates et les sulfates, etc. Cette étape est principalement influencée par la faune du sol (champignons et bactéries). Ces matières minérales peuvent être assimilées par les plantes, adsorbées sur le complexe argilo-humique,

perdues par lessivage ou reprise par certains microbes pour la synthèse de l'humine microbienne (Foth, 1990).

- 2- **La minéralisation secondaire**, par contre, est un processus très lent qui se produit à un taux de 2 à 3 pour cent par an. Elle a un effet sur l'humus qui évolue depuis plusieurs années et libère des quantités importantes de nutriments par an qui sont mises à la disposition des plantes (Foth, 1990).

I.1.2.8. Propriétés générales des différents composés humiques

I.1.2.8.1. Les acides humiques

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, ...).

Les acides humiques bruns sont peu colorés, à molécule de taille moyenne et peu condensés. Ils se lient difficilement avec l'argile pour former des complexes argilo-humiques peu stables et flocculent lentement par le calcium à concentration élevée.

Les acides humiques gris sont très foncés, à grosse molécule, très condensés et forment avec l'argile un complexe argilo-humique très stable. Ils flocculent aisément par le calcium à faible concentration.

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. La fraction ainsi solubilisée comprend plusieurs sortes d'acides humiques. Mais une fraction reste insoluble : on l'appelle l'humine. La fraction soluble dans le réactif alcalin est alors traitée par un acide fort (HCl ou H₂SO₄) : une fraction est précipitée, il s'agit des acides humiques proprement dit, colorés en brun-noir. L'autre fraction reste soluble ; se sont les acides fulviques de couleur brun-rougeâtre (Duchaufour, 2010).

I.1.2.8.2. 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

floculables, 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, par fois même sa destruction préparant sa migration en profondeur (c'est le phénomène de " la podzolisation") (Duchaufour , 2010).

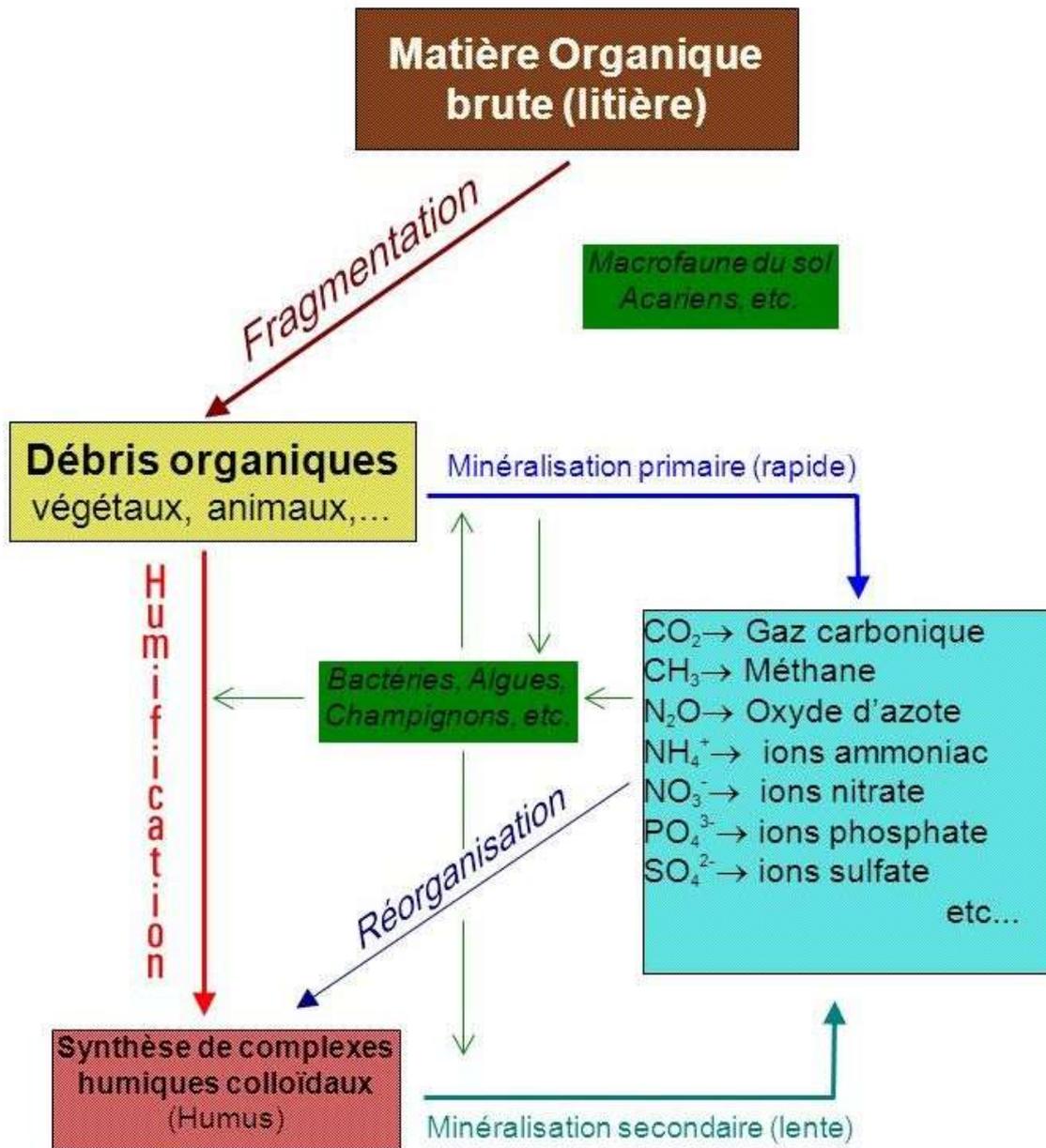


Figure.7 : la première phase de l'humification passe par la dégradation des matières organiques mortes (<https://slideplayer.fr/slide/181165/>).

I.1.2.8.3. 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) (**Foth, 1990**).

I.1.2.9. Les phases de l'humification

I.1.2.9.1. Phase du lessivage physique

Les débris organiques non encore décomposés (M.O.F.) sont privés par simple solubilisation dans l'eau (pluie) de composés aisément mobilisables tels que les sucres, les sels minéraux (Na, K,...), des acides aminés, des composés phénoliques solubles, etc.

I.1.2.9.2. Phase de désagrégation physique

Principalement sous l'action de la faune du sol, les débris organiques sont fragmentés, désagrégés, pulvérisés. La surface d'attaque microbienne est considérablement augmentée (jusqu'à 3000 ou 4000 fois).

I.1.2.9.3. Phase de la biodégradation ou bioréduction

Il s'agit d'une phase essentiellement microbienne. Il y a aussi action des enzymes digestifs des animaux. On observe des enzymes de cellulolyse, hémicellulolyse, protéolyse et lignolyse

I.1.2.9.4. Phase de l'humogénèse proprement dite

Il s'agit de la phase d'élaboration des composés humiques (acides fulviques, acides humiques et humines). Deux phénomènes peuvent être observés : élaboration de produits de synthèse et de déchets de métabolismes (activités des bactéries notamment) ; condensations (polymérisations) purement chimiques.

I.1.2.9.5. Phase de complexation

Lorsque les substances humiques à petites ou à grosses molécules sont mise en contact interne avec les colloïdes minéraux, il peut s'établir des liaisons de types variés entre les deux groupes de substances pour donner des complexes organo-minéraux. Leur

formation est grandement favorisée par l'action exercée par les vers de terre. Les complexes organo-minéraux interviennent surtout comme ciment colloïdal pour assurer la cohésion des agrégats du sol. Toutefois, en milieux acides, il se forme également des complexes de chélation qui sont responsables de la migration en profondeur des colloïdes argileux et des sesquioxides.

I.1.2.9.6. Phase de minéralisation secondaire

Il s'agit, comme nous l'avons déjà vu, de la minéralisation lente des composés humiques.

Tableau. 3 : les phases de l'humification (Foth, 1990).

Phases	Agents	Actions, effets
Lessivage physique	Eau de pluie	Dissolution de composés solubles : sels minéraux, sucres simples, acides aminés,...
Dégradation physique	Faune du sol	Fragmentation des débris organiques
Bioréduction	Bactéries, Champignons Enzymes du tube digestif des animaux du sol	Cellulolyse, protéolyse, lignolyse, etc. Oxydation plus ou moins complète des produits formés (jusqu'à minéralisation). Production de substances « préhumiques » (composés phénoliques solubles)
Humogénèse	Bactéries Processus purement chimiques	Elaboration de produits de synthèse et de déchets de métabolisme Condensations purement chimiques Formations d'acides humiques et d'humines
Complexation	Vers de terre	Formation de complexes organo-minéraux
Minéralisation secondaire	Bactéries, Champignons	Minéralisation lente des composés humiques

I.1.2.10. Agents d'humification

I.1.2.10.1. Bactéries

Abondant autour des racines de telles plantes telles que les graminées et les légumineuses. Beaucoup sont des hétérotrophes, ce qui signifie qu'ils décomposent la matière organique et fournissent de l'énergie pour le métabolisme. D'autres sont autotrophes, c'est-à-dire qu'ils oxydent ou diminuent ces composés minéraux en fonction du pH et du milieu **Duchaufour (1984)**. Les principales réactions sont les suivantes:

- nitrification: oxydation de NH_4 en NO_2

- dénitrification: réduction des nitrates en Azote gazeux $(\text{NO}_3)^- \text{-----} \rightarrow \text{N}_2$
- fixation d'Azote atmosphérique
- réduction sulfates-sulfures
- oxydation sulfures-sulfates
- réduction fer ferrique-ferreux
- oxydation fer ferreux-ferrique

I.1.2.10.2. Actinomycètes

Ce sont des filaments mycéliens non cloisonnés. La fonction écologique des actinomycètes au sein des écosystèmes est :

La décomposition des matières organiques comme de la cellulose et de la chitine. Se développent sur de la matière organique déjà partiellement dégradée et sécrètent des antibiotiques (actinomycine, ...)

La formation des nodules au niveau des racines de certains arbres participant à la fixation de l'azote atmosphérique.

I.1.2.10.3. Champignons

La plupart des champignons possèdent un appareil végétatif, mycélium, formé de filaments ramifiés (hyphes) cloisonnés ou non. L'extension du mycélium peut atteindre plusieurs mètres (on connaît un basidiomycète dont le mycélium couvrait 15 hectares). Ils sont toujours hétérotrophes et aérobies et appartiennent à de nombreux groupes. Ils agissent surtout dans les premières phases de la décomposition des litières, ils sont les principaux minéralisateurs.. Certains sont associés aux racines des plantes supérieures en formant des mycorhizes (**Duchaufour 1984**).

I.1.2.10.4. Faune

- Protozoaires (Ciliés), Nématodes; se nourrissent de bactéries et d'Actinomycètes.
- Arthropodes inférieurs (Acariens, Tardigrades, Collemboles); taille < 1cm; produisent les pelottes fécales.
- Lombrics: forment les agrégats argilo-humiques pendant le transit digestif et remontent les argiles et les ions de la profondeur.
- Larves d'Insectes
- Termites dans les régions tropicales (rôle voisin de celui des lombrics).

I.1.2.11. Facteurs agissant sur l'humification.

La vitesse de décomposition varie, simplement en raison des activités des organismes du sol responsables de la décomposition, l'existence d'organismes et les conditions dans lesquelles ces organismes se trouvent.

I.1.2.11.1. Le climat

L'activité des microorganismes est affectée par la teneur en eau et la température du sol: lorsque le sol est très humide et non saturé, la communauté microbienne fonctionnera à plein régime entre 20 et 40 °C. En revanche, dans un sol gelé ou très sec, il n'y a pratiquement aucune activité. Par conséquent, dans de nombreuses régions du monde, en raison de l'existence de saisons froides ou sèches, la décomposition peut être très lente et même s'arrêter pendant une longue période de l'année. D'un autre côté, une fois que les conditions s'améliorent, il peut se rétablir soudainement (**Duchaufour , 2010**).

I.1.2.11.2. Les propriétés physiques et chimiques du sol

Différents sols sont caractérisés par des espaces poreux différents, qui ont un impact important sur l'activité microbienne. Les pores des sols sont en fait les habitats de microorganismes, mais ces habitats peuvent être plus ou moins avantageux ou contraignants.

Un pore peut notamment:

- être plus ou moins plein d'eau, plus ou moins favorable à l'activité microbienne;
- être plus ou moins connecté à la surface du sol et à l'atmosphère, et tant moins de manque d'oxygène, nécessaire pour les métabolismes aérobiques;
- être plus ou moins accessible: pour l'entrée de microorganismes ou enzymes tels que les protozoaires et les nématodes, qui règlent la composition et l'activité des communautés microbiennes par prédation;
- contenir plus ou moins de matière organique et de nutriments qui servent de substrat aux microorganismes.

I.1.2.12. Les caractéristiques de la matière en décomposition : récalcitrance, teneur en nutriments, taille des fragments.

Différents types de matières organiques ne sont pas égaux lorsqu'ils se décomposent Certains matériaux sont considérés comme « labiles » car ils sont si facilement et donc rapidement décomposés par des micro-organismes que leurs liaisons chimiques peuvent être

attaquées par de nombreuses enzymes produites, libérant de l'énergie chimique, et ils contiennent des quantités suffisantes de différents nutriments dont les cellules microbiennes ont besoin. Le tissu foliaire de la plante annuelle est généralement de ce type (**Duchaufour , 2010**).

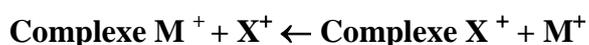
D'autres matériaux sont appelés «résistance» en raison de sa résistance à la décomposition. Ces matériaux proviennent souvent de tissus structurels des plantes (tiges, bois, grandes racines). Ils contiennent de nombreuses molécules grosses et lourdes de brutes: lignine, cellulose, hémicellulose, tanins, cires, résines. Sa dégradation en petites unités par des microorganismes nécessite la production d'enzymes spécifiques (exemple: cellulases, oxydes de phénols, dont les coûts de fabrication sont grands et souvent synthétisés uniquement par certaines familles de microorganismes à croissance lente. En conséquence, sa décomposition est beaucoup plus lente que les matériaux délibérés.

Par ailleurs certains tissus végétaux à teneur faible en nutriments subissent une décomposition lente non pas parce que leurs composés nécessitent des enzymes, mais parce que les micro-organismes qui s'y développent ont un taux de croissance limité, en raison du manque de nutriments nécessaires pour construire de nouvelles cellules.

I.1.3. Les complexes colloïdaux

Le sol possède la propriété de retenir un certaines substances (substances humiques, argile, sesquioxydes,...). Au sens large, ces substances forment complexe adsorbant (colloïdes) du sol, c'est à dire l'ensemble des colloïdes dotés de charges négatives ou positives (**Duchaufour , 2010**).

Sur certaines des surfaces de ses complexes, il a une capacité de fixer des ions échangeables et qu'elle est due à un complexe adsorbant. Les ions du complexe adsorbant influent énormément sur les propriétés chimiques du sol. Le K^+ et Al^{+3} , malgré leur importance dans la nutrition des plantes, s'y trouvent en faible quantité. Le calcium assure une liaison très durable entre les particules argileuses et l'humus (**Brady, 1984**). 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. Les ions retenus sur la périphérie de complexe sont sous forme échangeable, il y aura échange entre les ions du complexe adsorbant et ceux de la solution. L'absorption ionique dans le sol peut être considérée comme réversible:



Les ions échangeables sont en équilibre avec la solution du sol

- Passage en solution d'ions du complexe \rightarrow désorption

- Passage de la solution au complexe → adsorption
- Deux catégories d'éléments retenus:
 - Ions générateurs d'acidité : H⁺ et Al³⁺
 - Ions dits « basiques » : Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ et Na⁺

I.1.3.1. Caractéristique de complexe colloïdal

I.1.3.1.1. Taille

Les colloïdes inorganiques et organiques sont de taille extrêmement petite - inférieure à 2 micromètres de diamètre. Ces particules ne peuvent pas être vues en utilisant une lumière ordinaire microscope mais ne peut être vu qu'avec un microscope électronique.

I.1.3.1.2. Superficie

En raison de leur petite taille, tous les colloïdes du sol ont une plus grande surface externe par unité de masse. La surface externe de 1 g d'argile colloïdale est 1000 fois celle de 1 g de sable grossier. Certaines argiles silicatées ont des surfaces internes étendues entre les feuilles comme des unités cristallines qui composent chaque particule et dépassent souvent largement la surface externe. La surface totale des colloïdes du sol varie de 10 m²/g pour les argiles à surface externe uniquement à plus de 800 m²/g pour les argiles à surfaces internes étendues. La surface colloïdale dans les 15 cm supérieurs d'un hectare d'un sol argileux pourrait atteindre 700 000 km² /g.

I.1.3.1.3. charge de surface

Les surfaces externes et internes des colloïdes du sol portent des charges négatives et/ou positives. La plupart des colloïdes organiques et inorganiques du sol portent une charge négative. La présence et l'intensité de la charge des particules influencent l'attraction et la répulsion des particules les unes vers les autres, en influençant à la fois les propriétés physiques et chimiques (**Duchaufour, 2010**).

I.1.3.1.4. Adsorption des cations

Les minuscules particules colloïdales d'argile silicate sont appelées micelles (microcellules), portent habituellement des charges négatives, par conséquent, attirent et fixent les ions de charge positive sur les surfaces colloïdales.

I.1.3.1.5. Adsorption d'eau

Un grand nombre de molécules d'eau sont associées aux particules colloïdales du sol. Certaines molécules d'eau sont portées par des cations adsorbés.

Certaines argiles silicatées contiennent de nombreuses molécules d'eau ainsi que des cations entassés entre les plaques qui composent la micelle d'argile.

I.1.3.1.6. Cohésion

La force d'attraction entre des molécules ou des matériaux similaires est appelée cohésion. La cohésion indique la tendance des particules d'argile à se coller ensemble.

Cette tendance est due à l'attraction des particules d'argile pour les molécules d'eau maintenues entre elles.

Lorsque les substances colloïdales sont mouillées, l'eau adhère d'abord aux particules d'argile individuelles, puis provoque la cohésion entre deux ou plusieurs particules colloïdales adjacentes.

I.1.3.1.7. Adhésion

La force d'attraction entre différentes molécules ou matériaux est appelée adhérence. L'adhésion fait référence à l'attraction de matériaux colloïdaux vers la surface de tout autre corps ou substance avec lequel ils entrent en contact.

I.1.3.2. Classification des colloïdes du sol

Les colloïdes du sol peuvent être globalement classés en deux types, selon la nature des liaisons présentes et les types de composés formés. Ceux-ci sont:

- i) Colloïdes inorganiques
- ii) Colloïdes organiques.

I.1.3.2.1. Colloïdes inorganiques du sol (Complexes chimiques)

Les oxydes, les substances organiques et les ions du sol sont parfois liés sous forme de complexes chimiques généralement plus solubles ou pseudosolubles.

Ils peuvent migrer dans le sol tant que le complexe n'est pas détruit. 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 organique et il est précipité par oxydation en fer ferrique.

Les complexes les plus importants en pédologie sont ceux que la fraction soluble de la matière organique (acides fulviques) peuvent former avec d'ions Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} et Mn^{4+} . Sous forme des cations échangeables, ces cations n'existent dans le sol qu'à des pH bien défini: 6,5 pour Fe^{2+} , 5 pour Al^{3+} et 2,5 pour Fe^{3+} (**Brady, 1984**).

I.1.3.2.2. Le complexe argilo-humique

Le complexe argilo-humique est une combinaison de composés organiques (humus) avec les constituants argileux de la fraction minérale du sol. Il sert de ciment entre les particules minérales et organiques. De fréquemment 50 à 80 % de cette matière organique est adsorbée sur les argiles (**Bonneau et Souchier, 1979**).

Humus, le colloïde amorphe fournit à la fois des ions basiques et acides qui sont transitoires et disparaissent finalement du sol. L'argile, le colloïde cristallin inorganique fournit principalement les ions nutritifs basiques est plus ou moins stable. Ces deux colloïdes forment le complexe colloïdal du sol et sont extrêmement actifs et constituent des sources importantes de nutriments pour les plantes (**Bonneau et Souchier 1979**).

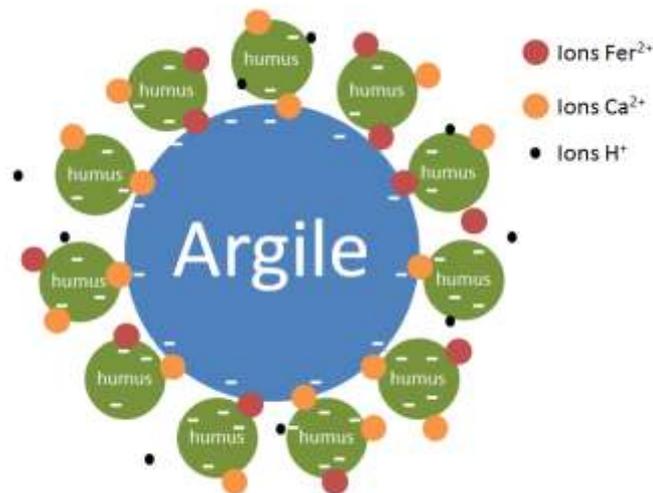


Figure.8: les modes de liaison entre l'argile et humus
(<https://formationcivamgard.fr/?EbookLeSol>)

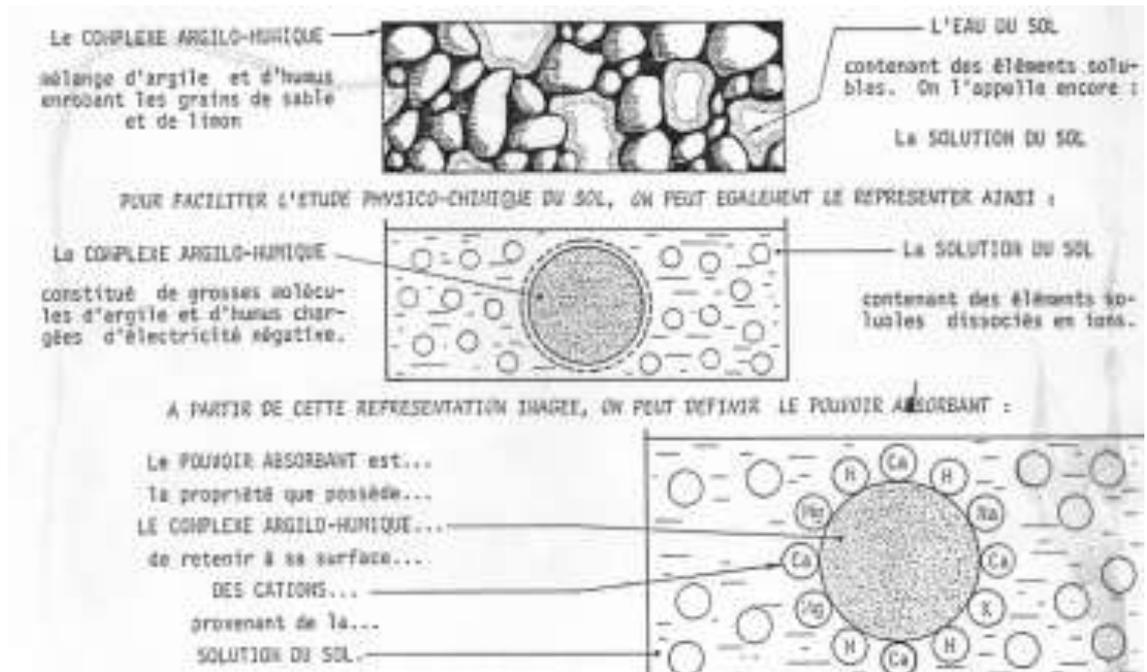


Figure.9 : le complexe adsorbant du sol (Soltner , 1992)

I.1.3.2.3. Les complexes organo-metalliques

Il s'agit cette fois d'une liaison entre des composés organiques humifiés et des cations métalliques, le fer, l'aluminium et les oligoéléments. Il se forme de la sorte une "association" organo-métallique, plus ou moins stable. Les cations monovalents (Na^+ , K^+) et bivalents (Ca^{2+} , Mg^{2+}) sont retenus sur les composés humiques essentiellement par un simple phénomène d'échange cationique. Par contre, des cations polyvalents tels que Cu^{2+} , Zn^{2+} , Mn^{2+} , Co^{2+} (oligoéléments), mais aussi Fe^{2+} (probablement aussi Fe^{3+}) et Al^{3+} ont la possibilité de former avec des composés organiques des liens de coordination. La liaison cation métallique-constituant organique s'effectue par le biais d'un complexe de coordination dans lequel les anions oxygène entourent le cation métallique (covalence coordinative) (Bonneau et Souchier, 1979).

I.1.3.3. Caractérisation du complexe adsorbant

I.1.3.3.1. Capacité d'échange cationique CEC ou T

La capacité d'échange cationique (CEC) est la quantité totale de cations qu'un poids déterminé de sol (habituellement 100 grammes) peut fixer sur son complexe argilo-humique et échanger avec la solution du sol dans des conditions de pH données. Autrement dit, c'est la somme des charges négatives du sol disponibles pour la fixation des ions H^+ et Al^{3+} ainsi que les cations basiques Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ . La CEC dépend donc de la

nature des colloïdes présentant un nombre variable et spécifique de sites négatifs et, bien sûr, du pH du sol (Gobat et al. 2010).

I.1.3.3.2. Le mécanisme de l'échange des cations :

a) La nature des ions :

La fixation des ions suit un ordre préférentiel : les cations habituellement fixés sur le complexe sont :

1. les ions H^+
2. les cations métalliques, parmi lesquels :

Certains sont fixés en quantité importante : Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ ,... d'autres en quantité généralement plus limitée : l'ion ammonium NH_4^+ , Mn^{+2} , Zn^{+2} , Cu^{++} , Fe^{+2} ou Fe^{+3} , Al^{+3}

L'intensité avec laquelle ces ions sont retenus est en général la suivant :

ANIONS : $SO_4 > F > NO_3 > Cl > Br > \dots$

CATIONS : $Li < Na < Mg < Ca < Ba < Al < H$

Un cation est donc déplaçable par tous ceux qui sont situés à sa droite.

b) Deux exemples d'échange de cations :

- ***Le remplacement des ions H^+ par des cations Ca^{+2} :***

Lorsque l'on introduit de la chaux dans un sol, ses molécules se dissocient :



La concentration d'ions Ca^{+2} augmente dans la solution du sol et cette concentration se communique au complexe, par exemple un complexe argilo-humique abondamment garni d'ions H^+ : un cation Ca^{+2} prend la place de deux ions H^+ , qui se combinent aux anions OH^- apportés par la chaux pour former de l'eau :



- ***L'échange de cations Ca^{++} contre des cations K^+ :***

Si dans ce sol enrichi en calcium par le chaulage, on introduit du chlorure de potassium (KCl, engrais potassique), ce sel se dissout, puis se dissocie en anions Cl^- et cations K^+ . Ces derniers, augmentant la concentration en ions K^+ de la solution, provoquent un échange avec le complexe : ils prennent sur celui-ci la place d'ions Ca^{++} , à raison de 2 K^+ pour 1 Ca^{++} . Ces cations Ca^{++} remis en solution forment, avec les anions Cl^- du $CaCl_2$, sel soluble qui peut être lessivé : cet apport d'engrais potassique a provoqué une décalcification du sol : *c'est l'action décalcifiante des engrais potassiques.*

I.1.3.3.3. L'équilibre entre complexe et solution du sol :

Supposons la présence simultanée des ions K^+ et Ca^{++} dans le système : argile- solution du sol. Nous avons l'équation d'équilibre :

argile $Ca^{+2} + 2 K^+ \Leftrightarrow$ argile $(2 K^+) + Ca^{+2}$ avec :

$k = \frac{\text{argile Ca} \times (K)}{\text{argile K} \times (Ca)}$ avec $k =$ constante d'équilibre qui dépend de la nature des colloïdes, de la nature des ions,...

I.1.3.3.3. Facteurs influençant la CEC

I.1.3.3.4.1. Texture du sol: la CEC augmente avec la finesse des particules de sol. Cela signifie que l'augmentation de la teneur en argile augmentera la CEC. Lorsque la taille des particules diminue, la surface spécifique augmente par unité de volume. Cela augmente naturellement la charge nette et le CEC (Foth, 1990).

I.1.3.3.4.2. Matière organique: En général, la CEC augmente avec l'augmentation de la teneur en matière organique. Les charges dépendant du pH dans la matière organique provoquent une variation de la CEC. Lorsque le pH de la solution du sol augmente, la CEC augmente également (Foth, 1990).

I.1.3.3.4.3. Nature de l'argile: la CEC des minéraux argileux varie le sol dominé par la montmorillonite et la ermiculite ont une CEC plus élevée que celles dominées par la kaolinite, la chlorite ou l'illite.

I.1.3.3.4.4. Solution du sol: En général, la CEC augmente avec l'augmentation du pH du sol. Lorsque le pH augmente, la charge dépendante du pH augmente. Dans l'humus, la plupart des CEC dépendent du pH.

I.1.3.4. Somme des « bases » échangeables (S)

La somme des quantités des bases échangeables est représentée par les cations nutritifs (essentiellement calcium, magnésium potassium et sodium) absorbés sur le complexe absorbant du sol, susceptibles d'être libérés par échange d'ions dans les solutions. On l'exprime habituellement en méq/100g de terre. La différence T-S (capacité totale d'échange – somme des bases échangeables) représente la quantité d'ions H^+ et Al^{3+} fixés. Cette différence peut encore être appelée « insaturation ». Elle représente l'acidité potentielle, l'acidité de réserve ou l'acidité d'échange du sol (Bonneau et Souchier 1979).

$$T = S + Al^{3+} + H^+$$

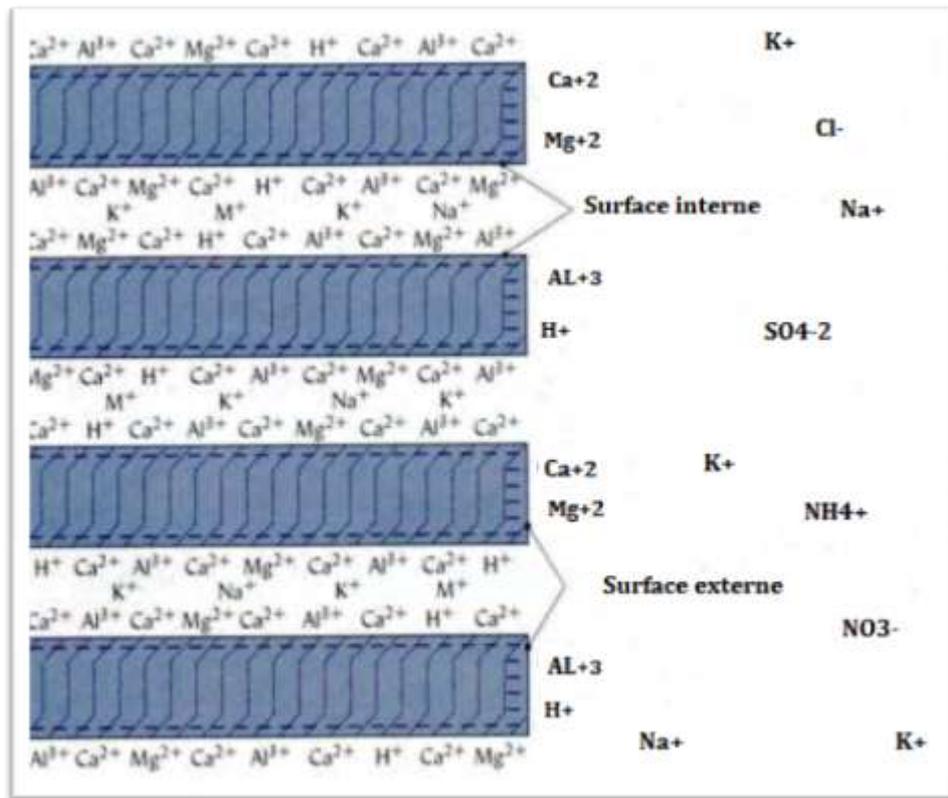


Figure 10 : Les modes de fixation des ions

I.1.3.5. Taux de saturation en « bases » : $V = S/T \%$

Le taux de saturation est le rapport somme des bases échangeables / CEC, exprimé en %. Ce taux est variable d'un sol à l'autre, et, pour un même sol d'une année à l'autre. L'aluminium et l'hydrogène sont considérés comme des ions formant des acides. Le calcium, le magnésium, le potassium et le sodium sont considérés comme des ions formant une base. Le pourcentage de sodium dans la CEC totale est appelé pourcentage de sodium échangeable (ESP) $[(Na / CEC) \times 100]$ (Bonneau et Souchier 1979).

Ces paramètres sont pris en compte lors de l'apport d'engrais et des amendements pour les sols. Une connaissance du pourcentage de saturation de base est :

1. Il aide à déterminer la quantité de chaux nécessaire pour augmenter le pH des sols acides.
2. Il indique la proportion d'éléments nutritifs des plantes dans la CEC. C'est un indice de fertilité du sol.
3. Le degré de saturation d'un cation particulier dans la CEC indique la facilité avec laquelle le cation peut être libéré pour la nutrition des plantes. Par exemple, si la saturation en calcium est plus élevée, le Ca peut être très facilement remplacé par le complexe d'échange.

Chapitre 2

L'organisation morphologique des sols

I.2. Les organisations élémentaires

Ce sont des volumes pédologiques qui assemblent les constituants; ces organisations sont partiellement visibles à l'œil nu, partiellement à l'aide de microscopes. A l'œil nu, les principales organisations élémentaires que l'on peut reconnaître et décrire dans les fosses d'observation sont: agrégats, vides, concentrations de constituants (revêtements, nodules), couleurs, traces d'activité biologique.

Le terme "organisations élémentaires" est utilisé en science de la terre pour exprimer l'arrangement spatial, fonctionnel et génétique des constituants du sol. Les organisations élémentaires sont de trois types : les agrégats, les vides, et les traits pédologiques.

I.2.1. Les agrégats

Les agrégats résultent de l'assemblage des particules élémentaires entre elles et de la fissuration des ensembles agrégés. Ces agrégats s'associent pour former des mottes puis des couches plus ou moins parallèles à la surface, d'épaisseurs variables. Ces couches constituent les différents horizons d'un sol. L'arrangement de ces particules élémentaires définit la structure du sol.

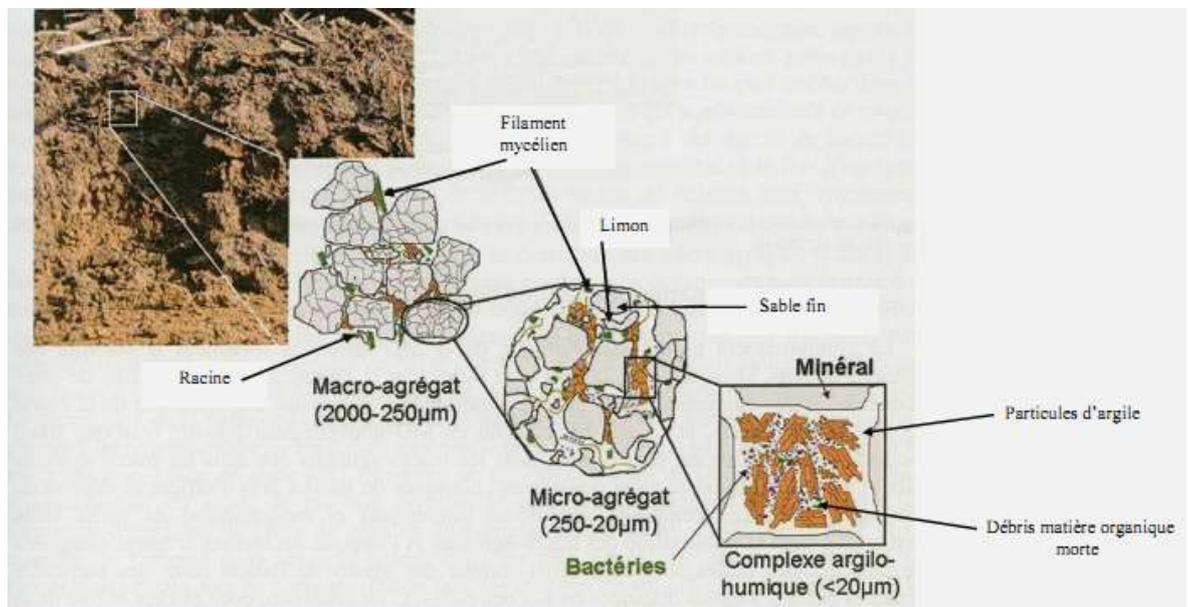


Figure. 11: Organisation hiérarchique des différentes particules organiques et minérales du sol en agrégats **Calvet (2003)**.

I.2.2. Les vides

Les vides (ou pores) sont les espaces en grande partie invisible à l'œil nu, entre les différents particules qui composent le sol. Occupés par l'eau ou gaz. La morphologie et le volume des vides dépendent de nombreux facteurs comme: la taille des particules solides du sol (argile, sable, limon, matière organique), l'activité biologique (animaux, végétaux).

I.2.3. Les traits pédologiques

Les traits pédologiques, regroupe les nodules, les pellicules, les bandes et les pédotubes, qui ont formés par l'accumulations de substances; argile, sable, limon, calcite, carbonates, hydroxyde de fer, hydroxyde d'aluminium, les formations et dégradations d'éléments: sels, matières organiques, la rhizogénese, les mouvements d'animaux. Le trait pédologique joue un rôle dans la détermination les caractéristiques du sol, son stade d'évolution, sa fertilité, sa porosité.....

I.2.4. La couleur

La couleur indique les variations de composition du sol. C'est l'indice le plus visible par les pédologues. La couleur s'interprète en terme de constituants minéralogique ou organique du sol. Un sol rouge possède des oxydes de fer peu hydratés; amorphes, un sol jaune contient des oxydes de fer hydratés, mieux cristallisés. Le sol est d'autant plus foncé qu'il est plus riche en humus.

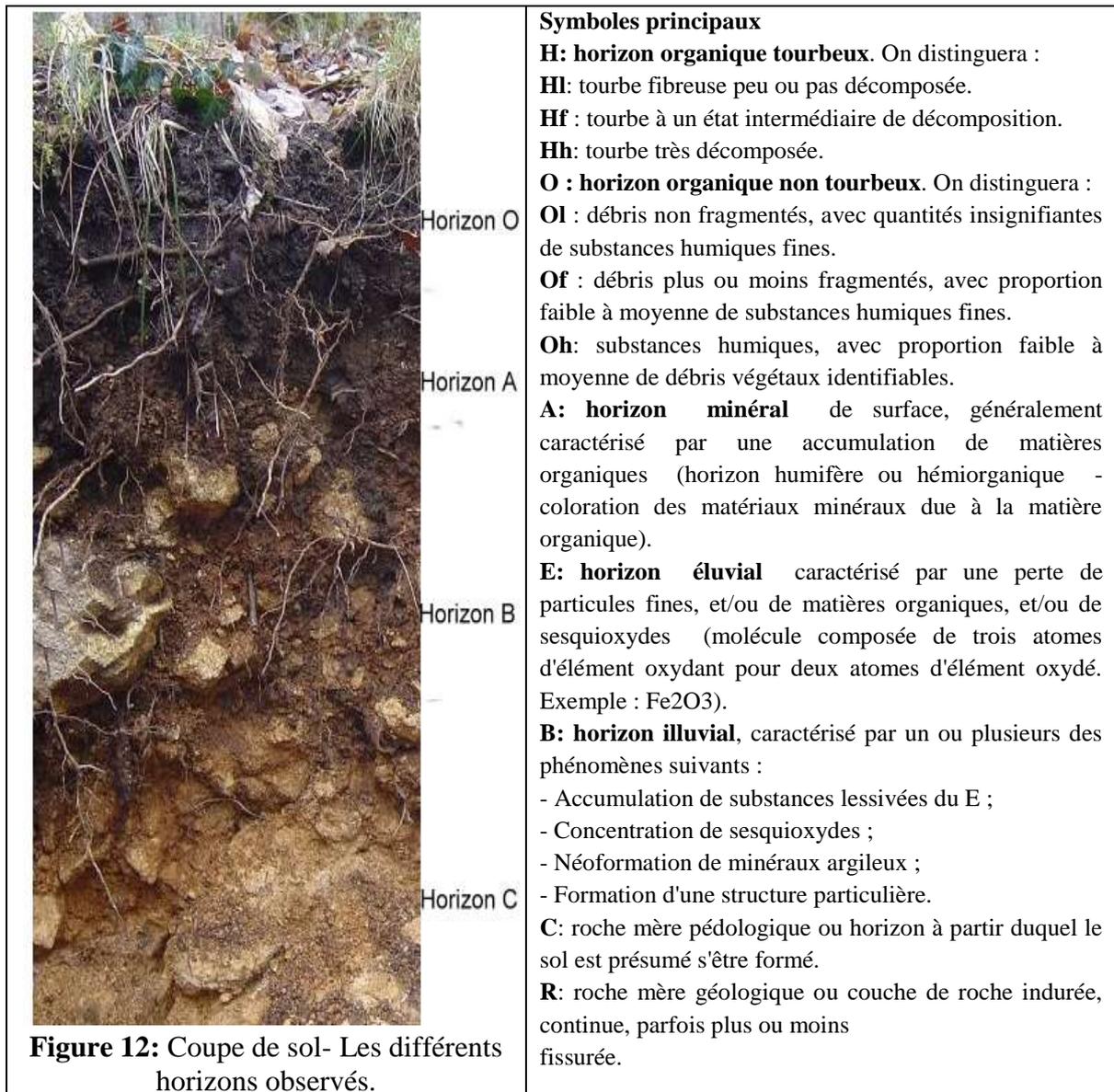
I.2.5. L'horizon pédologique

Un horizon de sol est une couche parallèle à la surface du sol dont les caractéristiques physico-chimiques et biologiques diffèrent des couches situées au-dessus et au-dessous. Les horizons sont définis dans de nombreux cas par des caractéristiques physiques évidentes, principalement la couleur, la texture, l'arrangement spatial des constituants et des vides associés. Les horizons résultent: de la dégradation par fragmentation et altération de la roche mère sous les effets conjugués de l'eau, de l'air, du climat, de la transformation et du mélange avec la matière organique.

I.2.6. Nomenclature des horizons

Les horizons sont représentés par un certain nombre de sigles:

- Un suffixe alphabétique éventuel, constitué d'une ou deux lettres minuscules pour décrire certaines différences par rapport au matériel originel (**Calvet, 2003**)

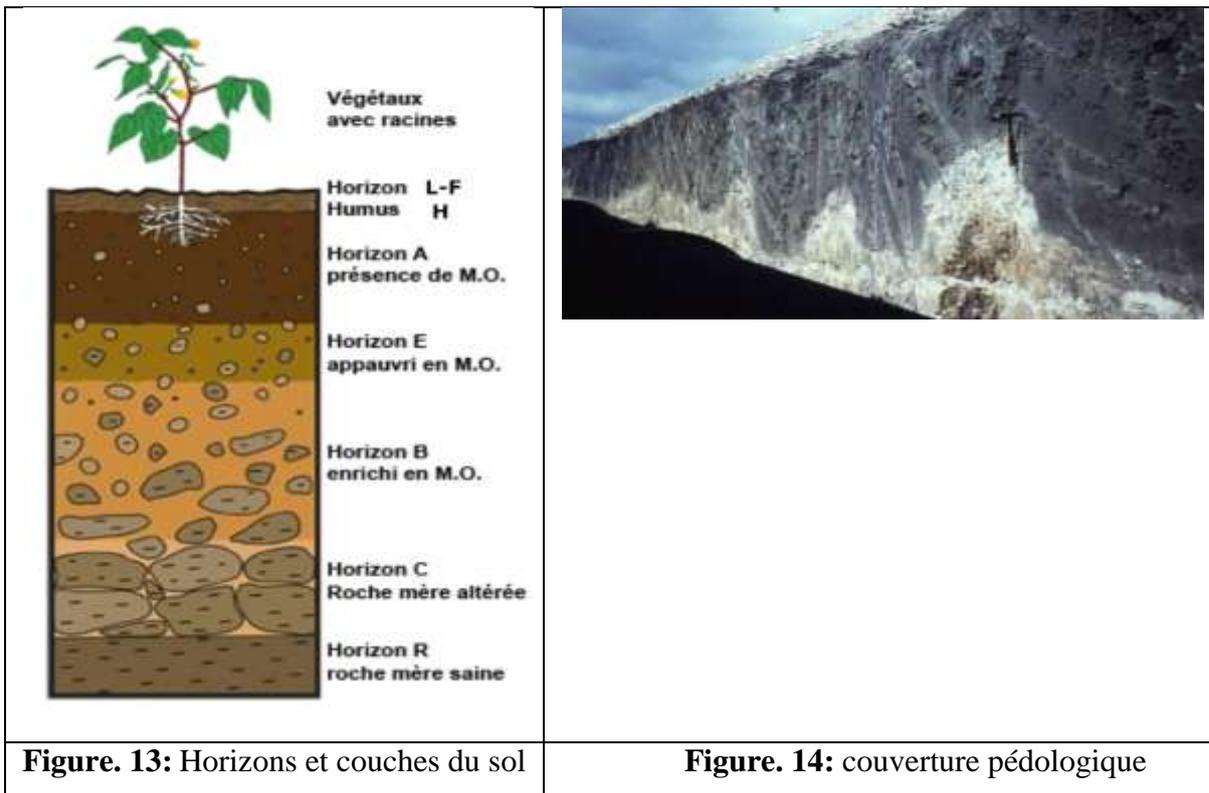


I.2.7. Les profils pédologiques

Un profil de sol est une section verticale du sol. Un profil de sol est divisé en couches appelées horizons. Les principaux horizons pédologiques sont A, B, C et D. La description de sol montre une distribution verticale des propriétés individuelles continues sans séparer le profil en zones discrètes. Ce système d'examen est à pour l'objectif de faciliter à utiliser et à comprendre, et ont des implications pratiques pour les gestionnaires des terres agricoles.

I.2.8. La couverture pédologique

Le terme couverture(s) pédologique(s) au singulier ou au pluriel est utilisé en pédologie pour désigner le sol ou les sols qui recouvrent plus ou moins en continu l'espace terrestre.



I.2.9. L'atmosphère du sol

Les constituants gazeux trouvés dans les cavités ou pores du sol. Ils proviennent de l'air extérieur, de la vie des organismes, et de la décomposition des matières organiques. Les principaux gaz du sol comprennent l'azote, le dioxyde de carbone et l'oxygène. L'air du sol, source d'oxygène, est indispensable à la vie de la faune et de la flore du sol.

L'aération du sol est un des facteurs du bon fonctionnement de l'activité microbienne et de l'activité racinaire. La porosité du sol et sa distribution conditionnent donc, en grande partie, les échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère. On constate que la composition de l'air du sol n'est pas la même que celle de l'air ambiant (Tableau 4).

Il existe de nombreuses relations entre l'air du sol et la phase liquide du sol. L'absorption de différents gaz de l'air du sol par la phase liquide et la condensation de la vapeur d'eau ont lieu simultanément avec la libération de gaz de la phase liquide.

Les changements dans la composition de l'air du sol entraînent des changements dans la composition de la phase liquide du sol. Avec des changements de température et de pression partielle du CO_2 , ce qui conduit à la redistribution des groupes carbonates, des changements de pH et dans certains cas à la sédimentation du carbonate. Dans le même

temps, l'augmentation de la concentration de CO₂ augmente la concentration de H⁺ dans la phase liquide du sol (Gobat *et al.*, 2003).

Tableau 4: Composition comparée de l'air du sol et de l'atmosphère extérieure (Gobat *et al.*, 2003)

Constituant	Air du sol (%)	Atmosphère extérieure (%)
Oxygène	18 à 20,5 en sol bien aéré 10 après une pluie	21
Azote	78,5 à 80	78
Gaz carbonique	0,2 à 3,5 5 à 10 dans la zone autour des racines	0,03

I.2.10. La température du sol

La température du sol est un facteur important de croissance des plantes comme l'air, l'eau et les nutriments. La température du sol influe directement et indirectement sur la croissance des plantes en influençant l'humidité, l'aération, la structure, les activités microbiennes et enzymatiques, le taux de décomposition de la matière organique, la disponibilité des nutriments et d'autres réactions chimiques du sol. Des cultures spécifiques sont adaptées à des températures spécifiques du sol.

Les sources de chaleur du sol sont le rayonnement solaire (externe), la chaleur libérée lors de la décomposition microbienne de la matière organique et la respiration par les organismes du sol, y compris les plantes. Une grande partie de cette énergie est absorbée dans l'atmosphère, absorbée par les plantes et également dispersée. Seule une petite partie atteint le sol. La température d'un sol dépend de l'inclinaison du terrain, de la rugosité du relief, de la composition minéralogique et de l'humidité du sol. Les températures du sol peuvent être relativement fraîches en été et chaudes en hiver. Elles peuvent aller de 50°C pour les sols en surface de déserts à des valeurs négatives en hiver.

I.2.11. La couleur du sol

Les sols présentent une grande diversité de couleurs. Les couleurs sont des éléments essentiels à prendre en compte lors de la description des sols. Elles guident le pédologue pour distinguer les différents horizons avant de commencer la description systématique qui s'opère horizon par horizon. La couleur du sol est influencée par sa composition minérale ainsi que par sa teneur en eau et en matières organiques. Les principaux agents

pigmentants (colorants) des sols sont la matière organique, le fer et, dans une moindre mesure, le manganèse.

- Le fer, par ses oxydes au sens large : colorations rouges, violacées, rouille ou brunes en milieux oxydants, bleuâtres ou verdâtres en milieu réducteur
- Les matières organiques : colorations noires ou brunes
- La couleur gris-noire est généralement associée à la présence de matières organiques.
- BLANC: elle est caractéristique d'une accumulation de sels dans le sol et est utile pour détecter des sols carbonatés ou salés.
- Des couleurs pâles s'observent également dans des sols qui se développent sur une roche pauvre en fer (ex. : des argiles blanches).
- Les sols arides ont tendance à être de couleur claire (peu de taches en raison de la faible teneur en matières organiques) et expriment principalement la couleur de leur teneur en minéraux.

Tableau. 5: exemples de désignations scientifiques des sols selon leur couleur (Calvet, 2003).

Couleur	Russie	France	Pays de langue anglaise
Noire	Chernozems	Sols noirs tropicaux, terres noires	Black cotton soils
Brune	Burozems	Sols bruns	Brown earths, brown soils
Grise	Sierozems	Sols gris forestiers	Grey forest soils
Blanche	Bielozems	Rendzine blanche	
Rouge	Krasnozems	Sols rouges méditerranéens	Red podzolic soils
Jaune	Jeltozems	Sols jaunes	Yellow podzolic soils
Châtain	Kachtanozems	Sols châtaîns, sols marron	Chesnut soils

Chapitre 3

Les propriétés physiques chimiques et biologiques du sol

I.3.1. Les propriétés physiques

I.3.1.1. La texture

La texture du sol décrit la taille (leur diamètre apparent), des particules de sol dans la fraction de terre fine indépendamment de leurs nature et composition. Ainsi, la texture du sol est une combinaison des fractions de sable, de limon et d'argile. La texture du sol peut être définie comme les proportions (pourcentages) de particules de sable, de limon et d'argile dans un sol. Il existe trois classes de texture de sol de base: les sols sableux, les sols argileux et les sols limoneux (**Foth, 1990**).

I.3.1.1.1. Classement des particules

Dans un échantillon de terre prélevé dans un horizon, on observe des composés de nature différente: des éléments grossiers (cailloux, galets, ...) dont la taille est supérieure à 2 mm et de la terre fine composée d'éléments plus fins que l'on classe en plusieurs groupes en fonction de leur taille:

Graviers, pierres et blocs ($d > 2$ mm) : graviers de 0,2 à 7,5 cm, pierres de 7,5 à 25 cm et les blocs dont le diamètre excède 25 cm.

Sables : de 2 mm à 50 μm (sables grossiers : 2 mm à 0,2 mm ; sables fins : 0,2 à 0 μm).

Limons (ou silts) : de 50 μm à 2 μm (limons grossiers : 50 μm à 20 μm ; limons fins : 20 μm à 2 μm).

Argile : particules de diamètre inférieur à 2 μ (microns)

Selon la proportion des différents éléments on utilise les termes de: limon-sableux, de sable limoneux, de sable argileux, d'argile sableuse, d'argile limoneuse, ...

I.3.1.1.2. Classification des textures

Cette classification permet de définir, en combinaison avec la structure, les propriétés physiques du sol.

Texture sableuse (sandy)

Sable, sable limoneux correspondent à des sols bien aérés, de faible cohérence non ou très faiblement structurés, facile à travailler, pauvres en éléments nutritifs, pauvres en réserves d'eau et s'asséchant très rapidement.

Texture dans lesquelles le limon est majoritaire

Limons fins (silty) correspondent à des sols dont l'excès de limon peuvent provoquer la formation d'une structure massive, pouvant devenir compacte, accompagnée de mauvaises propriétés physiques.

Texture argileuse (clay)

Sol chimiquement riche, mais à mauvaises propriétés physiques à la pénétration des racines; sol imperméable et mal aéré; travail du sol difficile, en raison de la forte plasticité (état humide), ou de la compacité (état sec).

Texture équilibrée

Elle correspond à l'optimum, dans la mesure où elle présente la plupart des constituants des trois éléments précédents (sable, limon, argile); exemple de granulométrie favorable à la culture : 25 % d'argile, 30 à 35 % de limons, 40 à 45 % de sables.

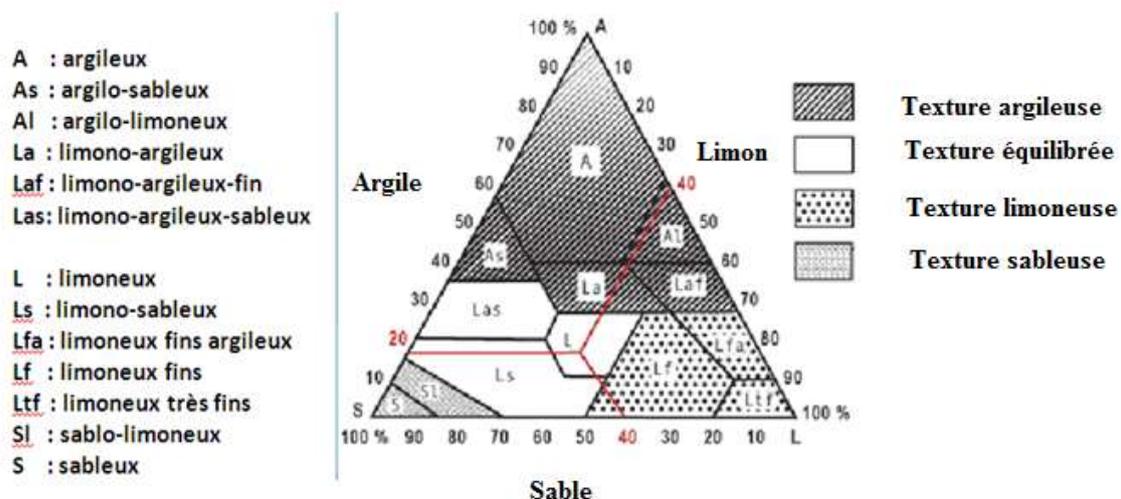


Figure 15: Le triangle des textures (<https://www.consommerdurable.com/2011/1/belle-terre-pour-jardin/>)

I.3.1.2. Structure

Le mot "structure" désigne "tous arrangements relatifs des constituants solides des couvertures pédologiques entre lesquels subsistent des vides (Synonymes : organisations, arrangements, assemblages, agencements) (Foth, 1990).

I.3.1.2. 1. Origine des structures

Elles résultent de plusieurs processus, physique, mécanique, biologique et chimique. Le contact des racines des plantes, des micro-organismes du sol, de l'eau de pluie et des

conditions atmosphériques environnementales, des minéraux primaires et secondaires que l'on trouve dans le sol sous forme granulométrique de sables, de limons et d'argiles associés à la matière organique vont former les différents agrégats de particules élémentaires qui composent la terre fine du sol.

I.3.1.2. 2. Classification des structures

I.3.1.2. 2.1. Structures apédiques (Absence agrégats)

Structure particulaire : résulte de l'absence totale de cohésion entre les particules constituant le matériau (en général sables ou graviers, mais aussi quelquefois sables limoneux, craie, etc.).

Structure massive ou continue: correspond à un assemblage continu et cohérent sans faces de dissociation marquées. Il y a insuffisance de ciments argilo-humiques floclés 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. C'est le cas de tous les horizons plus ou moins cimentés par des oxydes de fer, du calcaire, de la silice, etc. appelés aussi encroûtements, croûtes, carapaces, cuirasses, alios, grepp, grison, etc. Ce type de structure se rencontre dans des sols à texture fine (limoneux).

Structures fibreuses (ou granulaires): absence d'agrégats lorsque l'horizon est uniquement constitué de matières organiques plus ou moins décomposées. Les "particules" peuvent être des fibres végétales ou des débris de feuilles, ou des déjections de la mésofaune.

I.3.1.2. 2.2. Structures pédiques (à agrégats)

Les structures construites, dues à l'action des organismes vivants du sol (bactéries, champignons, faune du sol, notamment vers de terre, etc.) lesquels produisent des substances susceptibles de servir de ciments entre les particules élémentaires.



Figure.16 : Turricule de lombric à la surface d'un sol cultivé. <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/pedogenese-climat-tempere.xml>

Les structures mécaniques, formées par séparation abiotique (les actions physiques les plus fréquentes sont les tensions à la dessiccation, la gélifraction, le développement du système racinaire et le travail du sol), dont les agrégats ont pour origine le débit d'un matériau initialement massif (par exemple une marne, un loess, une alluvion argileuse) par des fentes de retrait ou tout autre phénomène de nature physique.



Figure.17 : Vertisol observé dans une rizière: les vertisols sont constitués principalement par des argiles gonflantes (smectites). Ils sont caractérisés, notamment, par un fort potentiel de rétraction en périodes sèches d'où l'ouverture de larges et profondes fentes.

I.3.1.4. Facteurs influençant la genèse de la structure du sol

Climat

- Le climat a une influence considérable sur le degré d'agrégation ainsi que sur le type de structure. Dans les régions arides, il y a très peu d'agrégation de particules primaires.
- Dans les régions semi-arides, le degré d'agrégation est plus élevé.

Mouillage et séchage

- Il est bien connu que le mouillage et le séchage alternés produisent une agrégation. Lorsqu'un sol sec est mouillé, les colloïdes du sol gonflent en absorbant l'eau.
- Lors du séchage, le retrait produit des déformations dans la masse du sol qui donne lieu à des fissures qui la décomposent en mottes et granules de différentes tailles.
- La rupture des agrégats est due à un gonflement et une compression inégaux de l'air emprisonné.

Matière organique

- La matière organique améliore la structure d'un sol sableux ainsi que d'un sol argileux. Dans le cas d'un sol argileux, la matière organique, le micro-organisme et les particules minérales (argile) associé pour former des agrégats.

Travail du sol

- Les machinismes agricoles décomposent les grosses mottes en fragments et agrégats plus petits.
- Pour obtenir une bonne structure granuleuse, une teneur optimale en humidité du sol est nécessaire. Si la teneur en humidité est trop élevée, elle formera de grosses mottes lors du séchage.
- S'il est trop bas, certains des agrégats existants seront décomposés

Plantes, racines et résidus

- L'excrétion des composés organiques gélatineux et les exsudats des racines servent d'agents liants. La pression exercée par les racines maintient les particules de sol
- Les résidus des plantes - ombragent le sol - l'empêchent des changements extrêmes de température et d'humidité ainsi que l'effet des gouttes de pluie. Résidus végétaux - servent de nourriture aux microbes qui sont les principaux constructeurs d'agrégats.

Microbes

- La croissance des micro-organismes est responsable de la liaison des particules du sol et augmente ainsi l'agrégation du sol.
- Les algues, les champignons et les actinomycètes maintiennent les particules du sol ensemble grâce aux produits de décomposition. La croissance mycélienne des champignons lie les particules entre elles.

Animaux

- Parmi la faune du sol, les petits animaux comme les vers de terre, les taupes, les insectes, etc., qui s'enfouissent dans le sol et considéré comme des principaux agents qui participent à l'agrégation des particules plus fines.

I.3.1.5. Conséquence de l'agencement des agrégats : la porosité.

La porosité représente le volume des vides du sol occupés par de l'eau ou de l'air et exprimé en pourcent du volume total.

La porosité p , définie comme le rapport du volume des vides sur le volume total du sol (aussi appelé le volume apparent), permet aussi de caractériser les espaces entre les particules de sol :

$$p = \frac{V_v}{V_v + V_s} = 1 - \frac{\rho_{as}}{\rho_s}$$

ρ_{as} = Masse volumique apparente sèche du sol (g/cm³)

ρ_s = Masse volumique réelle du sol (g/cm³)

V_s = Volume des solides (cm³)

V_v = Volume des vides (cm³)

Tableau. 6 : Subdivision de la porosité sur des critères de dimension des vides, de leur origine et de leurs propriétés vis-à-vis de l'eau (Calvet, 2003). P_m : potentiel matriciel.

Dimension	Nature des vides	Propriétés hydrologiques
1 à 10 mm	Fissures, chenaux, vides intermottes	Écoulement d'eau gravitaire sous forme de films d'eau sur les parois en milieu non saturé en eau et sous forme turbulente en milieu saturé en eau ; pas de transmission si $P_m < -0,3$ kPa
30 μ m à 1 mm	Vides inter et intra-agrégats, vides entre des grains de sable	Assurent la transmission de l'eau au cours de l'infiltration ; les pores sont vides quand $P_m \leq -10$ kPa
0,2 à 30 μ m	Vides essentiellement intra-agrégats	Assurent en grande partie la réserve d'eau utile et la capillarité d'eau dans les sols ; l'eau est extractible quand $P_m > -1,5$ MPa
1 à 200 nm	Vides de constitution des minéraux argileux élémentaires ou des niveaux d'organisation supérieures : espaces interfoliaires, intercrystallites et interdomaines	Eau fortement retenue dans les sols, affectée seulement par de fortes dessiccations ($P_m < -1,5$ MPa) ; elle intervient dans les phénomènes de gonflement-retrait au niveau interfoliaire et particulaire

Dans les sols minéraux, la porosité varie entre 30 % et 60 %, alors que les tourbes peuvent présenter des porosités de près de 90 %. Le volume relatif des vides peut aussi être exprimé par l'indice des vides e qui est peu utilisé en agronomie :

$$e = \frac{V_v}{V_s}$$

e = Indice des vides

Il existe une relation entre l'indice des vides et la porosité :

$$e = \frac{p}{1 - p}$$

$$p = \frac{e}{e + 1}$$

I.3.1.6. Les divers types de vides :

D'après leurs morphologies et leurs origines, on distingue trois types de porosités :

- Les porosités d'altération
- Les porosités texturales
- Les porosités structurales

Les porosités d'altération

Les porosités d'altération sont celles qui se développent à l'intérieur et à la surface des minéraux des roches, par dissolution et transformation de ces minéraux primaire. Ces porosités ne sont pas visibles, ni à l'œil nu ni à la loupe.

Les porosités texturales

Les porosités texturales sont celles qui subsistent entre les particules une fois que celles-ci sont au contact entre elles: on peut dire qu'il s'agit des vides qui résultent de l'entassement des particules.

Les porosités structurales

Les porosités structurales sont celles qui résultent de l'organisation des particules entre elles: il n'y a plus simplement entassement, avec ou sans contrainte, mais aussi structuration (formation d'agrégats) et déplacement de particules.

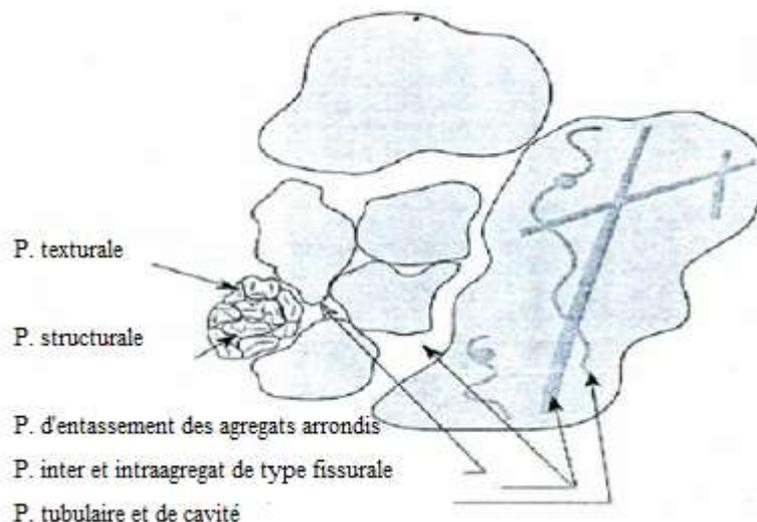


Figure.18 : origine des différents types de porosité

I.3.1.7. Taille des vides

D'après la taille des vides, on distingue deux types de porosités:

La macroporosité: le diamètre des vides dépasse généralement les 6 à 10 μm , l'eau y peut circuler par gravité après une pluie. La macroporosité est aussi appelée porosité d'aération, elle est, principalement, d'origine structurale; la porosité d'un matériau sableux est également de l'ordre de la macroporosité. Selon **Duchaufour (1984)**, elle dépend de la structure du sol et une circulation rapide de l'eau gravitaire sans déformer le matériau.

La microporosité: l'eau y circule par capillarité. C'est dans la microporosité la partie des vides de petite taille empêchant l'écoulement gravitaire de l'eau. Les diamètres apparents de 30-60 μm sont généralement considérés comme la limite entre la macroporosité et la microporosité. (**Duchaufour, 2010**).

I.3.1.8. La masse réelle et apparente

La densité de toute substance est son poids par unité de volume. Il est exprimé en gramme par centimètre cube ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$). La densité particulaire est la densité des particules minérales qui composent un sol, c'est à dire, qu'elle exclut l'espace poral et la matière organique. La densité particulaire est d'environ $2,65 \text{ g/cm}^3$. Une densité apparente élevée indique soit le compactage du sol soit une forte teneur en sable. Une densité apparente plus faible en soi ne signifie pas nécessairement une meilleure aptitude à la croissance des plantes.

Le premier est **la masse volumique réelle ρ_s** qui est le rapport de la masse des constituants solides M_s sur leur volume V_s :

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

ρ_s = Masse volumique réelle du sol (g/cm^3)

M_s = Masse des solides (g)

La masse volumique réelles des éléments constituant le sol est fonction du type de matériaux :

Minéraux argileux $2,00$ -- $2,65 \text{ g/cm}^3$

Quartz et feldspath (limon et sable) $2,50$ -- $2,60 \text{ g/cm}^3$

Minéraux contenant des éléments métalliques $4,90$ -- $5,30 \text{ g/cm}^3$

Fraction organique $1,30$ -- $1,40 \text{ g/cm}^3$

Le second paramètre, **la masse volumique apparente sèche ρ_{as}** permet de tenir compte de l'importance relative du volume des solides et des vides du sol :

$$\rho_{as} = \frac{M_s}{V_t} = \frac{M_s}{V_s + V_v}$$

ρ_{as} = Masse volumique apparente sèche du sol (g/cm³)

La masse volumique apparente sèche d'un sol est toujours inférieure à sa masse volumique réelle, puisque la masse solide est toujours rapportée au volume total apparent et non seulement au volume de solides. Les ordres de grandeur des masses volumiques apparentes sèches sont pour différents types de sols :

Sols sableux 1,40 -- 1,70 g/cm³

Sols argileux 1,00 -- 1,50 g/cm³

Sols tourbeux 0,30 -- 1,00 g/cm³

La masse volumique réelle ρ_e de la phase liquide est définie comme le rapport de la masse du liquide M_e sur leur volume V_s :

$$\rho_e = \frac{M_e}{V_e}$$

ρ_e = Masse volumique du liquide (g/cm³)

M_s = Masse de liquides (g)

I.3.2. Propriétés chimiques du sol

I.3.2.1. Les phénomènes d'échanges des ions

Les minéraux argileux et la matière organique du sol ont tendance à être chargés négativement, attirant ainsi des ions chargés positivement (cations) sur leurs surfaces par des forces électrostatiques. Les cations adsorbés peuvent facilement échanger avec d'autres cations dans la solution du sol, d'où le terme « échange de cations ». Les cations adsorbés reconstituent les ions dans la solution du sol lorsque les concentrations diminuent en raison de l'absorption par les racines des plantes.

Les constituants du sol qui présentent des propriétés d'échange constituent ce que l'on appelle le complexe adsorbant. Il joue un rôle majeur dans la régularisation de la composition ionique de la solution du sol.

Les ions y seront retenus sous *forme échangeable*. En d'autres termes, si on traite un sol par une solution contenant des ions différents de ceux retenus par le sol, il y aura échange entre les ions du complexe adsorbant et ceux de la solution:



L'absorption ionique dans le sol peut être considérée comme réversible.

I.3.2.2. Capacité d'échange cationique (CEC)

La capacité d'échange cationique (CEC) est la quantité d'un cation qui peut être échangée par un autre cation à la surface d'un minéral argileux. Elle est exprimée en $\text{cmol}(+)/\text{kg}$, ce qui équivaut numériquement à $\text{meq}/100 \text{ g}$, où $\text{mol}(+)$ représente des moles de charge électrique. 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). Le pouvoir adsorbant est la propriété que possède le complexe adsorbant du sol, de retenir à sa surface des ions provenant de la solution du sol (Foth, 1990).

I.3.2.3. La nature des ions

La fixation des ions suit un ordre préférentiel: les cations habituellement

fixés sur le complexe sont :

1. les ions H^+
2. les cations métalliques, parmi lesquels :
 - Certains sont fixés en quantité importante : Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , ...
 - D'autres en quantité généralement plus limitée:

L'ion ammonium NH_4^+

Les oligo-éléments : Mn^{++} , Zn^{++} , Cu^{++} , ...

Le fer Fe^{++} ou Fe^{+++}

L'aluminium Al^{+++}

L'intensité avec laquelle ces ions sont retenus est en général la suivant :

Anions: $\text{SO}_4 > \text{F} > \text{NO}_3 > \text{Cl} > \text{Br} > \dots$

Cations: $\text{Li} < \text{Na} < \text{Mg} < \text{Ca} < \text{Ba} < \text{Al} < \text{H}$

Un cation est donc déplaçable par tous ceux qui sont situés à sa droite.

Mais cet ordre de préférence (cations à égales concentrations dans la solution du sol) est différent pour chaque type d'argile et pour l'humus.

Par exemple:

Kaolinite	$\text{Na} < \text{H} < \text{K} < \text{Mg} < \text{Ca} < \text{Ba}$
Montmorillonite	$\text{Na} < \text{K} < \text{H} < \text{Mg} < \text{Ca} < \text{Ba}$
Mica	$\text{Na} < \text{Mg} < \text{Ca} < \text{K} < \text{H} < \text{Ba}$
Acides humiques	$\text{Na} < \text{K} < \text{Mg} < \text{Ca} < \text{Ba}$

La capacité d'échange des cations est très variable dans les sols: de 1 à 5 cmolc kg^{-1} en sol sableux jusqu'à 60 à 80 cmolc kg^{-1} en sol argileux et humifère. Au plan agronomique, on considère qu'une CEC $< 10 \text{ cmolc kg}^{-1}$ est très faible, qu'entre 10 et 15

cmolc kg⁻¹ elle est faible, moyenne entre 15 et 20 cmolc kg⁻¹, élevée entre 20 et 25 cmolc kg⁻¹ et très élevée lorsqu'elle est > 25 cmolc kg⁻¹ (**Chamayou et Legros, 1989**).

I.3.2.4. Les propriétés électro-ioniques du sol

Deux exemples d'échange de cations :

Le remplacement des ions H⁺ par des cations Ca⁺⁺ :

- Lorsque l'on introduit de la chaux dans un sol, ses molécules se dissocient :



- La concentration d'ions Ca⁺⁺ augmente dans la solution du sol et cette concentration se communique au complexe, par exemple un complexe argilo-humique abondamment garni d'ions H⁺ : un cation Ca⁺⁺ prend la place de deux ions H⁺, qui se combinent aux anions OH⁻ apportés par la chaux pour former de l'eau :

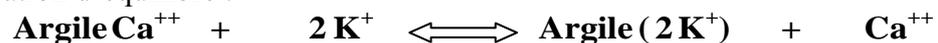


L'échange de cations Ca⁺⁺ contre des cations K⁺

- Si dans ce sol enrichi en calcium par le chaulage, on introduit du chlorure de potassium (KCl, engrais potassique), ce sel se dissout, puis se dissocie en anions Cl⁻ et cations K⁺. Ces derniers, augmentant la concentration en ions K⁺ de la solution, provoquent un échange avec le complexe: ils prennent sur celui-ci la place d'ions Ca⁺⁺, à raison de 2 K⁺ pour 1 Ca⁺⁺. Ces cations Ca⁺⁺ remis en solution forment, avec les anions Cl⁻ du CaCl₂, sel soluble qui peut être lessivé : cet apport d'engrais potassique a provoqué une décalcification du sol : *c'est l'action décalcifiante des engrais potassiques*

Supposons la présence simultanée des ions K⁺ et Ca⁺⁺ dans le système : argile-solution du sol.

Nous avons l'équation d'équilibre :



avec :

$$k = \text{argile (Ca}^{++} \text{ xK}^+) / \text{argile (K}^+ \text{ xCa}^{++})$$

Avec k = constante d'équilibre qui dépend de la nature des colloïdes, de la nature des ions,...

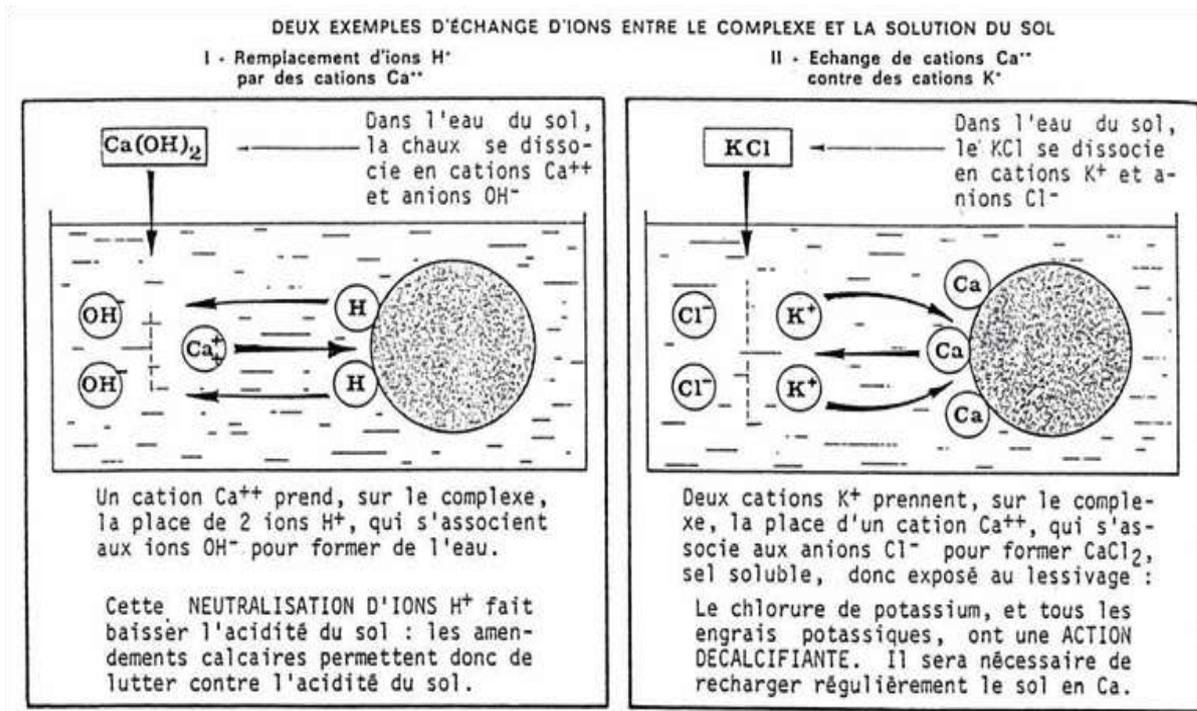


Figure. 19: Deux exemples d'échanges entre le complexe adsorbant et la solution du sol (Soltner, 1992)

I.3.2.5. Capacité d'échange d'anions (AEC)

La capacité des particules du sol à absorber (adsorber) et à stocker les anions (mesurée en meq/100g de sol). Les anions communs du sol (avec leur symbole et leur charge) comprennent: le chlore (Cl⁻), le nitrate (NO₃⁻), le sulfate (SO₄⁻) et le phosphate (PO₄³⁻). Notez également que les anions peuvent avoir plus d'une charge négative et peuvent être des combinaisons d'éléments avec de l'oxygène. Pourtant, les anions PO₄³⁻ sont très bien retenus. Certains anions peuvent donc être fixés, et leur énergie de fixation serait la suivante, par ordre décroissant :



Plusieurs mécanismes expliquent cette fixation (voir figure 20) :

- La fixation sur les hydroxydes de fer et d'aluminium, colloïdes positifs liés à l'argile, en échange contre des ions OH⁻
- La fixation sur quelques valences positives des argiles, en échange contre des ions OH, ou sur des liaisons de bordure (Al⁺⁺⁺)

- fixation sur l'argile ou l'humus par l'intermédiaire d'ions Ca^{++} (ponts calciques).

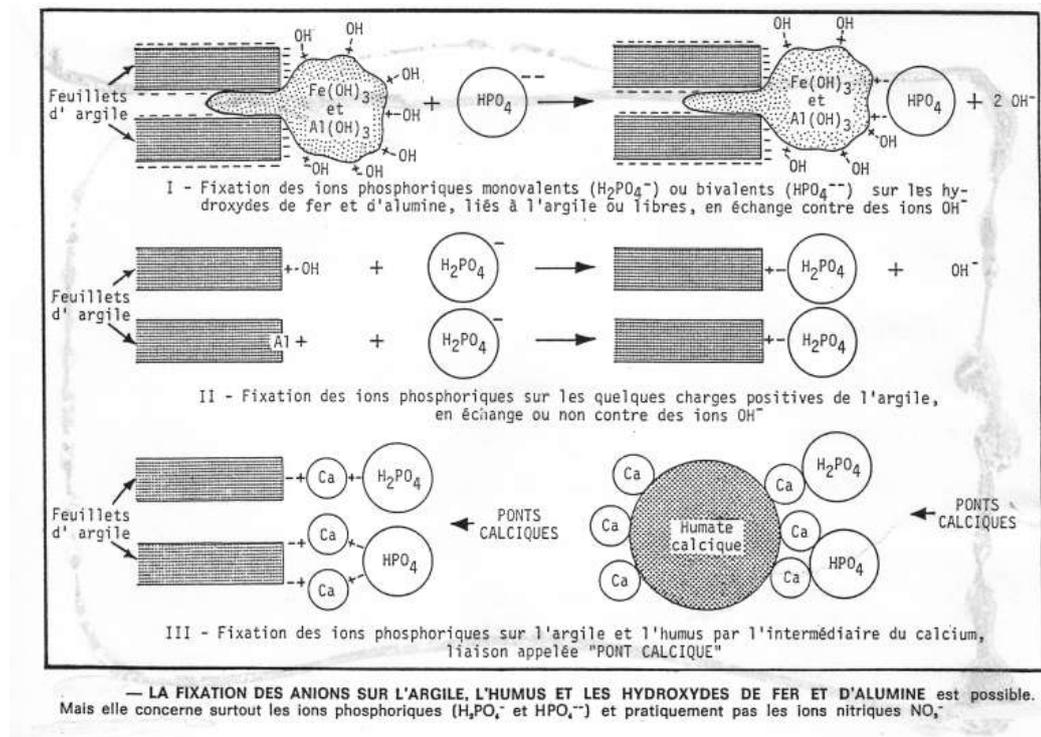


Figure.20: Les modes de fixation des anions (Soltner, 1992)

I.3.2.6. L'acidité

L'acidité et l'alcalinité d'un système aqueux (solution) sont décrites (mesurées) par le terme pH. pH est le logarithme négatif de la concentration en ions hydrogène $[\text{H}^+]$. L'hydrogène est un composant de tous les acides. Lorsque l'hydrogène s'ionise pour former des ions $[\text{H}^+]$, sa concentration détermine les propriétés acides des solutions du sol.

$$\text{pH} = -\log[\text{H}^+] = \log 1/[\text{H}^+]$$

L'expression mathématique, pH de 7, est beaucoup plus facile à dire qu'« une concentration en ions hydrogène de 0,0000001 équivalents grammes par litre », comme le montre l'équation 1.

$$\text{pH} = 7,0 = -\log (0.0000001 \text{ éq.H}^+ / 1) \quad (1)$$

$$\text{pH} = 5,0 = -\log (0.00001 \text{ éq.H}^+ / 1) \quad (2)$$

$$\text{pH} = 9,0 = -\log (0.000000001 \text{ éq.H}^+ / 1) \quad (3)$$

I.3.2.6.1. Sources des ions H^+ dans le sol

L'acidité du sol est définie par la concentration en ions H^+ . D'une manière très générale, on peut affirmer que la grande majorité des hydrogènes du sol, proviennent des activités biologiques. Sur un sol déterminé, les ions H^+ se répartissent en deux catégories:

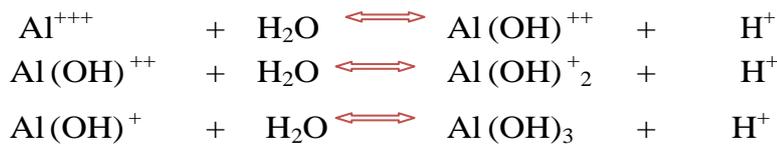
- a) les ions H^+ présents dans la solution du sol ;
- b) les ions H^+ fixés sur les colloïdes à l'état échangeable ;

Les sources de production d'ions H^+ sont:

- a) les atomes d'hydrogènes appartenant à des acides organiques et pouvant être libérés ;
- b) ions H^+ issus de la réaction entre CO_2 produit par la faune du sol, la respiration des racine, la décomposition des matières organiques:



- c) les ions H^+ résultant de la fixation de molécules d'eau sur certains ions comme Al^{+++} :



Soit l'équation globale :



I.3.2.6.1. Mesure du pH du sol

La technique la plus courante pour déterminer pH est avec un pH-mètre, utilisant du verre et des électrodes de référence.

Le pH dans un échantillon de sol varie en fonction de la manipulation et de la préparation de l'échantillon. Il serait préférable de déterminer le pH du sol dans la plage de teneur en eau trouvée dans le champ. Ceci n'est pas possible avec les pH-mètres actuels. Avec les pH-mètres de laboratoire, le rapport standard sol/eau utilisé est de 1:1. Le pH du sol a tendance à augmenter lorsque le rapport sol:eau atteint 1:5. Deux raisons probables à cela sont : 1) les ions H^+ en solution sont dilués à mesure que la quantité d'eau augmente ; et 2) les ions basiques, tels que le calcium et le magnésium, augmentent dans la solution, ce qui tend à augmenter la quantité d'ions OH^- selon l'équation:



I.3.2.6.3. Facteurs influencent le sol pH

Plusieurs facteurs influencent le sol pH, certains d'entre eux sont:

Matériel parental : les roches à partir desquelles le matériau parent s'est formé à l'origine varient d'acide à alcaline en réaction. Les sols formés de grès ou de schiste sont plus acides que les sols formés de calcaire.

Précipitations : à mesure que les précipitations annuelles augmentent, la lixiviation de Ca et de Mg augmente, permettant au pH de diminuer.

Végétation indigène : les sols formés sous les prairies (herbes) ont tendance à être moins acides que les sols formés sous les forêts. Les résidus des conifères (à feuilles persistantes) sont plus acides que ceux des feuillus (à feuilles larges).

Culture : les légumineuses éliminent plus de calcium et de magnésium (remplacé par de l'hydrogène) que certaines graminées, comme le maïs ou le sorgho. L'élimination des cations basiques diminue les ions OH⁻ et augmente H⁺ abaissant ainsi le pH.

Azote et autres engrais acidifiants et matière organique (fumier, résidus de récolte et matière organique du sol). Ce sont toutes des sources potentielles de H⁺ qui abaissent le pH. Tous les engrais azotés ont un effet acidifiant à l'exception de ceux contenant des supports de base qui compensent l'effet, comme un engrais à base de nitrate de calcium. Les engrais phosphatés à haute analyse sont également des acidifiants.

Eau d'arrosage : l'eau d'irrigation pompée à partir de sources d'eau souterraine contient souvent une bonne quantité de calcium et de magnésium dissous, ce qui la rend « de l'eau dure ». C'est une source importante de cations qui compensent les effets acidifiants des engrais ou matière organique.

I.3.2.7. Taux de saturation

À partir de ces différents paramètres, il devient possible d'en déduire le taux de saturation (V), tenant compte de l'état actuel du complexe d'échange par rapport à sa capacité maximale. Il se mesure selon la formule suivante :

$$V = (S / T) \times 100$$

V : taux de saturation (%)

S : somme des alcalins et alcalino-terreux (cmolc·kg⁻¹)

T : capacité d'échange cationique (cmolc·kg⁻¹)

Cependant, le taux de saturation varie selon le type de CEC. Seule la prise en compte du pH du sol rend compte de l'état actuel du complexe d'échange.

Un sol est dit saturé lorsque S = T. Aucun ion acide n'est présent, comme par exemple un sol à forte réserve calcique. Pour les autres sols, on admet en pratique la saturation d'un sol à des taux de 85–90 %. Dans le cas contraire, le sol est dit désaturé, laissant les ions acides prendre de l'importance à la surface du complexe d'échange.

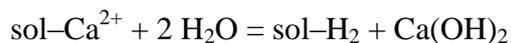
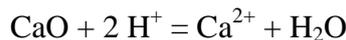
I.3.2.8. Sodicit 

L'un des cations mentionnés plus haut Na^+ tient une place importante dans certains sols. Ces sols sont dits sodiques. En excès, cet élément capable de déstructurer les sols en agissant sur la répulsion des argiles entre elles, ce qui rend le sol imperméable et entrave la pénétration racinaire (Foth, 1990). La sodicité mesure la proportion de Na^+ échangeables par rapport à l'ensemble des cations échangeables selon la formule suivante:

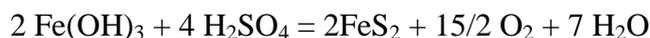
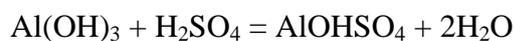
$$\text{Sodicit } = \frac{\text{Na}^+ \text{  ch}}{\text{CEC}} \times 100.$$

I.3.2.9. Pouvoir tampon et acidification

Le sol présente néanmoins une résistance naturelle contre la variation du pH : c'est le pouvoir tampon. Il est d'autant plus fort que le sol possède une capacité d'échange cationique importante à travers les collo ides argilo-humiques et les argiles favorisant la réserve d'ions nutritifs. Les carbonates (CaCO_3) des sols calcaires et la chaux (CaO) servent de réserve de Ca^{2+} pour la CEC, qui peut neutraliser les acides du sol :

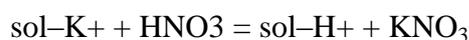


Les  l ments Al et Fe peuvent également être capables de complexer des acides, tels que H_2SO_4 :

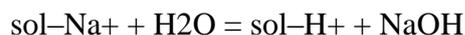


Les hydroxydes de Fe peuvent également se former pour des pH plus faibles ($\text{pH} \approx 2$).

Pour les sols ni carbonatés, ni riches en Al/Fe, il est possible d'observer un effet tampon par les ions basiques (i.e. dépendant une fois de plus de la CEC), tels que K^+ :



La nature des cations basiques n'influence pas le pH, sauf pour l'ion Na^+ présent dans les sols salsodiques qui augmentent le pH par hydrolyse et pouvant dépasser 9 :



I.3.2.10. Adsorption spécifique

En chimie, l'adsorption est un phénomène de surface par lequel des atomes, des ions ou des molécules (adsorbats) se fixent sur une surface solide (adsorbant) entre deux phases (gaz-solide, gaz-liquide, liquide-solide, liquide-liquide, solide-solide). La substance adsorbée est l'adsorbat et le matériau adsorbant est appelé adsorbant. Les propriétés des adsorbats et des adsorbants sont assez spécifiques et dépendent de leurs constituants (Coonery 1999).

Si l'interaction entre la surface solide et les molécules adsorbées est de nature physique, le processus est appelé **physisorption**. Dans ce cas, les interactions d'attraction sont des forces de van der Waals et, comme elles sont faibles, les résultats du processus sont réversibles.

Si les forces d'attraction entre les molécules adsorbées et la surface solide sont dues à une liaison chimique, le processus d'adsorption est appelé **chimisorption** (Coonery 1999).

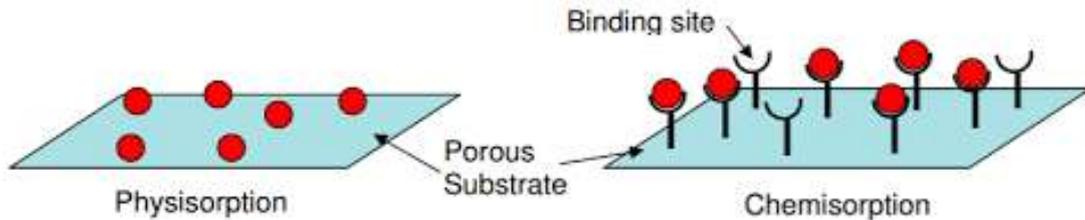


Figure.21 : le processus d'adsorption (Coonery 1999).

I.3.2.11. Adsorption des phosphates

Le phosphore (P) reçoit plus d'attention en tant que ressource non renouvelable. Dans de nombreux systèmes agricoles dans lesquels l'application de phosphore au sol est nécessaire pour assurer la productivité des plantes, la récupération du phosphore appliqué par les plantes cultivées au cours d'une saison de croissance est très faible, car dans le sol, plus de 80% du P devient immobile et indisponible pour l'absorption par les plantes en raison de l'adsorption, de la précipitation ou de la conversion en forme organique (Holford 1997). Une caractéristique unique du P est sa faible disponibilité en raison de sa diffusion lente et de sa fixation élevée dans les sols.

Les principaux facteurs qui influencent ces réactions comprennent : la concentration de phosphore en solution, la quantité d'oxydes de fer et d'aluminium, le type et la quantité d'argile, le pH du sol et la matière organique.

Les oxydes d'aluminium, les oxydes de fer et les silicates d'argile sont des adsorbants de phosphate bien connus dans les sols (Borggaard et Elberling 2004).

Dans les sols acides, le P peut être principalement adsorbé par les oxydes et hydroxydes d'Al/Fe, tels que la gibbsite, l'hématite et la goethite (Pena et Torrent 1990). Le P peut être d'abord adsorbé à la surface des minéraux argileux et des oxydes Fe/Al en formant divers complexes.

Les minéraux argileux et les oxydes Fe/Al ont de grandes surfaces spécifiques, qui fournissent un grand nombre de sites d'adsorption.

I.3.2.12. Adsorption spécifique du phosphore par les oxydes d'aluminium et de fer

Le processus d'adsorption du phosphate par ces composés (c'est-à-dire les oxydes d'aluminium et de fer) qui sont également appelés adsorbants est connu sous le nom d'adsorption spécifique. La molécule ou l'ion phosphate qui est adsorbé est alors appelé adsorbat. Une adsorption spécifique d'ions peut se produire sur des adsorbants non chargés et parfois même sur des surfaces portant une charge du même signe que l'adsorbant.

Les sites réactifs de ces minéraux amphotères AlOH et FeOH sont les groupes hydroxyle exposés sur les surfaces minérales.

Les groupes hydroxyle à coordination unique peuvent être quantitativement remplacés ou échangés par les anions phosphate. Cela se traduit par la formation d'un complexe binucléaire ou de surface pour le système d'oxyde de fer phosphate.

Ceci s'accompagne d'une libération de groupes hydroxyle (OH^-) et H_2O (Figure 22). La nature précise de ces réactions dépend du pH qui influence les proportions de groupes hydroxyle (OH^-) et OH_2^+ à la surface du solide et donc sa charge de surface.

Le phosphate adsorbé peut être piégé à la surface des minéraux du sol si un revêtement d'oxyde de Fe ou d'Al est précipité sur le minéral.

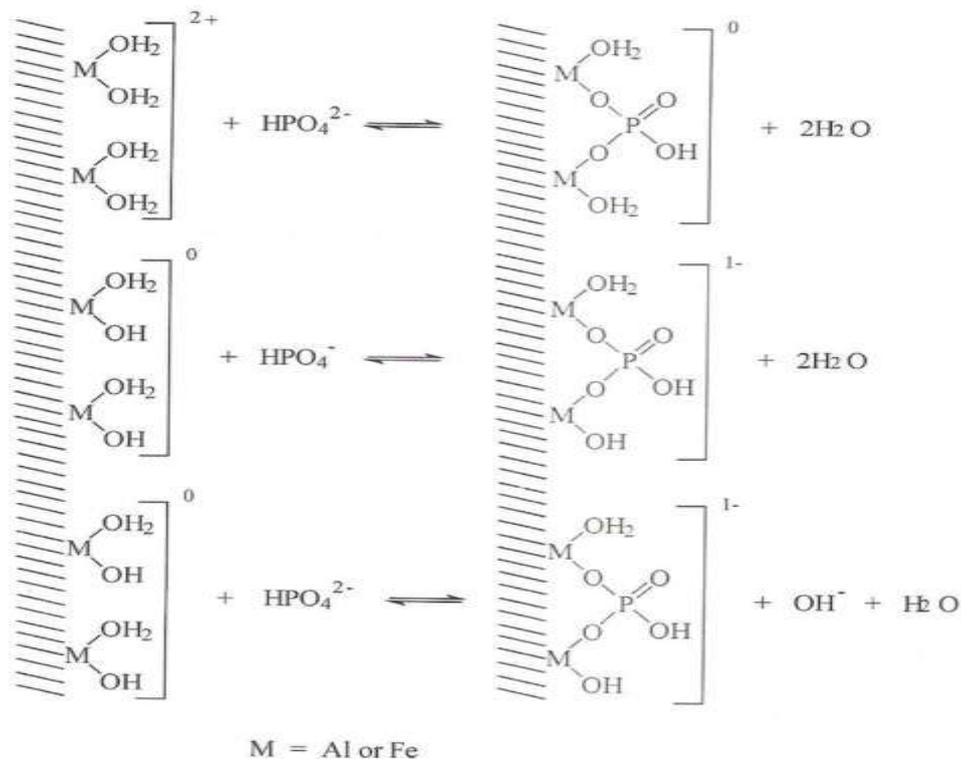


Figure. 22 : Exemples de mécanismes d'adsorption du phosphate (Syers et Cornforth 1983).

I.3.3. Propriétés biologiques

I.3.3.1. Les organismes du sol

Les organismes du sol jouent un rôle clé dans les écosystèmes à travers leurs effets sur les propriétés physiques du sol, et les contributions biologiques aux flux de carbone et d'énergie et au cycle des nutriments. L'importance de la faune du sol pour les propriétés physiques du sol augmente généralement avec une plus grande taille corporelle.

La faune du sol ou pédofaune est l'ensemble de la faune effectuant tout son cycle de vie dans le sol. La pédofaune participe à la biodiversité du sol et joue un rôle fondamental pour la production et l'entretien de l'humus (Lavelle et al., 2006). En fonction de la taille des espèces, on la divise en microfaune, mésofaune macrofaune et mégafaune.

I.3.3.2. Classification de la pédofaune selon la taille et le rôle

Tableau. 7: Principaux groupes composant la pédofaune et leur rôle au sein de l'écosystème sol (Delecour, 1981)

« classe »	exemples	nombre /m ² dans sol brun tempéré	régime alimentaire	productions	Classification fonctionnelle (d'après Lavelle et al., 2006)
Microfaune	Protozoaires	de 100 à 1 000 millions	des bactéries et des champignons		microprédateurs
	Nématodes	de 1 à 20 millions	beaucoup d'espèces sont phytoparasites ; certaines sont prédatrices d'autres Nématodes et d'Acariens ; les autres sont saprophages	des pelotes fécales avec des fragments de 5 µm ³	Microprédateurs ou transformateurs de litière
Mésofaune	Acariens	de 20 000 à 500 000	la plupart ingèrent des Bactéries, des pollens, des débris végétaux et animaux divers : ce sont des saprophages ; certains sont prédateurs	des pelotes fécales avec des fragments de 20 µm ³	transformateurs de litière
	Collemboles	de 20 000 à 500 000	la plupart sont saprophages ; quelques espèces sont prédatrices	des pelotes fécales avec des fragments de 20 µm ³	transformateurs de litière
	Enchytréides	de 10 000 à 50 000	des débris végétaux en décomposition, les déjections des micro- Arthropodes	des agrégats et des petites galeries	fouisseurs et transformateurs de litière
Macrofaune	Lombrics	de 50 à 400	des débris végétaux, qu'ils ingèrent avec de la terre	des agrégats organo-minéraux, des galeries, des	ingénieurs de l'écosystème

				turricules	
	Larves de Diptères, de Coléoptères, de Lépidoptères...	larves de Diptères : 400 larves de Coléoptères : 100	les régimes varient selon les espèces : on trouve des saprophages, coprophages, nécrophages, prédatrices, phytophages	les saprophages produisent des pelotes fécales, les phytophages, beaucoup de dégâts dans les cultures	transformateurs de litière, consommateurs primaires ou prédateurs, selon les espèces
	Coléoptères adultes	quelques-uns	la plupart sont saprophages; certaines espèces sont parasites des fourmilières	des pelotes fécales avec des fragments d'1 mm ³	transformateurs de litière
	Fourmis, Termites	très variable selon les lieux	les fourmis sont saprophages et/ou prédatrices selon les espèces, elles ingèrent aussi du miellat sucré ; les termites sont xylophages	des galeries ; les termites produisent des boulettes fécales organo-minérales	ingénieurs de l'écosystème
	Autres insectes	quelques-uns	ils se nourrissent d'une grande diversité de matières végétales et animales	des pelotes fécales	transformateurs de litière
	Myriapodes	250 (très variable)	Diplopodes sont saprophages, les Chilopodes sont tous prédateurs-chasseurs	les saprophages produisent des pelotes fécales avec des fragments d'1 mm ³	transformateurs de litière ou macroprédateurs
	Cloportes	100	Saprophages	des pelotes fécales avec des fragments d'1 mm ³	transformateurs de litière
	Araignées	quelques-unes	prédatrices d'autres Arthropodes		macroprédateurs
	Limaces et Escargots	50	ils se nourrissent de végétaux		consommateurs primaires
Mégafaune	Taupe, marmotte, lapin, musaraigne, crapaud fouisseur, etc.		les Mammifères Insectivores mangent des Insectes, les Rongeurs grignotent les plantes et les racines	très gros trous qui peuvent être des habitats pour une faune ombreuse, déjections et des cadavres sources de matière organique	bioturbateurs (remuent le sol) et macroprédateurs

Principaux représentants de la pédofaune

I.3.3.2.1. Micro-organismes (champignons, bactéries, archées et virus)

Les micro-organismes du sol tels que les champignons, les bactéries, les protozoaires et les virus représentent une fraction considérable de la biomasse vivante de la terre, avec 10^3 à 10^4 kg de biomasse microbienne par hectare (Hoorman et Islam 2010). Ces micro-organismes peuvent apparaître en association avec des particules d'argile ou de matière organique, dans la rhizosphère des plantes et en petites colonies dans les pores des particules. De plus, les micro-organismes du sol agissent sur la décomposition de la matière organique, le cycle des éléments nutritifs et affectent les propriétés chimiques et physiques du sol. Cela a une influence directe sur la fertilité et la durabilité des sols.

Tableau. 8 : Espèces de micro - organismes à 0-15 cm de profondeur de sol (Hoorman et Islam 2010).

Micro-organismes	Nombre/g de sol	Biomasse (g/m ²)
Bactéries	$10^8 - 10^9$	40-500
Actinomycètes	$10^7 - 10^8$	40-500
Champignons	$10^5 - 10^6$	100 -1500
Algues	$10^4 - 10^5$	1-50
Protozoaires	$10^3 - 10^4$	Varie
Nématodes	$10^2 - 10^3$	Varie

I.3.3.2.1.1. bactérie

Les bactéries sont des organismes microscopiques unicellulaires qui se développent dans divers environnements. Les bactéries sont classées comme des procaryotes, avec une structure interne simple qui manque de noyau et contient de l'ADN qui flotte librement dans une masse filiforme appelée nucléoïde, ou en morceaux circulaires appelés plasmides. Les ribosomes sont les unités sphériques de la cellule bactérienne où les protéines sont assemblées à partir d'acides aminés individuels en utilisant les informations codées dans l'ARN ribosomique. Ces organismes peuvent vivre dans divers environnements.

Les bactéries sont un groupe dominant d'organismes dans le sol qui peuvent avoir des effets importants sur la croissance et la qualité des plantes. Par exemple, les rhizobiums fixateurs d'azote qui s'associent à des espèces végétales légumineuses fixent l'azote atmosphérique et augmentent ainsi souvent la teneur en azote des tissus végétaux. D'autre part, les rhizobactéries favorisant la croissance des plantes (PGPR) sont connues pour avoir des effets d'amélioration du rendement sur les plantes, mais sont également connues pour

induire une résistance systémique en préparant les plantes pour l'activation des voies de défense, ce qui entraîne souvent des effets négatifs sur les insectes herbivores.

Action des bactéries sur le sol

Précipitation minérale induite par les bactéries

La variété des gisements minéraux formés par l'activité bactérienne peut prendre la forme de stalactites et de stalagmites (**Bankset al 2010**), de microbiennes, de stromatolites et de thrombolites ainsi que de sédimentation à grande échelle. Plus récemment, la capacité des bactéries à induire la formation de minéraux a attiré l'attention pour les applications biotechnologiques. En particulier, la précipitation du carbonate de calcium sous forme de calcite, le minéral qui forme le calcaire, a été exploitée dans des technologies innovantes en génie civil.

Les bactéries peuvent induire la biominéralisation en modulant les paramètres pertinents pour la précipitation comme les concentrations d'ions ou le pH dans l'environnement et/ou par les cellules bactériennes elles-mêmes fournissant des sites de nucléation pour la formation de cristaux. La formation induite par les bactéries de certains de ces minéraux peut en outre conduire à la co-précipitation de cations et d'anions métalliques divalents supplémentaires (**Podda et al 2000**).

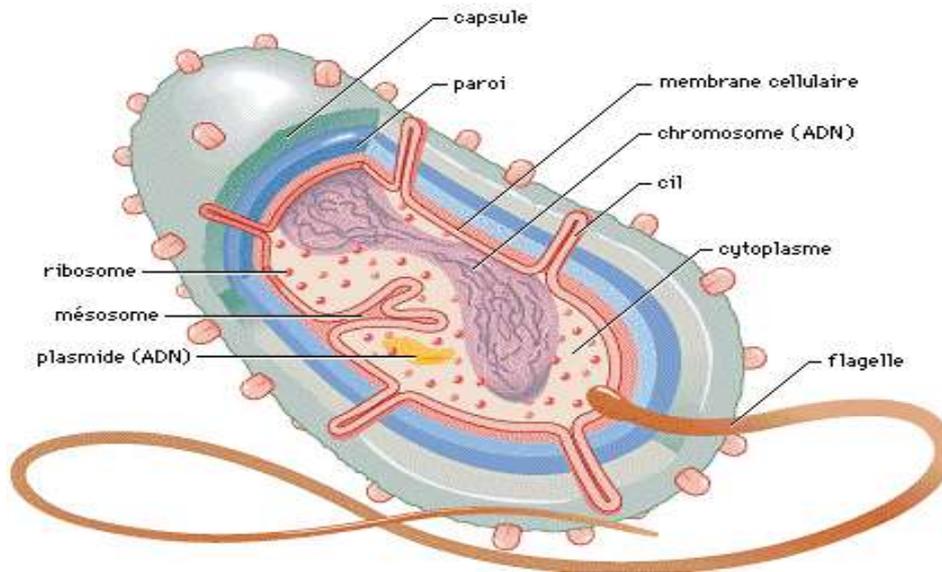


Figure.23 : structure d'une bactérie (<https://p.21-bal.com/law/10698/index.html>)

Tableau. 9: Minéraux précipités en association avec l'activité bactérienne (Timothy et al 2021)

Minéral	Formule chimique
Carbonates	
Calcite	CaCO_3
Dolomite	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Kutnahorite	$\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$
Siderite	FeCO_3
Magnesite	MgCO_3
Otavite	CdCO_3
Strontianite	SrCO_3
Rhodochrosite	MnCO_3
Cerussite	PbCO_3
Hydrozincite	$\text{Zn}_5(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$
Dypingite	$\text{Mg}_5(\text{CO}_3)(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Witherite	BaCO_3
Phosphates	
Tricalcium phosphate	$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$
Struvite	$\text{NH}_4\text{MgPO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Bobierite	$\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Baricite	$(\text{MgFe})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Vivianite	$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Autunite	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{-}12\text{H}_2\text{O}$
Strengite	$\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Variscite	$\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Silicates	
Gehlenite	$\text{Ca}_2\text{Al}(\text{AlSiO}_7)$
Silica	SiO_2
Nontronite	$\text{NaFe}^{3+}_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Chamosite	$(\text{Fe}_5\text{Al})(\text{Si}_3\text{Al})_{10}(\text{OH})_8$
Kaolinite	$\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_4$
Sulphides	
Mackinawite	FeS
Greigite	Fe_3S_4
Pyrite	FeS_2
Covellite	CuS
Sphalerite	ZnS
Galena	PbS
Digenite	Cu_9S_5
Sulphates	
Gypsum	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Celestite	SrSO_4
Barite	BaSO_4
Oxides	
Magnetite	Fe_3O_4
Hematite	Fe_2O_3
Goethite	$\alpha\text{-FeO}(\text{OH})$
Manganite	MnOOH
Vernadite	MnO_2
Hausmannite	Mn_3O_4
Uraninite	UO_2
Calcium Arsenate	CaHAsO_3

Métabolisme bactérien : pH et anions, y compris le carbone inorganique dissous

Outre la disponibilité des sites de ions, la précipitation minérale dépend également (i) de la disponibilité des anions, (ii) de la disponibilité des cations et (iii) du pH (**Hammes et Verstraete 2002**). Le métabolisme bactérien joue un rôle essentiel dans le BIMP (précipitation minérale induite par des bactéries), car il modifie chimiquement l'environnement par la production de métabolites et de sous-produits qui influencent le pH local et les concentrations d'ions (par exemple, carbonate, phosphate ou cations métalliques).

Bactéries fixatrices de N₂

Des bactéries se produisent principalement par l'association symbiotique de micro-organismes fixateurs d'azote avec des légumineuses qui convertissent l'azote élémentaire atmosphérique (N₂) en ammoniac (NH₃). Rhizobium (espèces de Rhizobium, Mesorhizobium, Bradyrhizobium, Azorhizobium, Allorhizobium et Sinorhizobium) forment des relations symbiotiques intimes avec les légumineuses en répondant par chimiotactisme aux molécules flavonoïdes libérées comme signaux par la légumineuse hôte.

Une gamme de rhizobactéries favorisant la croissance des plantes (PGPR) participe à l'interaction avec les plantes C3 et C4 (par exemple, le riz, le blé, le maïs, la canne à sucre et le coton), et augmente considérablement leur croissance végétative et leur rendement en grains.

Bactéries solubilisantes du phosphore

Les souches bactériennes appartenant aux genres Pseudomonas, Bacillus, Rhizobium, Burkholderia, Achromobacter, Agrobacterium, Micrococcus, Aerobacter, Flavobacterium et Erwinia ont la capacité de solubiliser les composés insolubles de phosphate inorganique (phosphate minéral) tels que le phosphate tricalcique, le phosphate dicalcique, l'hydroxyle apatite et le phosphate naturel (**Rodriguez et al., 2006**).

Dégradation de la matière organique

Les bactéries jouent un rôle important dans la diagenèse de la matière organique et dans le recyclage des nutriments. À l'origine, la matière organique se présente naturellement sous forme de composés organiques tels que les glucides, les acides aminés, les polypeptides, les pigments, les substances phénoliques, les lipides et d'autres constituants des organismes vivants.

Les bactéries peuvent améliorer la qualité de la matière organique, en transformant les éléments réfractaires (par exemple, la cellulose) en composés organiques azotés (par exemple, l'ammoniac, les nitrates et les protéines) et en vitamines. Au cours de la diagenèse, les bactéries jouent un rôle important dans le processus biogéochimique des métaux, en transformant des formes inorganiques en formes organiques ou en les recyclant grâce à la production d'énergie.

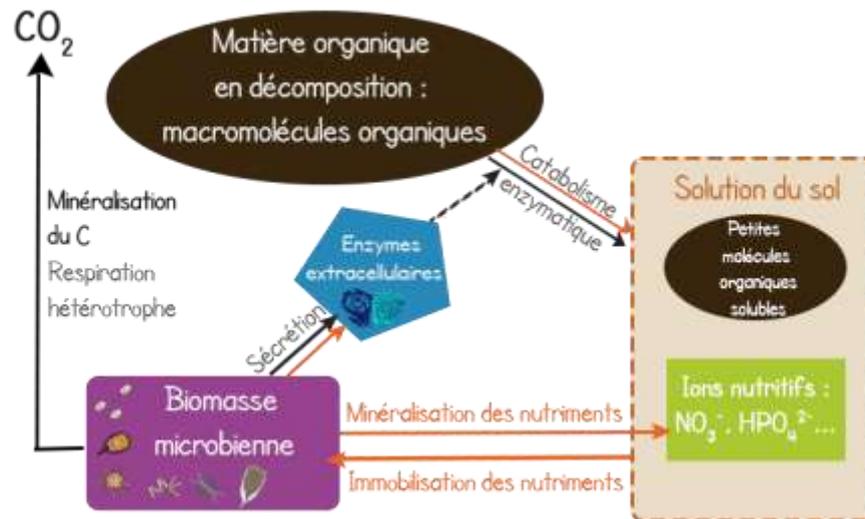


Figure.24 : Minéralisation et immobilisation des nutriments de la matière organique (Claire Marsden; <https://www.supagro.fr/ress-pepites/processusecologiques/co/MineImmo.html>)

Action sur la structure physique du sol

Les bactéries sont bien connues pour leur rôle dans la cohésion des particules du sol et leur effet sur l'agrégation du sol. Ils augmentent généralement la cohésion des particules du sol par divers mécanismes, en particulier la libération de substances extracellulaires (polymères) (Zheng et al., 2016). La cohésion microbienne des particules de sol peut déclencher la formation de fissures et de pores structurels à la suite de cycles humides et secs. Les consommateurs microbiens sont donc susceptibles de modifier ces effets microbiens sur la formation des pores du sol car ils ont un impact sur la composition et l'activité de la communauté microbienne via un contrôle descendant.

I.3.3.2.1.2. Champignons

Les champignons, ou les mycètes, représentent l'un des plus importants groupes d'organismes sur la terre. Ce sont des organismes eucaryotes uni ou pluricellulaires, incluant des espèces macroscopiques (macromycètes) et d'autres microscopiques

(micromycètes) d'aspect filamenteux ou lévuriforme. Ces organismes sont dépourvus de chlorophylle et sont tous hétérotrophes, à mode de reproduction sexuée ou asexuée. Ils produisent un grand nombre de spores, ce qui leur assure un pouvoir de contamination considérable. D'un point de vue morphologique, on trouve une grande variété de champignons. Ils sont classés en deux grandes catégories: la forme levure unicellulaire et la forme mycélienne pluricellulaire constituée d'hyphes. D'un point de vue métabolique les champignons sont des chimiohétérotrophes, c'est à dire qu'ils utilisent du carbone organique comme source d'énergie. Leur mode de nutrition se fait par absorption en libérant dans un premier temps des enzymes hydrolytiques dans le milieu extérieur. Ce sont des organismes aérobies pour la grande majorité, mais certaines levures peuvent être aéro-anaérobie et participer à des processus fermentaires.

Les champignons du sol peuvent être classés en trois groupes fonctionnels : (1) les contrôleurs biologiques, (2) les régulateurs de l'écosystème et (3) les espèces participant à la décomposition de la matière organique et aux transformations des composés. Les régulateurs de l'écosystème sont responsables de la formation de la structure du sol et de la modification des habitats pour d'autres organismes en régulant la dynamique des processus physiologiques dans l'environnement du sol. Les contrôleurs biologiques peuvent réguler les maladies, les ravageurs et la croissance d'autres organismes (**Bagyaraj et Ashwin, 2017**).

Les communautés fongiques sont composées d'une grande diversité d'espèces ayant des modes de vie différentes dans les écosystèmes. En fonction de ces critères, les champignons sont classés dans trois grands niveaux trophiques: les saprophytes, les symbiotrophes ainsi que les parasites.

Les saprophytes

Les champignons saprophytes effectuent les premières étapes de la décomposition de la cellulose, de la lignine et d'autres macromolécules complexes. Les composés résultants seront ensuite traités par des bactéries. Par conséquent, les champignons saprophytes sont généralement considérés comme un moteur principal du processus de décomposition.

Les enzymes hydrolytiques produites par les champignons saprotrophes sont responsables des premières étapes de la déconstruction des parois cellulaires végétales et de la minéralisation de composés complexes en molécules inorganiques simples (sucres, acides aminés, NH_4^+ , PO_4^{-3} , H_2O et CO_2) assimilable par les plantes et les microbes.



Figure.25: champignon saprophyte (alamy.com/stock-photo/saprophytic-fungus.html)

Symbiotrophes

La grande majorité des espèces de plantes forment des relations symbiotiques entre leurs racines et une diversité d'espèces de champignons, en formant ce qu'on appelle des mycorhizes. Dans ces associations, les filaments mycéliens du champignon infectent la racine et sont en contact étroit avec elle, permettant des échanges directs d'eau et de nutriments entre les deux partenaires. Le champignon émet également dans le sol des molécules variées: enzymes, acides organiques, glycoprotéines... qui augmentent la disponibilité de nutriments et contribuent à structurer le sol. Il utilise comme source d'énergie les substrats carbonés apportés par la sève de la plante, qui peuvent représenter une part importante du carbone fixé par photosynthèse.

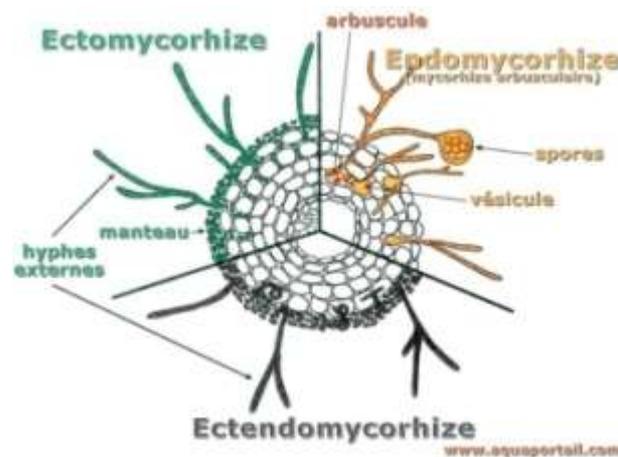


Figure.26 : Structure d'une endomycorhize vésiculaire à arbuscule.-
(<http://mycorrhizas.info/vam.html>)

Les champignons parasites

Contrairement aux champignons saprotrophes, les champignons parasites attaquent les organismes vivants, provoquant ainsi des maladies et parfois la mort de l'hôte. La plupart des champignons pathogènes (causant des maladies) sont des parasites des plantes. La plupart des parasites pénètrent dans l'hôte par une ouverture naturelle, par exemple une stomate ou une blessure dans la plante. Parmi les maladies les plus courantes et les plus

répandues des plantes causées par des champignons sont les mildiou, l'oïdium, le charbon, les rouilles, la tavelure du pommier, la pourriture brune des fruits à noyau et diverses taches foliaires, brûlures et flétrissements. Ces maladies causent chaque année de grands dégâts dans le monde entier, détruisant de nombreuses cultures.



Figure.27 -Symptomatologie et morphologie de *Botrytis cinerea*.

Parasites humains

Environ une centaine des milliers d'espèces connues de champignons sont pathogènes pour l'homme, provoquant des infections appelées mycoses. Une grande partie des mycoses se transmet par inhalation, ingestion ou infection de plaies cutanées et attaquent la peau, les cheveux, les ongles et les muqueuses. Lorsqu'elles sont inhalées, les spores du genre *Aspergillus* transmettent une infection pulmonaire grave, l'aspergillose, tandis que les mycoses de la peau, des cheveux et des ongles sont appelées teignes. La bouche, les appareils digestif et reproducteur peuvent être infectés par le genre *Candida*; chez les nouveau-nés, cette infection est appelée muguet et provoque des plaques blanches sur la muqueuse buccale.

Champignons prédateur

Un autre groupe d'environ 150 espèces de champignons souterrains sont capables d'attraper leur propre proie. Certains sont capables de piéger des petits vers. D'autres les accrochent à l'aide de substances adhésives.

Quelques espèces sont des parasites obligatoires de nématodes, les genres les plus importants sont *Purpureocillium*, *Pochonia*, *Hirsutella*, *Nematophthora*, *Arthrobotrys*, *Drechmeria*, *Fusarium* et *Dactyellina*. Ces champignons nématophages sont généralement divisés en quatre groupes généraux : (i) les champignons pièges à nématodes qui utilisent

des structures de piégeage spécialisées différenciées des hyphes; (ii) des champignons endoparasites qui utilisent leurs spores; (iii) les champignons opportunistes qui envahissent ou colonisent les œufs, les femelles ou les kystes des nématodes avec leurs extrémités hyphes; et (iv) des champignons producteurs de toxines qui immobilisent les nématodes avant l'invasion (Nordbring et al 2006).

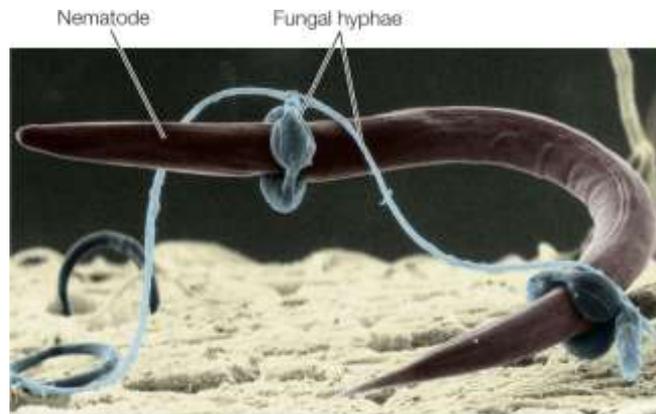


Figure.28: Nématode piégé par les hyphes d'un champignon (George Barron, Univ. of Guelph.)

I.3.3.2.1.3. Les nématodes

Les nématodes sont des vers ronds non segmentés qui constituent l'un des groupes les plus abondants d'organismes métazoaires vivant dans les environnements terrestres ou aquatiques. Environ 23 000 espèces ont déjà été décrites, avec un million d'espèces encore à découvrir (Blaxter, 2011). Les nématodes sont vermiformes et souvent translucides et ou de couleur claire voire transparents.

Les nématodes du sol ont été divisés par habitude alimentaire en bactérivores, fongivores, herbivores, omnivores et prédateurs (Yeates et al., 1993). La plupart des nématodes du sol sont des bactérivores et des fongivores qui se nourrissent de bactéries et de champignons. Ils jouent un rôle majeur dans la décomposition des organismes dans les sols, et donc les changements dans les bactérivores et les fongivores peuvent refléter des changements dans les voies de décomposition. Les nématodes libres (nématodes bénéfiques), qui constituent 60 à 80 % de tous les nématodes du sol, comprennent les bactérivores, les fongivores, les omnivores et les prédateurs. Tous s'engagent dans le cycle des nutriments et le transfert d'énergie au sein du réseau trophique du sol, améliorant ainsi ce réseau et l'écologie du sol. Une activité microbienne accrue peut augmenter le nombre de bactérivores; l'acidification ou le stress induit par les métaux peuvent diminuer le nombre de bactérivores mais augmenter le nombre de fongivores (Bongers et Bongers 1998). Les herbivores se

nourrissent de plantes et plus de 4100 espèces de nématodes phytoparasites ont été identifiées. Ils causent des dégâts évalués à plus de 80 milliards USD par an et les nématodes les plus dommageables sont les nématodes à galles (*Meloidogyne* spp.) et les nématodes à kyste (*Heterodera* et *Globodera* spp.).

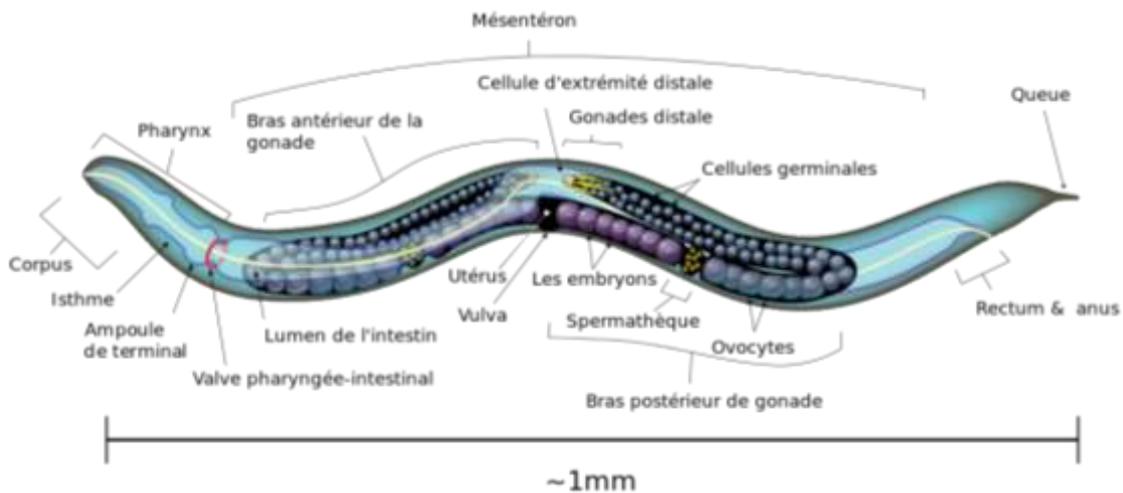


Figure.29: anatomie interne d'un hermaphrodite nématode.
(https://fr.wikipedia.org/wiki/Fichier:C_elegans-anatomie-fr.svg.)

I.3.3.2.2. Mésofaune

I.3.3.2.2.1. Acariens

Les acariens constituent un groupe très hétérogène réunissant des arachnides dont une évolution régressive a altéré la métamérie, et qui possèdent généralement un nombre de pattes variant de 6 chez les larves à 8 chez les nymphes et adultes. Ils sont en général de petite taille (0,1 à 10 mm).

Les acariens du sol, sont des arthropodes chélicérates. Ce sont souvent des microarthropodes les plus abondants dans de nombreux types de sols. Un échantillon de 100 g peut contenir jusqu'à 500 acariens.

Quatre sous-ordres d'acariens se produisent fréquemment dans les sols: les Oribatei, Prostigmata, Mesostigmata et Astigmata. Parfois, des acariens provenant d'autres habitats. Ceux-ci comprennent, les acariens des plantes (tétranyques), les acariens prédateurs que l'on trouve normalement sur la végétation et les parasites des vertébrés ou des invertébrés.

- Les acariens oribatides (Oribatei) sont les acariens caractéristiques du sol et sont généralement fongivores ou détritivores.

- Les acariens mésostigmates sont presque tous des prédateurs d'autres petites faunes, bien que quelques espèces soient des fongivores et peut parfois devenir nombreux.
- Le Prostigmata contient un large éventail d'espèces du sol. Beaucoup de ces espèces sont des prédateurs, mais certaines familles contiennent des acariens se nourrissant de champignons et ceux-ci peuvent devenir nombreux. Les plus gros prostigmates prédateurs se nourrissent les arthropodes ou de leurs œufs; les plus petites espèces sont nématophages.

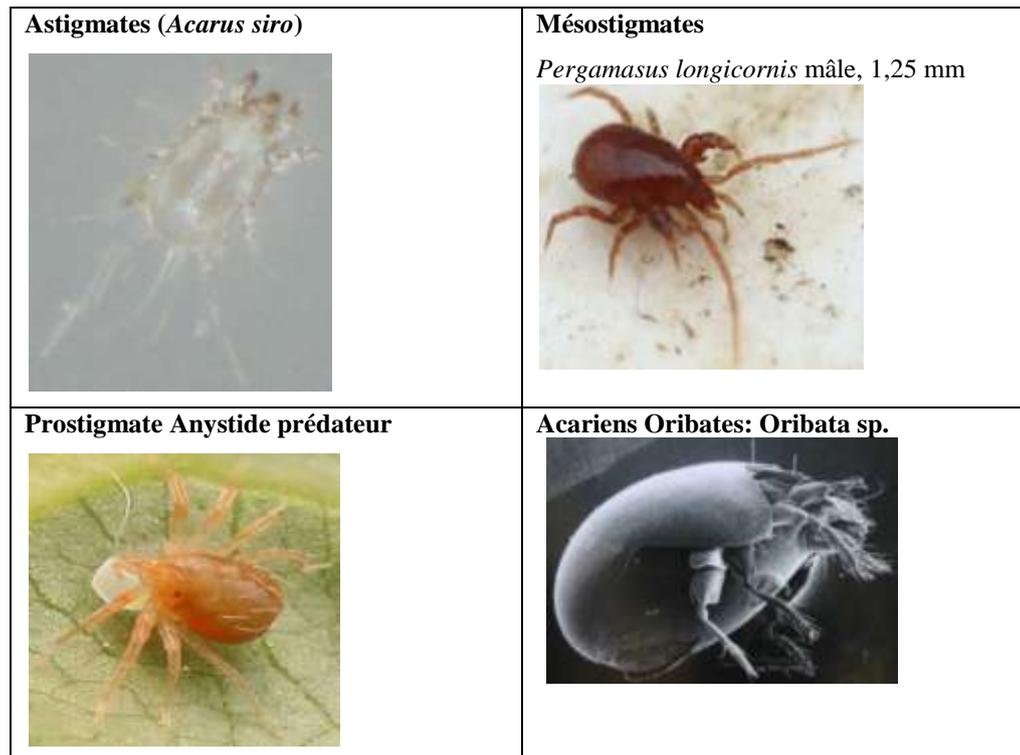


Figure.30: des acariens de l'ordre ; Oribatei, Prostigmata , Mesostigmata et Astigmata.

- Les Astigmatés sont des acariens qui ne possèdent pas de stigmates et respirent au travers des téguments. Ils sont souvent dépourvus d'yeux et possèdent des chélicères broyeur terminés par une pince. Certains acariens du sol fragmentent et facilitent la décomposition des débris végétaux, favorisant la formation de l'humus. D'autres sont carnivores, déchiquetant leurs proies grâce à leurs chélicères. Les Astigmatés constitue des ravageurs importants des denrées stockés. Les acariens étaient associés à des accumulations de résidus dans des conditions humides.

I.3.3.2.2.2. Collemboles

Les collemboles (Collembola) sont une classe de petits arthropodes primitifs. Ils étaient anciennement considérés comme des insectes aptérygotes, ils sont de nos jours considérés comme des hexapodes et se divisent en plus de 3000 espèces. Ces petites bestioles d'une taille de 2 mm en moyenne, ne possèdent pas d'ailes. Ils présentent tous des antennes, un corps segmenté. Il existe quatre ordres de collemboles: les Entomobryomorphes, Poduromorphes, Symphypléones et les Neelipleones.

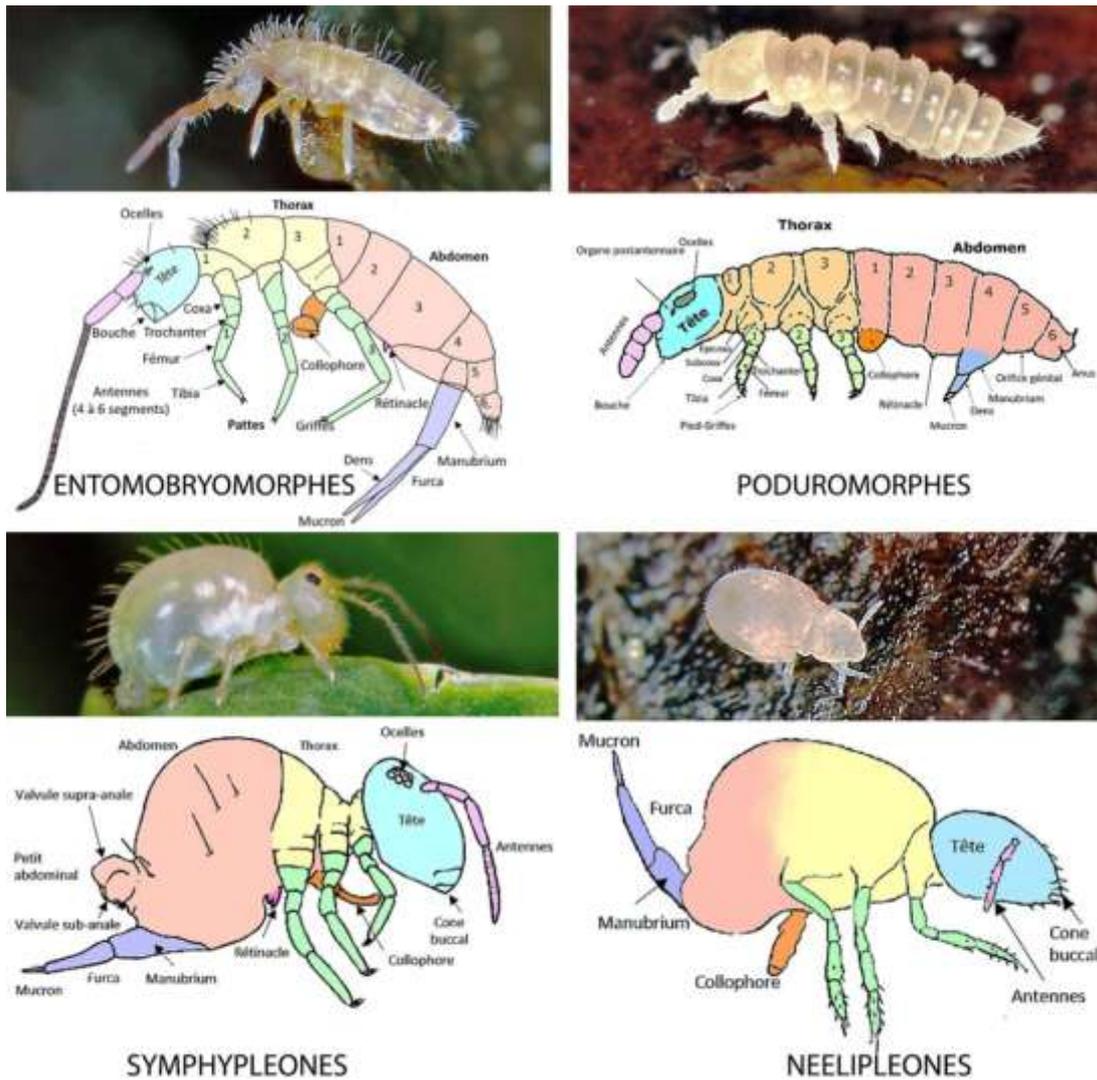


Figure.31 : Description morphologique des différentes familles de collemboles (Filipe & Cardoso 2002).

Certaines espèces, en consommant des organes végétaux morts (feuilles, aiguilles racines...), ou des déjections d'autres invertébrés, contribuent à la fragmentation de la matière végétale morte et à la minéralisation de la matière organique, ainsi qu'à la structure

superficielle du sol (Horizons OF et OH de l'humus). Ils participent à la diffusion des spores de champignons, à l'aération du sol et à sa micro-porosité.

La plupart des sols contiennent 1 million de fèces de collemboles par m². Ceci n'est pas négligeable et permet un retour des nutriments essentiels pour les plantes (**Hopkin, 2002**).

L'effet le plus important des collemboles réside dans la consommation des hyphes fongiques et des bactéries. Ils consomment 1 % de la population microbienne annuelle (**Hopkin, 2002**).

I.3.3.2.2.3. Enchytréides

Ce sont des vers de terre translucides ou blancs, très petits voire minuscules, parfois presque invisibles. Ils appartiennent à la mésofaune du sol (100 µm à 2 mm de diamètre). Ils ont un cycle de vie relativement court, d'environ 50 jours. Ils sont considérés comme des indicateurs de stress chimiques dans les écosystèmes terrestres et ont récemment été reconnus comme indicateurs des pratiques agricoles dans les agroécosystèmes.



Figure.32: Gatineau Admin 06/10/2018.

(<http://www.lejardin vivant.fr/2018/10/06/enchytreides-vers-de-terre/>)

I.3.3.2.2.4. Rôle dans les sols

Ils sont fortement impliqués dans la dégradation de la matière organique du sol. Les enchytréides ingèrent de grandes quantités de matière organique (plus de 2 kg de sol minéral par mètre carré dans les parcelles agricoles chaque année). Ils sont également impliqués dans l'évolution de la structure des sols en raison de leur comportement fousseur, des boulettes fécales qu'ils produisent et du transport, de l'ingestion et du mélange des particules minérales et organiques du sol. Ils influencent donc la porosité du

sol, réduisant ainsi le compactage et augmentant la conductivité hydraulique et la concentration en oxygène dans les sols. Plus récemment, une étude a montré que la présence d'enchytréides pouvait influencer le développement de champignons phytopathogènes (Foth, 1990).

I.3.3.2.3. Macrofaune

I.3.3.2.3.1 Vers de terre

Les vers annelés, ou Annélides, sont des vers à symétrie bilatérale et a cavité générale libre. Leur corps est cylindrique allongé, formé d'une succession de segments semblables compris entre un lobe céphalique ou prostomium appelés les métamères, et un lobe terminal ou pygidium. Ces vers possèdent un appareil circulatoire clos, à sang parfois rouge. La peau rendue humide et visqueuse par du mucus. Le ver de terre donc est un animal hermaphrodite, c'est-à-dire à la fois mâle et femelle. Le Lombric ne possède pas d'appareil respiratoire. Les échanges gazeux s'accomplissent directement à travers la peau.

L'embranchement des Annélides se divise en:

I.3.3.2.3.1.1. Classe des Annélides polychètes

Annélides presque toute; marines pourvues de soies locomotrices portées sur des expansions latérales dites parapodes. Sexes séparés.

I.3.3.2.3.2.2. Classe des Annélides achètes ou hirudinés

Ce sont les sangsues, parasites externes fixes par des ventouses et dépourvus de soies. Elles regroupent environ 650 espèces hermaphrodites de vers annelés de 1 à 20 cm de longueur.

I.3.3.2.3.3.3. Classe des Annélides oligochètes

Annélides d'eau douce ou terrestres dont les soies généralement peu nombreuses sont implantés directement dans les téguments. La famille des Lumbricidea est la plus importante des Oligochètes. Elle se compose essentiellement de vers terrestres. On estime à 7 000 environ le nombre total d'espèces, la majorité vivant sous les tropiques. La famille des lombricidés se divise en plusieurs genres: Lombricus, Eisenia, Allolobophora, etc.

Taille

La longueur des vers peut varier du simple au double et, pour une même espèce, être influencée par de nombreux facteurs physiques, dont l'humidité du sol. A l'âge adulte, les quelques vers communs suivants mesurent approximativement :

<i>Lumbricus rubellus</i>	30-110mm
<i>Lumbricus castaneus</i> f. <i>typica</i> ...	30-70mm
<i>Lumbricus herculeus</i> (= <i>terrestris</i> L.)	90-300mm
<i>Allolobophora caligiosa</i> f. <i>typica</i>	40-100mm
<i>Allolobophora terrestris</i> (sav) ...	90-150mm
<i>Eisenia rosea</i>	25-85mm
<i>Eisenia foetida</i>	32-130mm
<i>Dendrobaena subrubicunda</i>	30-90mm
<i>Dendrobaena pygmaea</i>	15-30mm
<i>Eophila occidentalis chicharia</i>	430-750mm
<i>Eophila velox</i>	500mm

Coloration

Les vers de surface apparaissent plus pigmentés que ceux qui vivent en profondeur. Les vers des régions relativement sèches sont souvent de couleur plus sombre que les vers des régions humides. Les *Lumbricus*, les *Eisenia* et les *Dendrobaena* qui vivent au milieu des litières en décomposition sont de couleur rouge. Les *Allolobophora* et les *Octolasion* qui vivent plus en profondeur et ingèrent davantage de matières minérales sont de couleur gris à gris-bleuté; *A. chlorotica* est souvent de couleur verdâtre.

Relations avec les facteurs abiotiques du milieu

Les vers de terre et l'eau

L'étude biologique des vers de terre montre qu'ils sont plus aquatiques que terrestres. Les vers de terre absorbent continuellement par la peau de l'eau qu'ils rejettent ensuite par les néphridies et l'intestin. La quantité d'eau rejetée par les néphridies atteint à elle seule 60 % du poids du corps par jour. Quand les sols se dessèchent, les vers de terre, s'ils ne meurent, s'enfoncent dans le sol, se roulent en boule et se déshydratent partiellement en pouvant perdre jusqu'à la moitié de leur eau.

Les vers de terre et le pH

Il est des espèces acidophiles, des espèces basophiles et des espèces ubiquistes ou indifférentes, mais de nombreux facteurs interfèrent avec le pH dans la distribution des vers de terre; par exemple, la déficience en ions calcium. *Eisenia foetida* préfère des sols très organiques ou des composts à pH élevés, de l'ordre de 7 à 8. Par contre, de nombreux Megascolecidae tropicaux vivent très bien dans des sols acides de pH 4,5 à 6 (Satchell, 1967).

Les vers de terre et la salinité

Allolobophora caliginosa aurait une bonne tolérance au chlorure de sodium mais pas au carbonate. *Eisenia foetida*, qui vit dans les fumiers, est plus sensible au NaCl.

Les épigés	Les endogés	Les anéciques
 <p><i>Lumbricus castaneus</i> https://www.flickr.com/photos/34878947@N04/50962484668/ (accessed 17 August 2021).</p>	 <p><i>Aporrectodea caliginosa c. typica</i>. https://www.biodiversidadvirtual.org/insectarium . (accessed 17 August 2021).</p>	 <p><i>Lumbricus rubellus</i>. Avec un tête rouge. http://www.TeAra.govt.nz/en/photograph/lumbricus-rubellus (accessed 17 August 2021).</p>
 <p><i>Eisenia fetida</i> https://www.northeastworms.com/post/how-to-choose-the-best-type-of-wood-for-your-project</p>	 <p><i>Octolasion cyaneum</i>. https://www.alamy.com/stock-lilac-earthworm-octolasion-cyaneum-uk-29396424.html.</p>	 <p><i>Lumbricus terrestris</i>. Avec un tête rouge https://www.discoverlife.org/mp/20p?see=I_MWS80320&res=640(accessed 17 August 2021).</p>
 <p><i>Dendrobaena octaedra</i>. https://www.eurekalert.org/multimedia/731226(accessed 17 August 2021).</p>	 <p><i>Allolobophora c. chlorotica typical</i>. https://www.pbase.com/splluk/image/163001298. (accessed 17 August 2021).</p>	 <p><i>Aporrectodea longa</i>. Avec un tête noir. https://www.sciencelearn.org.nz/images/3632-blackhead-worm. (accessed 17 August 2021).</p>

Figure.33 : Quelques espèces de vers de terre

Les vers de terre et la texture du sol

Comme ils ingèrent de la terre, il est logique que les vers soient plus abondants dans les sols limoneux, argilo-limoneux et argilo-sableux que dans les sables, les graviers et les argiles.

Allolobophora caliginosa, dans les sols d'Egypte, est le plus abondant et offre la biomasse la plus forte dans les sols qui ont le rapport (humidité/sable 4- gravier) le plus élevé. Dans le sud de la Suède une corrélation significative entre la teneur en argile des sols et l'abondance des vers fousseurs; la nature de la végétation et le pH des sols contribuent aussi à la détermination des associations.

Les vers de terre et la température

La production de cocons par les lombrics devient quatre fois plus importante quand la température s'élève de 6" à 16°C. La température préférée de *Pheretima hupeiensis* se situe entre 15" et 23°C) celle d'*Eisenia foetida* entre 15,7" et 23,2"C et celle d'*Allobophora caliginosa* entre 10" et 23,2"C. Le lombricide *A. caliginosa* et le *Pheretima hupeiensis* n'ont pu se maintenir plus de 48 heures à 25°C.

I.3.3.2.3.2. Cloportes

Les cloportes sont des crustacés d'origine aquatique et bien que souvent appelés " Isopodes terrestres ", ces crustacés sont entièrement terrestres. L'espèce la plus répandue est le cloporte commun (*Armadillidium vulgare*). Les cloportes mesurent de 0.5 à 2 cm selon les espèces. Certaines espèces peuvent se rouler en boule lorsqu'ils sont en détresse. Les cloportes ont une morphologie de base d'un corps segmenté et aplati dorso-ventralement avec sept paires de pattes articulées. Leur corps est constitué de trois parties : la tête, le thorax et l'abdomen, le tout recouvert d'un exosquelette rigide constitué de segments articulés portant chacun une paire de pattes. Selon les espèces les cloportes peuvent être jaunâtres à brun pâle, gris, noirs, blancs ou bien avoir une carapace presque transparente.

Les cloportes jouent un rôle important dans la décomposition de la litière de feuilles et contribuent donc de manière significative au cycle des nutriments et aux services écosystèmes du sol. En conséquence, les cloportes sont des modèles pertinents en écotoxicologie des sols, à la fois dans les tests de toxicité en laboratoire et dans les études de surveillance et de bioindication sur le terrain.

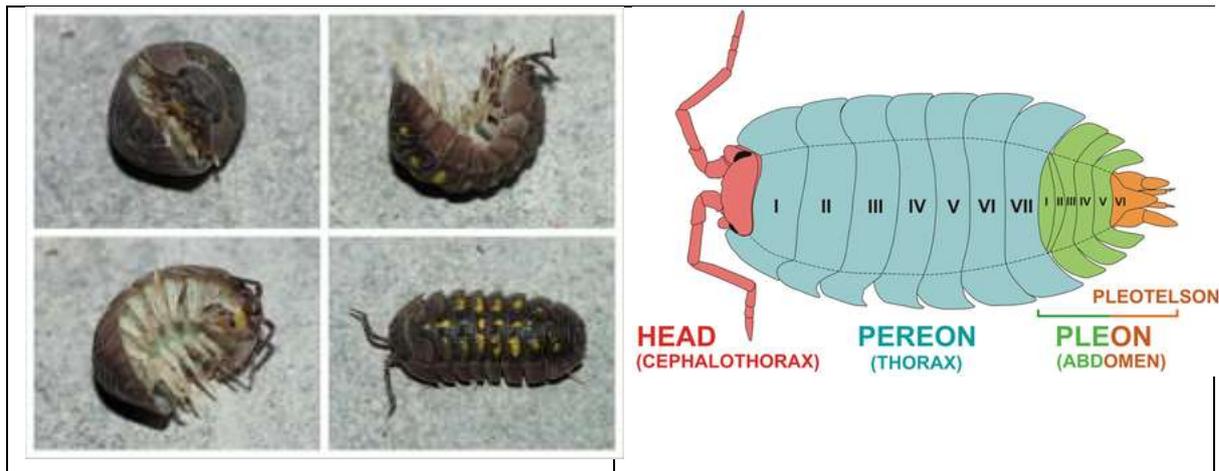


Figure.34 : Le cloporte (<https://a-z-animals.com/animals/woodlouse/>)

Les cloportes ont besoin d'humidité car ils perdent rapidement de l'eau par excrétion à travers leur cuticule, et se trouvent donc généralement dans des endroits humides et sombres, sous les roches. Ils sont généralement nocturnes et sont des détritivores, se nourrissant principalement de matières végétales mortes.

I.3.3.2.3.3. Myriapodes

Les myriapodes font partie de l'embranchement des Arthropodes au corps allongé et segmenté, pourvus de nombreuses pattes. Le myriapoda comprend quatre classes d'arthropodes terrestres: chilopoda, diplopoda, symphyla et pauropoda. Les myriapodes se trouvent généralement dans le sol et la litière et ont une distribution mondiale. Environ 13 000 espèces sont connues. Les myriapodes partagent une tête à cinq ou six segments, une seule paire d'antennes, des membres uniramous (non ramifiés) et un tronc allongé sans tagmatisation évidente (**Mulhauser 1995**).

Les chilopoda et les diplopoda sont les classes les plus importantes, comptant respectivement environ 3000 et 10 000 espèces décrites. Les mille-pattes sont carnivores et partagent des griffes venimeuses dérivées de la première paire de membres du tronc, tandis que les autres classes sont principalement des détritivores et peuvent contribuer de manière significative à la dégradation de la litière et au renouvellement des nutriments. Des études récentes de phylogénétique moléculaire indiquent que les myriapodes comprennent un groupe monophylétique et un taxon frère des pancrustacea (Crustacea et insecta). Ils ont été parmi les premiers animaux à coloniser la terre (**Mulhauser 1995**).

<p>Chilopoda (mille-pattes)</p>  <p>https://www.freepik.com/premium-photo/centipede-isolated_4546582.htm</p>	<p>Diplopoda</p>  <p>https://destinief.weebly.com/class-diplopoda.html</p>
<p>Symphyla</p>  <p>https://www.myrmecofourmis.fr/Les-symphyles-de-minuscules-myrriapodes</p>	<p>Pauropoda</p>  <p>http://kesscience.wikidot.com/pauropoda</p>

Figure.35 : des myriapodes de classe ; Chilopoda, Diplopoda, Symphyla et Pauropoda

I.3.3.2.3.4. Araignées

Les araignées (Aranea) appartiennent à la classe Arachnida qui comprend les scorpions, les tiques et les acariens. Araneae est le plus grand ordre d'arachnides, avec 113 familles, 4033 genres et 46 499 espèces décrites à ce jour. L'araignée se distingue des autres arachnides par sa production de soie à l'extrémité de l'abdomen et les glandes à poison prosomales sortant par sa chélicère modifiée en crocs. Les couleurs sont principalement des bruns et des noirs, mais de nombreuses araignées communes et remarquables sont colorées. L'abdomen de la plupart des araignées ne montre aucune trace de segmentation ancestrale, contrairement à celui des autres arachnides. Les plus petites araignées sont les minuscules Symphytognathidae, dont les adultes mesurent moins de 1 mm de long (**Mulhauser 1995**).

Les araignées peuvent essentiellement être définies comme des arthropodes à respiration aérienne avec deux parties du corps, le céphalothorax et l'abdomen. Contrairement aux insectes, les araignées ont quatre paires de pattes attachées au céphalothorax, chacune avec sept segments: coxa, trochanter, fémur, rotule, tibia, métatarse et tarse et des chélicères qui sont des crocs qui injectent du venin. La plupart des araignées ont huit yeux simples, mais certaines espèces ont plus ou moins d'yeux.

De plus, les araignées peuvent avoir une grande influence sur la structure et la fonction des communautés écologiques par leurs effets directs et indirects sur les herbivores et les omnivores (Foth, 1990).

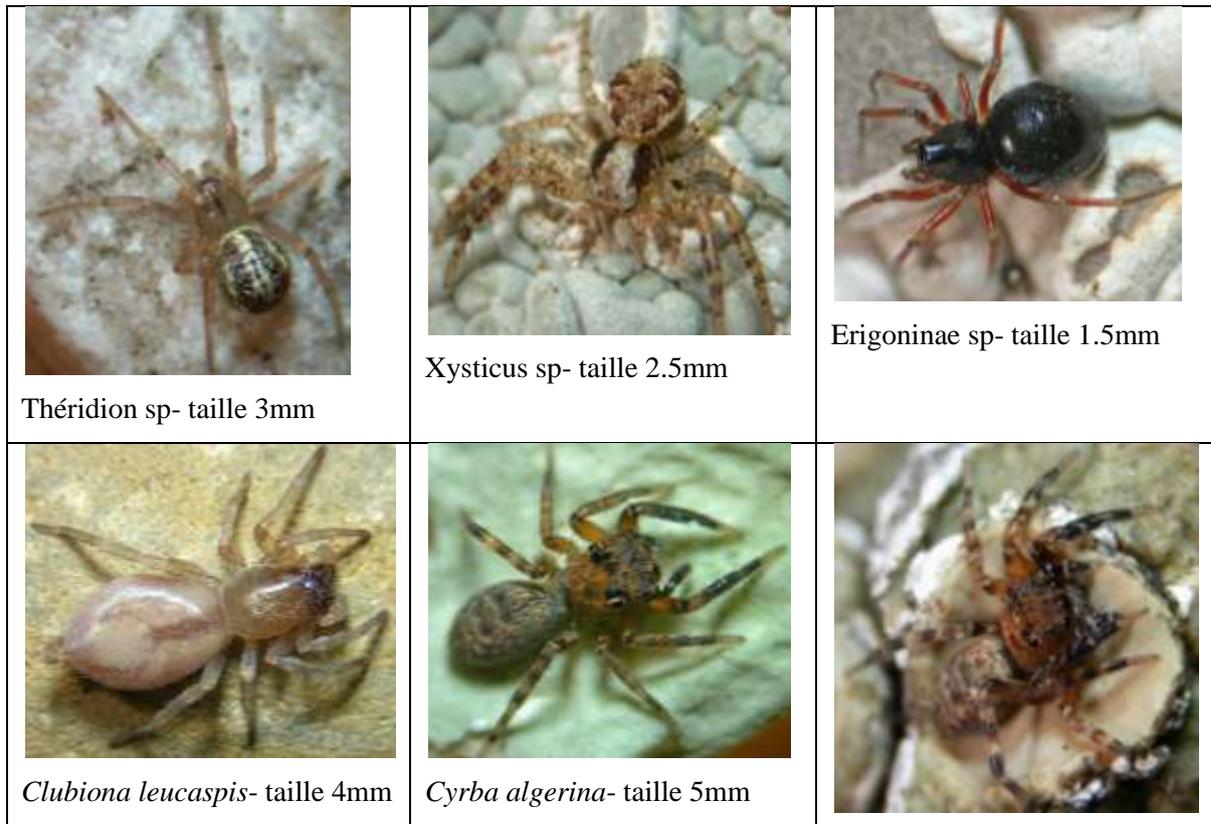


Figure.36 : Quelques espèces d'Araignées.

I.3.3.2.3.5. Larves de diptères, de coléoptères, de lépidoptères...

Les diptères adultes sont des insectes ayant une seule paire d'ailes, la seconde étant transformée en petits bâtonnets appelés balanciers, qui permettent à la mouche de maintenir son équilibre en vol. Les larves, sont toutes aptères, ne possèdent pas de pattes (apodes) et sont très dissemblables suivant les espèces. Leur taille varie de 2 à 40 mm. La plupart des larves sont phytophages, phytosaprophages, ou coprophages et nécrophages. Elles participent très efficacement à la fragmentation de la litière (Mulhauser 1995).

Les coléoptères adultes sont des insectes pourvus d'une paire d'ailes coriaces (élytres) protégeant les ailes membraneuses utilisées pour le vol. De nombreuses familles sont adaptées à la vie dans le sol et la litière et leur larve également. Les larves et adultes sont le plus souvent saprophages et coprophages mais se nourrissent aussi de racines vivantes (rhizophages) et de moisissures (mycophages). Les espèces du sol sont également prédatrices. Les coléoptères jouent un rôle important en tant que décomposeurs. Les espèces rhizophages peuvent ravager des cultures (larves de hannetons, taupins, charançons).



Bibionidae sp (larve) taille : 6mm



Larve de vermileo vermileo



Asilidae sp (larve) taille : 8mm



Tipule sp (larve) taille : 4mm

Figure.37: Quelques larves de Diptères (en médaille forme adulte)*Aethina tumida* , (Coleoptera : Nitidulidae)

<https://slideplayer.fr/slide/17141888/>



Vers blancs (hanneton).

<https://stbruno.ca/ville/espaces-verts/vers-blancs/>



Larves de staphylins.

<http://insectesjardin56.eclablog.com/larves-de-staphylins-a-identifier-a119784544>

larve coléoptère élatéridae. (*Pyrophorus noctilucus*).

<https://www.alamyimages.fr/photos-images/click-beetle-larva.html>

Figure.38 : Quelques larves des coléoptères

Autres insectes

I.3.3.2.3.6. Thysanoures

Les Thysanoures, plus connus sous le nom de lépismes, sont des insectes avec un corps en forme de navette muni à l'extrémité de l'abdomen de 2 cerques et d'une sorte de queue couverte de soies appelée épiprocte. Leur corps est recouvert d'écailles. Ils se nourrissent de débris divers (détritiphages). Ils vivent le plus souvent sous les pierres en compagnie de fourmis, mais on les rencontre également dans les habitations.



Lépima aurea taille : 8mm



Lépima sp taille : 4mm

Figure.39 : Thysanoures aptérygotes

I.3.3.2.3.7. Dermaptères

Les dermaptères, appelés plus communément perce-oreilles, sont des insectes au corps allongé, muni de pinces abdominales, se touchant ou se croisant. Certains sont totalement aptères, d'autres portent des embryons d'ailes. Les pièces buccales très complexes sont impressionnantes vues sous une loupe binoculaire. Nocturnes, ils se nourrissent de débris végétaux et de petits animaux.



Figure.40 : *Forficula auricularia*- taille : 16mm

I.3.3.2.3.8. Fourmilions (larves)

Les fourmilions adultes sont des insectes appartenant à l'ordre des névroptères et à la famille des myrmeleontidae, qui à l'état adulte ressemblent à des libellules. Les larves, aux formes impressionnantes, déambulent au sol à la recherche de proies (araignées, petits

insectes), ou creusent des entonnoirs coniques dans les sols sablonneux. Les proies, des fourmis essentiellement, qui glissent vers le fond de l'entonnoir sont saisies et dévorées. Ces larves marchent à reculons. Elles n'ont pas de bouche et les mandibules qui sont creusées libèrent un suc gastrique qui décompose les proies. La larve du fourmilion atteint 1 cm. La tête est relativement petite, plate, et allongée. Elle est dotée de mandibules très longues, fortement denticulées, et les extrémités recourbées en crochets sont particulièrement acérées (Mulhauser 1995).



Figure.41 : Larve de formilion sp- taille : 3mm

I.3.3.2.3.9. Termites

Les termites sont des insectes eusociaux qui vivent dans des colonies avec un grand nombre d'individus, où les mâles et les femelles jouent des rôles largement égaux en ce qui concerne l'entretien de la colonie. Leurs sociétés développent une division du travail basée sur les castes; chaque caste est morphologiquement et physiologiquement spécialisée pour différentes tâches (Eggleton et Tayasi, 2011). Par exemple, les castes reproductrices (rois et reines) se concentrent sur la reproduction, et les soldats et les ouvriers sont engagés dans d'autres tâches nécessaires à l'entretien de la colonie.

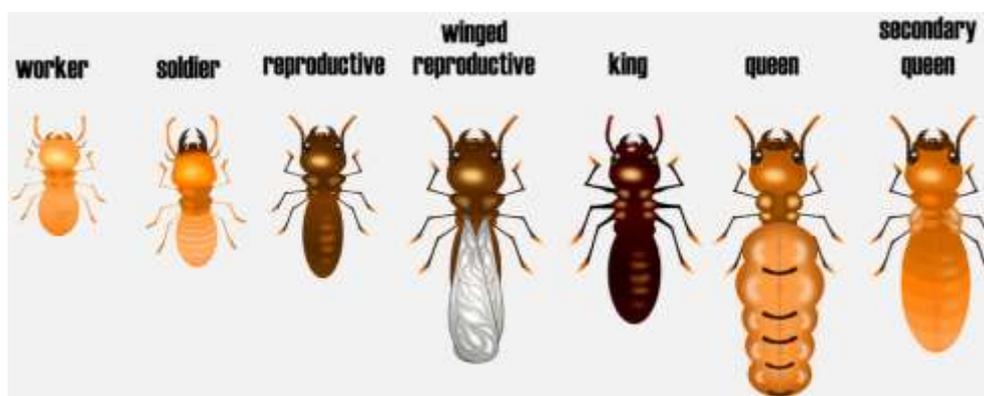


Figure.42 : Castes de termites à partir de la gauche : ouvrier, soldat, reproducteur, reproducteur ailé, roi, reine, reine secondaire
(<https://www.shutterstock.com/search/termite+wings>)

Les termites, comptent environ 2 750 espèces, sont largement répartis, atteignant leur plus grande abondance en nombre et en espèces dans les forêts tropicales humides du monde entier (Eggleton et Tayasi , 2011). Les termites sont des décomposeurs de cellulose clés dans les écosystèmes plus chauds, peuvent se nourrir de nombreux substrats (herbe, bois, litière de feuilles ou sol) et jouent un rôle important dans l'amélioration de la résistance des écosystèmes à la sécheresse (Eggleton et Tayasi, 2011).

I.3.3.2.3.10. Fourmis

Les fourmis sont des insectes sociaux qui constituent la famille des formicidae, et sont classées dans l'ordre des hymenoptera, sous-ordre des apocrita. Leur taille varie d'environ 2 à 25 mm. Leur couleur est généralement jaune, marron, rouge ou noire. Typiquement, une fourmi a une grosse tête et un abdomen mince et ovale relié au thorax, ou section médiane, par une petite taille. Il y a généralement trois castes, ou classes, au sein d'une colonie : reines, mâles et ouvrières. Certaines espèces vivent dans les nids d'autres espèces en tant que parasites. Chez ces espèces, les larves parasites reçoivent de la nourriture et de la nourriture par les ouvrières hôtes. La plupart des fourmis vivent dans des nids, qui peuvent être situés dans le sol ou sous un roche ou construits au-dessus du sol et faits de brindilles, de sable ou de gravier. Le cycle de vie de la fourmi comporte quatre étapes, dont l'œuf, la larve, la nymphe et l'adulte, et s'étend sur une période de 8 à 10 semaines. La reine passe sa vie à pondre des œufs. Les ouvrières sont des femelles et font le travail de la colonie, avec des individus plus gros comme des soldats qui défendent la colonie.

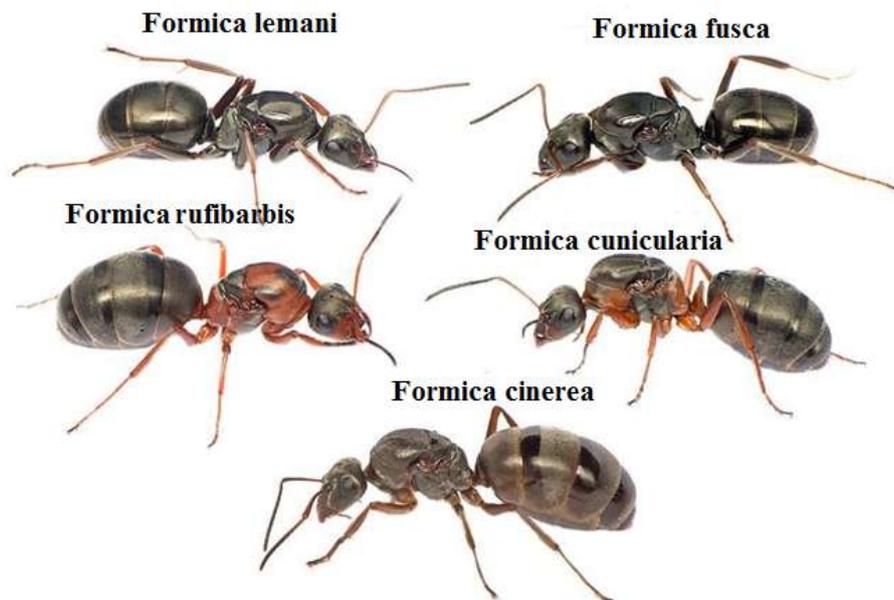


Figure.43 : Quelques espèces de fourmis (famille des formicidae, ordre des Hyménoptère)

Chapitre-4-

Classification des sols

I.4. Classification des sols (Notions)

I.4.1. Notion de la classification des sols

La classification des sols consiste à grouper en catégories les sols aux caractéristiques semblables car il existe de nombreux sols et ils ont de nombreuses propriétés physiques, chimiques et biologiques. La classification facilite l'organisation et la communication de l'information sur les sols, ainsi que la compréhension des relations entre les sols et les facteurs environnementaux. C'est une classification arborescente utilisant des classes, des sous classes, des groupes, des sous groupes, des familles, des séries et des phases.

I.4.2. Objet de la classification

La classification est conçue comme un système de référence qui permet d'ordonner les sols décrits dans une étude et les unités d'une carte suivant un plan commun. C'est en même temps un ensemble définissant un langage.

I.4.3. La classification française CPCS (1967)

La classification française est une classification hiérarchisée. Elle est morphogénétique, est englobée des niveaux suivant la classe, la sous-classe, le groupe, sous-groupe, la famille, la série, le type et la phase.

Les CLASSES: dans la même classe des sols un certains caractères majeurs qui sont les suivants:

- Un certain degré de développement du profil ou d'évolution du sol.
- Un mode d'altération des minéraux en relation avec les caractères généraux des conditions physico-chimiques.
- Une composition et une répartition typique de la matière organique susceptible d'influencer l'évolution du sol et la différenciation des horizons du profil.
- Certains facteurs fondamentaux d'évolution du sol qui deviennent prédominants. C'est le cas de la présence d'eau (hydromorphie) ou de sels très solubles (halomorphie).

Les SOUS-CLASSES: dans la mesure du possible, la différenciation des sous-classes repose sur des critères résultant des conditions de pédo-climat. Par exemple, la faible évolution des sols peu évolués peut être due à un climat très froid ou à un climat sec et chaud.

Les GROUPES: sont définis par des caractères morphologiques du profil correspondant à des processus d'évolution de ces sols: différenciation de certains horizons, lessivage du calcaire, des éléments colloïdaux etc ..

Les SOUS-GROUPES: les groupes comprennent en général plusieurs sous-groupes dont les caractères essentiels des profils sont les mêmes mais qui sont différenciés soit par une intensité variable d'une catégorie à l'autre du processus fondamental d'évolution caractéristique du groupe, soit par la manifestation d'un processus secondaire indiqué par certains éléments nouveaux du profil (concrétionnement induration tache d'hydromorphie élargissement de la structure, etc ...).

La FAMILLE: à l'intérieur d'un même sous-groupe toutes les séries formées à partir du même matériau pétrographique constituent une famille.

La SERIE: est une unité (cartographique et de classification) dont les caractères édaphiques sont suffisamment homogènes pour que les variations typologiques n'aient pas d'influence notable sur la croissance des plantes spontanées ou cultivée. Une série de sols est l'ensemble des sols qui présentent sur un matériau originel de composition lithologique définie, et dans des positions comparables dans le paysage, le même type de profil.

Le TYPE: a l'intérieur d'une série, les sols ayant la même texture de l'horizon superficiel appartiennent aux mêmes types exemple type limoneux-argileux et type argileux de la série X. En fait, la dénomination des textures est purement arbitraire. La notion de type perd donc beaucoup de sa valeur à l'intérieur d'une série définie de façon rigoureuse.

La PHASE: lorsque des phénomènes naturels (érosions colluvionnements, action des animaux et des végétaux ou l'action de l'homme), modifiant de façon éventuellement temporaire la nature, l'organisation et la dynamique des horizons superficiels d'une série, on peut en tenir compte en divisant cette série en phases.

Les HORIZONS

Afin d'alléger le texte concernant la classification de chaque classe, on a souvent désigné les horizons des sols par des groupes de lettres et de chiffres qui sont en usage chez les pédologues.

1) - **HORIZON A** : l'horizon A est l'endroit où il y a le plus de vie dans le sol et est parfois appelé couche arable. Selon le sol, l'horizon A peut être divisé en A00, A0 (organique).

L'horizon A est un horizon majeur occupant la partie supérieure ou l'ensemble du profil du sol et présentant l'un ou l'autre des caractères suivants ou les deux en même temps:

a) Présence de matière organique.

b) Appauvrissement en constituants tels que argile, fer, alumine, etc...

2) - HORIZON B: Horizon majeur situé au-dessous de A et caractérisé par des teneurs en argile, en fer, en humus, plus élevées qu'en A ou Û. Cet enrichissement peut être dû, soit à des transformations sur place des minéraux préexistants, soit à des apports illuviaux. L'horizon est divisé en B1, B2 et B3.

3) HORIZON C: Horizon minéral, autre que la roche brute, placé sous B (ou sous A s'il n'y a pas de B), analogue ou différent du matériau dont dérive le couple AB et relativement peu affecté par les processus pédogénétiques ayant conduit à l'individualisation des horizons A et B sus-jacents et ne présentant pas leurs caractéristiques

4) HORIZON R.

Roche brute sous-jacente.

La classification française utilise les classes suivants :

- I - Classe des sols minéraux bruts : sols de profil (A)C, (A)R, ou R, ne contenant que des traces de matière organique dans les 20 centimètres supérieurs et/ou pas plus de 1 à 1,5 % dans les 2-3 centimètres supérieurs. La matière minérale subit une désagrégation et une fragmentation mécaniques plus ou moins poussées mais l'altération chimique reste insensible. Ex: sous-classe des sols minéraux bruts climatiques des déserts froids (Cryosols bruts). Groupe 1/21 : Lithosols des déserts froids.

- II - Classe des sols peu évolués : sols de profil AC contenant plus que des traces de matière organique dans les 20 centimètres supérieurs et / ou plus de 1 à 1.5 % de matière organique sur plus de 2 à 3 cm. Une partie de cette matière organique peut être bien humifiée. La matière minérale n'a pas subi d'altération sensible, par contre elle a pu être désagrégée et fragmentée par des phénomènes physiques.

Ex : sous-classe des sols peu évolués a permagel. Groupe : des sols à forte ségrégation de glace non ordonnée.

- **III - Classe des vertisols** : sols à profils A (B) C, A (S)g C ou A (B) Cg, plus ou moins homogénéisés ou irrégulièrement différenciés par suite de mouvements internes, s'exprimant par la présence de larges agrégats et par celle d'un microrelief et d'effondrements. Leurs horizons ne se différencient que par leur structure. Sols argileux à dominance d'argiles gonflantes dont les proportions avoisinent le plus souvent 35-40 % et dont la capacité d'échange est en moyenne de 35 à 40 méq. Couleur en général foncée, relativement à leurs teneurs en matière organique.

Ex : sous-classe des vertisols à drainage externe possible. Groupes des vertisols à drainage externe nul et à structure arrondie, sur au moins les 15 cm supérieurs.

- **IV - Classe des andosols** : les andosols constituent un ensemble de sols qui doivent l'originalité de leurs propriétés à l'abondance dans leur fraction minérale de produits amorphes, les allophanes associés à des teneurs variables mais souvent élevées de matière organique à densité apparente est faible, généralement inférieure à 0,8. La teneur en eau est naturellement élevée. Les teneurs en matière organique sont généralement élevées, mais elles se situent entre 3 et 30 % du sol sec. Le pH des sols est généralement acide.

Ex : sous-classe des andosols des pays froids. Groupe des andosols humifères désaturés.

- **V - Classe des sols calcimagnésiques** : sols dont les caractères morphologiques des horizons supérieurs sont déterminés par la présence d'ions alcalinoterreux mais dans lesquels la partie inférieure du solum, quand elle existe, ne montre ni les caractères des vertisols ni ceux des sols isohumiques. Les argiles sont du type 2/1. Le complexe est saturé de plus de 90 % par du calcium ou du magnésium. Le pH est supérieur à 6,8.

Ex : sous-classe des sols carbonates. Groupe des sols bruns calcaires.

- **VI - Classe des sols isohumiques** : sols évolués à profil moyennement ou peu différencié du type A (B) C, parfois A 6 C; l'horizon B étant le plus souvent caractérisé par sa structure mais pouvant être plus argileux que l'horizon A. Le profil est rarement de type AC. L'ensemble des horizons nettement marqués par la matière organique, constitue une part importante au moins la moitié du profil du sol jusqu'à son matériau originel. Le complexe adsorbant de ces sols est saturé principalement en calcium, et secondairement en magnésium. Ex : sous-classe des sols isohumiques. Groupe des brunizems.

- **VII - Classe des sols brunifiés** : sols évolués caractérisés par un humus à forte activité biologique, en principe de type mull mais souvent aussi de type moder aux limites de la

classe. Profil de type A (B) C ou ABC. L'horizon B est par fois difficile à distinguer. L'horizon B textural ou (B) structural est pauvre en matière organique. Le rapport C/N est inférieur à 14. Ex : sous-classe des sols brunifiés des climats tempérés humides. Groupe des sols bruns.

- **VIII - Classe des sols podzolisés** : cette classe groupe des sols formés le plus souvent sous l'influence d'un l'humus de type mor, ou éventuellement moder. Les acides fulviques libérés en grandes quantités sont responsables d'une altération poussée des silicates allant jusqu'à la destruction des argiles et d'une complexation importante du fer et de l'aluminium.

Ex : sous-classe des sols podzolisés de climat tempérés. Groupe des Podzols.

- **IX - Classe des sols à sesquioxydes de fer et manganèse** : sols à profil ABC ou A (B) C caractérisés par :

- l'individualisation des sesquioxydes de fer (ou de manganèse) qui leur confère une couleur très accusée: rouge, ocre rouille (ou noir si les oxydes de manganèse sont abondants). Cette coloration peut intéresser les horizons A et B, ou plus souvent les seuls horizons B.

- un taux de saturation supérieur à 50 %.

- une teneur faible en matière organique celle-ci subissant le plus souvent une décomposition rapide.

Ex : sous-classe des sols ferrugineux (tropicaux). Groupe : Sols ferrugineux tropicaux peu lessivés, indice de lessivage 1/1,4.

- **X - Classe des sols ferrallitiques** : les sols de cette classe est caractérisé par :

- Une altération complète des minéraux primaires (péridots, pyroxènes, grenats, amphiboles, feldspaths, feldspathoïdes, micas, etc).

- silicates d'alumine A: 1, famille de la kaolinite, et/ou hydroxydes d'alumine (gibbsite, rarement boehmite et produits amorphes), hydroxydes et oxydes de fer (hématite et produits amorphes).

- une capacité d'échange faible, qu'elle soit mesurée sur l'argile ou le sol total, en raison des constituants kaoliniques et des sesquioxydes (actuellement une valeur limite est difficile à préciser).

- une quantité de bases échangeables faibles.
- un degré de saturation variable, mais généralement faible,
- un pH acide.

Ex : sous-classe des sols ferrallitiques faiblement désaturés en (B). Groupe des sols ferrallitiques faiblement désaturés en (B) typique.

- **XI - Classe des sols hydromorphes** : sols dont les caractères sont dus à une évolution dominée par l'effet d'un excès d'eau en raison d'un engorgement temporaire ou permanent d'une partie ou de la totalité du profil.

Ex: sous-classe des sols hydromorphes organique. Groupe des sols à tourbe fibreuse (Fibrist).

- **XII - Classe des sols sodiques** : sols dont l'évolution est dominée:

- soit par la présence de sels solubles (chlorures, sulfates, carbonates, bicarbonates de sodium (et / ou de magnésium) dont la teneur élevée peut les rendre apparents à l'examen visuel et provoque une modification importante de la végétation. La conductivité de leur extrait de pâte saturée est supérieure à 7 mmhos/cm à 25° C. Ce chiffre doit intéresser l'ensemble du profil pendant une partie de l'année.

- soit par la présence de Na échangeable (et/ou de Mg) avec apparition d'une structure massive, diffuse, et une compacité élevée. Le sodium occupe plus de 10 % de la capacité d'échange. Les sols dont la texture trop légère ne permet pas la confection d'une pâte saturée.

Ex : sous-classe des sols sodiques a structure non dégradée. Groupe des sols salins (Solontchak) Profil AC.

I.4.4. La classification américaine (Soil Taxonomy, 2010)

La classification américaine est une classification hiérarchisée basée sur la morphologie et certaines analyses de laboratoire: c'est une classification morpho-analytique. Les sols sont classés et groupés d'après un ensemble de caractères mesurables (Physico-chimiques et morphologiques).

Les critères diagnostiques sont représentés par les horizons diagnostiques (Epipedons), le pédoclimat, et par des critères secondaire (propriétés pédologiques bien distinctes). La classification proposée utilise comme critères essentiels la présence (ou l'absence) des différents horizons.

La nomenclature est basée sur 12 ordres fondamentaux qui sont résumés dans le tableau ci-dessous:

Tableau. 10 : la classification américaine (**Soil Taxonomy, 2010**)

Ordres	Abrév	Définition succincte, équivalent en langage CPCS
Gélisols	els	(Grec gelid = très froid). Ont un permafrost en surface ou au moins avant 200cm de profondeur (sols peu évolués des hautes altitudes et latitudes).
Histosols	ist	(Grec histos = tissus). Présentant un horizon organique épais (+ de 40 cm ou plus de 2/3 de l'épaisseur du sol si celui-ci est superficiel), accumulation liée à la présence actuelle ou ancienne de l'eau (tourbes et sols très organiques).
Spodosols	ods	(Grec Spodos = cendres). Présentant un horizon Spodic (sols podzolisés typiques des milieux très acidifiés).
Andisols	ands	(Japonais Ando = noir). Présentant des propriétés andiques (andosols typiques des régions volcaniques si le milieu est humide et frais ou froid). Ordre introduit en 4eme édition
Oxisols	ox	(Français oxyde). Présentant un horizon Oxic (moins de 10% de minéraux altérables dans la fraction 50-200 microns, présence de sesquioxydes du type Fe_2O_3 ou Al_2O_3 , capacité d'échange de moins de 16 cmol (+) par kg d'argile) ou présentant un horizon Kandic : texture fine, enrichissement relatif en argile, capacité d'échange limitée (sols ferrallitiques des zones intertropicales).
Vertisols	erts	(Latin vertos = virer sols qui bougent). Présentant des slikensides ou au moins des agrégats à faces obliques, plus de 30% d'argile et des fentes de retrait en période sèche (vertisols des climats secs méditerranéens ou subtropicaux).
Aridisols	ids	(Latin aridus = sec). Correspondent à un climat aride que la température soit élevée ou non. Mais peuvent être saturés d'eau si salés. Horizons de diagnostic possibles : Natric, Calcic, Petrocalcic, Gypsic, Petrogypsic, Salic, Argillic, Duripan (sols des climats secs présentant des accumulation calcaires, gypse ou sels). Ordre introduit en 6eme édition.
Ultisols	ults	(Latin ultimus = ultime). Présentant des marques de fortes évolution : horizon Argillic, Kandic ou Fragipan et taux de saturation inférieur à 35% (sols aux matériaux très altérés de la zone intertropicales et subtropicale).
Mollisols	olls	(Latin mollis = doux sols à humus doux). Présentant un horizon de surface Mollic avec un taux de saturation supérieur à 50% (sols des prairies et forêts à feuilles caduques, calcaires ou non).
Alfisols	alfs	(Terme inventé). Présentant un horizon Argillic, Kandic, Natric ou un Fragipan. Climat humide ou subhumide, taux de saturation >30%, légèrement acide (sols lessivés des climats humides).
Inceptisols	epts	(Latin inceptum = débutant). N'entrent pas dans les catégories présentées ci-dessus car relativement superficiels et pas suivis en profondeur par des horizons Calcics, Petrocalcic, Gypsic, Petrogypsic, Placic, Duripan, Fragipan, Oxic, Spodic, Sulfuric. En revanche peuvent présenter des horizons correspondant à des sols peu évolués : Cambic, Histic, Mollic, Plaggen, Umbric Epipedon
Entisols	ents	(Terme inventé). N'entrent dans aucune des catégories précédentes. Pas d'horizons de diagnostic développé sauf epipedons Ochric et Anthropic (sols minéraux bruts).

I.4.5. La classification Russe des sols

La classification Russe des sols a commencé avec des idées de génétique environnementale, et les systèmes développés ont appliqué les concepts génétiques pour identifier les taxons. Les sols ont été regroupés en fonction des combinaisons de facteurs de formation des sols (climat, temps), de processus pédogénétiques ou de propriétés des sols contrôlés par les théories sur la genèse des sols. Les premières approches de la classification furent celles de Dokuchaev et de ses disciples qui distinguèrent d'abord trois ensembles: les sols "normaux, de transition" et "anormaux ou cosmopolites". Ces catégories furent rebaptisées "sols zonaux, intrazonaux et azonaux

Tableau. 11 : La première classification des sols (**Dokichaev 1967**).

Classe A		Normal (végétation-terrestre or zonal soils.)					
Zones	Boreai (Northera)	Taiga	Forest steppe	steppe	Désert steppe	Désert zonz	Subtropic ou tropic forest
Croupe	Tundra (dark brown soil)	Light gray podzols	Gray and dark gray soils	Chernozern	Chestrut and brown soils	Aerial soils	Lateritle soils or Kraspozem
Classe B		Transitional Soils.		Classe C		Abnormal soils	
Croupe	Surface bog or bog-meadow soils	Carbonate or rendzinas	Secondary solonetz	Bog soil	Alluvials soils	Aeolian soils	

Partie-II- Eau dans le sol

Généralités

L'étude de l'eau du sol comporte deux aspects :

1° un aspect statique, qui est la capacité de rétention en eau du sol, en liaison directe avec la disponibilité en eau pour les plantes.

2° un aspect dynamique : il s'agit de la circulation de l'eau dans le sol, c'est à dire les transfères verticaux ou latéraux de la phase liquide du sol.

II.1. Rôle de l'eau du sol

La teneur en eau du sol a un impact important sur de nombreux processus biophysiques fondamentaux: les déplacements, les transformations, les ajouts et les pertes de constituants du sol dans un profil de sol. Ces processus déterminent les propriétés chimiques, morphologiques et physiques du sol telles que la variation de texture avec la profondeur.

II.1.1. L'eau participe à une désagrégation mécanique des roches

Les variations de température entraînent la dilatation ou la contraction des roches soumises à des variations de volumes incessants, une roche fissure puis éclate. L'eau qui pénètre dans les fissures puis gèle avec augmentation de volume ajoute son effet: les cristaux de glace s'accroissent perpendiculairement à la surface de la fente et augmente son ouverture. L'eau qui gèle dans une fissure exerce une pression de 14 g/cm². La roche finit par éclater sous l'action du gel: c'est la cryofracturation.

II.2.2. L'eau, un agent d'altération chimique

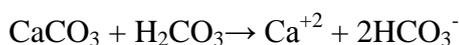
L'altération chimique est causée par la réaction de l'eau de pluie avec les grains minéraux des roches pour former de nouveaux minéraux (argiles) et des sels solubles. Ces réactions se produisent particulièrement lorsque l'eau est légèrement acide.

II.2.2.1. La dissolution

Les réactions de dissolution produisent des ions, mais pas de minéraux, et sont réversibles si le solvant est éliminé. Le gypse est d'autres minéraux qui se dissolvent dans l'eau seule. La dissolution du carbonate comprend les étapes suivantes :



Dioxyde de carbone + eau → acide carbonique



Carbonate de calcium + acide carbonique → bicarbonate + calcium

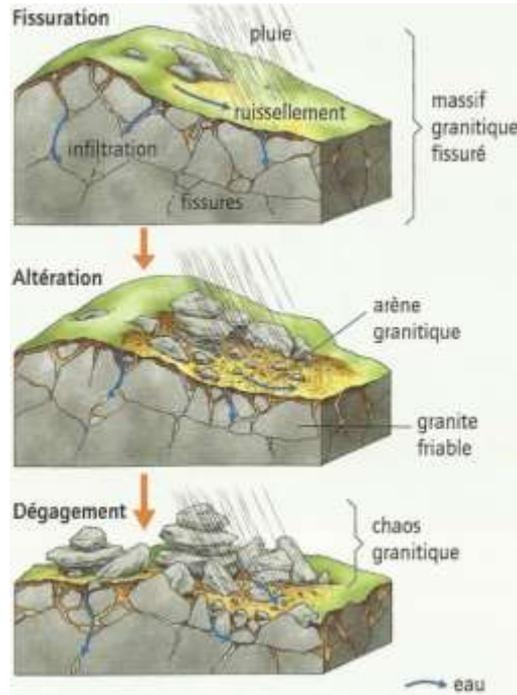


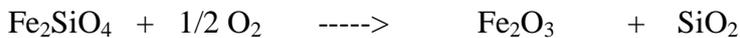
Figure.44 : désagrégation mécanique des roches (<https://www.qcm-svt.fr/QCM/public-affichage.php?niveau=seconde&id=1102>)

II.2.2.2. Les oxydations / réductions

Les oxydations concernent surtout le fer qui passe de l'état ferreux à l'état ferrique.

Exemple pour un minéral d'olivine:

Olivine + oxygène -----> oxyde ferrique + silice.



Les réductions sont plus rares : elles se déroulent dans les milieux hydromorphes (saturés d'eau de façon permanente ou périodique) et produisent en particulier du fer ferrique au fer ferreux soluble.

Le fer et l'oxygène dissous dans l'eau réagissent en présence de bicarbonate pour produire de l'hématite et de l'acide carbonique :



II.2.2.3. L'hydratation

Il s'agit de l'incorporation de molécules d'eau à certains minéraux peu hydratés. Elle produit un gonflement du minéral et donc favorise la destruction de la roche. C'est le cas de la chloritisation ou de la transformation des ferro-magnésiens (pyroxènes, amphiboles) en serpentine, chlorite, épidote.

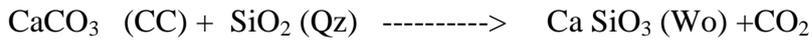
- Plagioclase + Pyroxène + Eau -----> Amphibole (Hornblende verte)

- Plagioclase + Hornblende + Eau -----> Chlorite + Actinote

II.2.2.4. La décarbonatation et carbonatation

Les réactions avec libération ou ajout de CO_2 sont respectivement appelées décarbonatation et carbonatation. Les réactions de décarbonatation décrivent la décomposition de minéraux carbonatés tels que la calcite et la dolomite.

Un exemple de ce type de réaction est la décarbonatation de la calcite (Cc) en présence de quartz (Qz) pour former la wollastonite (Wo) :

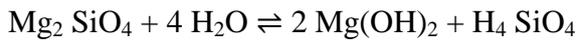


II.2.2.5. L'hydrolyse

Est une forme d'altération chimique dans laquelle seule une partie d'un minéral est mise en solution. Le reste du minéral est transformé en un nouveau matériau solide, tel qu'un minéral argileux. Elles peuvent être totales lorsque le minéral est détruit en plus petits composés possibles (hydroxydes, ions) ou partielles lorsque la dégradation est incomplète et donne directement des composés argileux.

Le bilan général d'une réaction d'hydrolyse peut s'écrire:

Minéral primaire + Eau -----> Minéral secondaire + Solution de lessivage.



II.2. Relations entre les trois phases du sol

Dans un sol naturel, les différents éléments (air, eau, grains) sont disposés en ordre dispersé et suivant un arrangement lié à la fois aux conditions et à l'histoire ultérieure subie.

II.2.1. Poids volumiques - Unité SI N/m^3

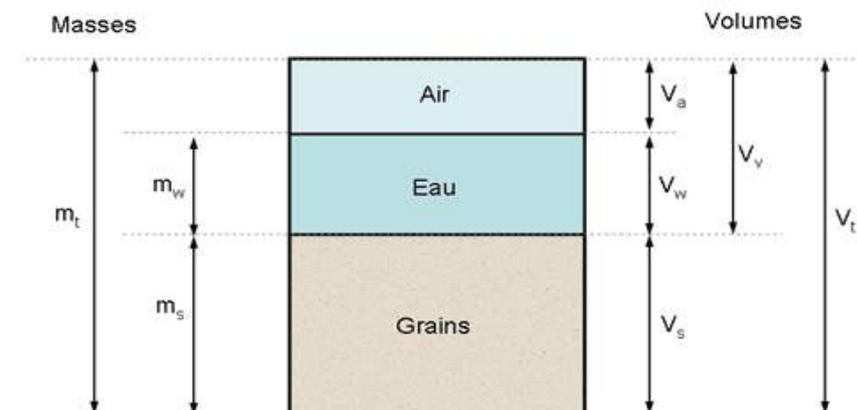


Figure. 45: Représentation conventionnelle d'un volume de sol (Poids et volumes des différentes phases)

- Définitions et notations

Vt: Volume total de l'échantillon de sol

Va: Volume d'air contenu dans l'échantillon de sol

Vw: Volume d'eau contenu dans l'échantillon de sol

Vs: Volume des grains solides contenus dans l'échantillon de sol

Poids de l'air contenu dans l'échantillon de sol ; il est en général négligeable

- Poids volumique apparent d'un sol (notation γ ; équivaut au poids total du sol)

C'est le poids de l'unité de volume de ce sol

$$\gamma = \frac{W}{V} = \frac{W_s + W_w + W_a}{V_s + V_w + V_a} = \frac{W_s + W_w}{V_s + V_w + V_a}$$

A noter :

Au laboratoire et par convention, W_s sera le poids du sol après un séjour de 24h dans une étuve à 105°

- poids volumique d'un sol sec (notation γ_d)

$$\gamma_d = \frac{W_s + W_a}{V_s + V_w + V_a} = \frac{W_s}{V}$$

- Poids volumique des grains solides (notation γ_s)

$$\gamma_s = \frac{W_s}{V_s}$$

Poids spécifique de l'eau contenu dans le sol (notation γ_w)

$$\gamma_w = \frac{W_w}{V_w}$$

II.2.2. Densités

- Densité humide $\frac{\gamma}{\gamma_w}$

- Densité sèche $\frac{\gamma_d}{\gamma_w}$

- Densité des grains (notation G) : $G = \frac{\gamma_s}{\gamma_w}$

.3. Porosité (n) - Indice des vides (e)

II.2.3. Porosité (n)

C'est le volume des vides contenus dans un échantillon donné ramené au volume total de l'échantillon

$$n = \frac{V_a + V_w}{V} = \frac{V - V_s}{V} = 1 - \frac{V_s}{V} \quad \text{NB : } n \in [0; 1]$$

On définit également la compacité

$$= \frac{V_s}{V} = 1 - n$$

II.2.4. Indice des vides (e)

C'est le volume des vides contenus dans un échantillon donné ramené au volume des grains solides de l'échantillon

$$e = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V - V_s}{V_s} \quad \text{NB : } e \in [0,10; 5]$$

II.2.5. Teneur en eau

- Teneur en eau (notation ω) s'exprime en %

C'est le poids d'eau contenu dans le volume V rapporté à l'unité de poids des grains solides contenu dans V

$$\omega = \frac{W_w}{W_s} \times 100 \quad \text{NB : } \omega \in [0; \omega_{sat}] \text{ (voir définition de } \omega_{sat} \text{ ci-après)}$$

II.2.6. Degré de saturation (notation S_r)

C'est le volume occupé par l'eau ramené au volume total des vides

$$S_r = \frac{V_w}{V_w + V_a} \quad \text{NB : } S_r \in [0; 1]$$

Sol sec $S_r = 0$; saturé $S_r = 1$; un sol est dit saturé lorsque le vide est entièrement occupé par l'eau

- Teneur en eau de saturation (notation ω_{sat})

C'est la teneur en eau de tel sorte que :

$$\omega = \omega_{sat} = e \cdot \frac{\gamma_w}{\gamma_s} = \frac{e}{G} = \gamma_w \left(\frac{1}{\gamma_d} - \frac{1}{\gamma_s} \right)$$

Tableau. 12: Relations entre les paramètres définissent l'état d'un sol

Paramètres	Définitions	n	e	γ	γ_d
Teneur en eau ω (%)	$\omega = \frac{W_w}{W_s}$	$\omega = \frac{n.S_r.\gamma_w}{(1-n).\gamma_s}$	$\omega = \frac{e.S_r.\gamma_w}{\gamma_s}$	$\omega = \frac{\gamma}{\gamma_d} - 1$	$\omega = \frac{\gamma}{\gamma_d} - 1$
Porosité n	$n = \frac{V_a + V_w}{V}$	-	$n = \frac{e}{1+e}$	$n = 1 - \frac{\gamma}{(1+\omega)\gamma_s}$	$n = 1 - \frac{\gamma_d}{\gamma_s}$
Indice des vides e	$e = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V - V_s}{V_s}$	$e = \frac{n}{1-n}$	-	$e = \gamma_s \cdot \frac{(1+\omega)}{\gamma} - 1$	$e = \frac{\gamma_s}{\gamma_d} - 1$
Poids volumique apparent γ (KN/m ³)	$\gamma = \frac{W}{V} = \frac{W_s + W_w}{V_s + V_w + V_a}$	$\gamma = (1-n)(1+\omega)\gamma_s$	$\gamma = \frac{(1+\omega)}{1+e}.\gamma_s$	-	$\gamma = (1+\omega)\gamma_d$
Poids volumique apparent sec : γ_d (KN/m ³)	$\gamma_d = \frac{W_s + W_a}{V_s + V_w + V_a} = \frac{W_s}{V}$	$\gamma_d = \gamma_s.(1-n)$	$\gamma_d = \frac{\gamma_s}{1+e}$	$\gamma_d = \frac{\gamma}{1+\omega}$	-
Poids volumique des grains : γ_s (KN/m ³)	$\gamma_s = \frac{W_s}{V_s}$	$\gamma_s = \frac{\gamma}{(1-n)(1+\omega)}$	$\gamma_s = (1+e)\gamma_d$	$\gamma_s = \frac{\gamma}{(1-n)(1+\omega)}$	$\gamma_s = \frac{\gamma_d}{(1-n)}$

II.3. Les formes de l'eau dans le sol

L'eau peut se trouver dans plusieurs formes dans le sol, chaque forme est soumise à plusieurs forces. Ainsi il y a lieu de distinguer différentes états d'eau dans un sol.

- **l'eau de constitution** qui entre dans la composition chimique/minéralogique de certains minéraux (essentiellement les argiles).
- **l'eau liée** à la surface des grains, qui est solidaire des grains et attachée aux particules de la fraction la plus fine des sols.
- **l'eau capillaire** qui est retenue par les pores les plus fins du sol au dessus du niveau de la nappe: la zone de remontée capillaire peut être complètement ou partiellement saturée.
- **l'eau libre** qui peut circuler dans les pores du sol sous l'effet des forces.

La figure 46 schématise les différents états de l'eau dans les sols, hormis le cas de la glace.

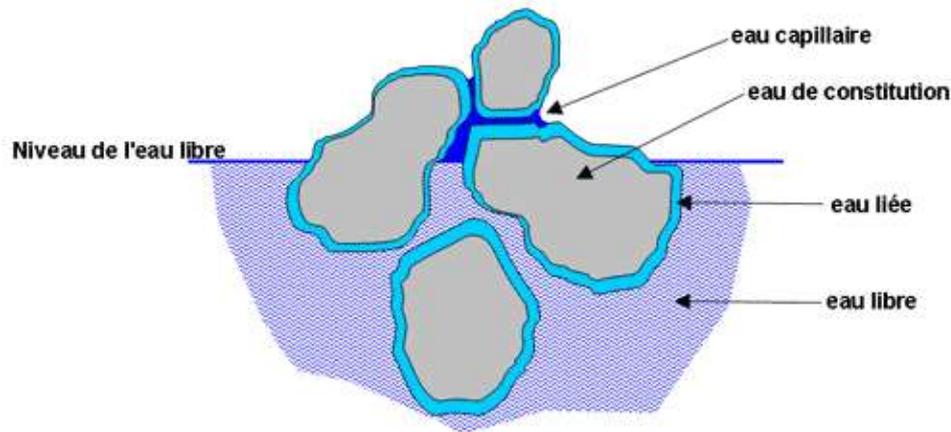


Figure 46: les formes de l'eau dans le sol. Une vue schématique.

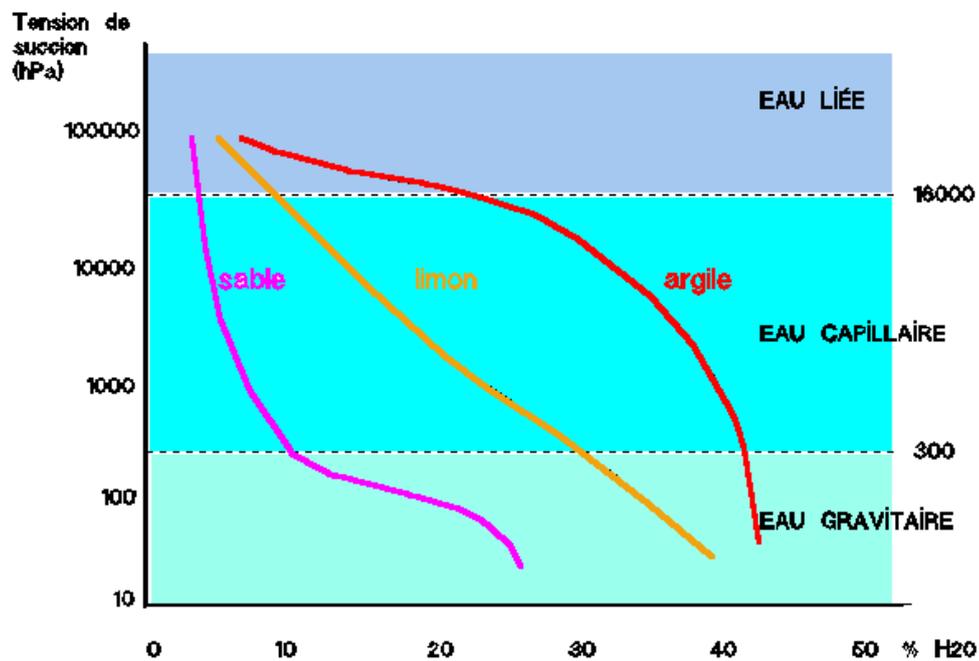


Figure 47: Tension de succion selon la texture du sol

II.4. Le potentiel de l'eau dans le sol

Le potentiel total de l'eau Ψ_t correspond au travail nécessaire pour déplacer de façon totalement réversible une unité de quantité d'eau de l'état énergétique de référence à celui de l'eau dans le volume de sol considéré. A l'équilibre, le potentiel total de l'eau est identique en tout point de l'espace. Toute variation dans l'espace du potentiel de l'eau entraînera un déplacement spontané de l'eau dans le sens des potentiels décroissants (par convention) (Foth, 1990).

On considère donc que le terme « énergie potentielle », ou « potentiel », suffit à décrire l'état énergétique de l'eau dans le sol.

Il est possible d'exprimer le potentiel de l'eau dans différentes unités en fonction de l'unité prise pour caractériser la quantité d'eau. Le Joule (J) est l'unité d'énergie dans le Système International (SI). Trois grandeurs sont couramment utilisées pour exprimer la quantité d'eau : la masse, le volume et le poids.

Composantes du potentiel de l'eau dans un sol (les forces de rétention)

Le potentiel de l'eau du sol (ou potentiel hydrique) représente la différence d'énergie libre entre l'eau du sol et une eau de référence (eau libre et pure à la pression atmosphérique). Le potentiel traduit l'état de liaison de l'eau du sol ou la quantité d'énergie qu'il faudra fournir pour l'extraire du sol. Il représente la force nécessaire pour extraire l'eau du sol qui est opposée à la force de rétention. Le potentiel matriciel est donc négatif et s'exprime en g/cm² ou en hPa ; donc on peut conclure que : la disponibilité de l'eau pour les plantes est d'autant plus faible que le potentiel est élevé. Le potentiel est d'autant plus élevé que les pores sont de petite taille. Le potentiel peut prendre des valeurs très élevées on doit donc utiliser le logarithme décimal de sa valeur absolue, il est alors symbolisé par pF : $pF = \log_{10}|\Psi|$

II.4.1. Gravité et potentiel gravitaire

Le potentiel gravitaire, hg, de l'eau est le travail nécessaire pour déplacer de manière réversible une unité de quantité d'eau de l'état de référence jusqu'à l'altitude du point considéré dans le sol. En général, l'axe des altitudes est orienté vers le haut, puisque l'eau s'écoule par gravité dans le sens des potentiels décroissants. Par conséquent, l'altitude de référence étant la surface du sol, le potentiel gravitaire sera négatif dans le sol, positif au dessus de la surface du sol. Le potentiel gravitaire, en unité de pression, s'exprime par : hg = z, où z est l'altitude du volume de sol considéré (Foth, 1990).

II.4.2. Potentiel de pression ou potentiel tensiométrique

Le potentiel de pression, hp, de l'eau est le travail nécessaire pour déplacer de manière réversible une unité de quantité d'eau de l'état de référence jusqu'à la pression de l'eau dans le volume de sol considéré. Le potentiel de pression hp est directement mesurable à l'aide d'un tensiomètre. Ainsi, dans un système sol-eau, le potentiel de pression sera positif dans un sol saturé et nul dans un sol non saturé. Dans un système eau-plante, le potentiel de pression est le résultat de la résistance à l'expansion des parois cellulaires (Foth, 1990).

II.4.3. Le potentiel matriciel

Le potentiel matriciel survient parce que l'eau est attirée par la plupart des surfaces par la liaison hydrogène et les forces de van der Waals. Le sol est composé de petites particules, offrant de nombreuses surfaces qui vont retenir l'eau. Cette liaison dépend fortement du type de sol. Par exemple, un sol sableux a de grosses particules qui fournissent moins de sites de liaison en surface, tandis qu'un sol limoneux a des particules plus petites et plus de sites de liaison en surface (Foth, 1990).

II.4.4. Le potentiel osmotique

Le potentiel matriciel est la différence de potentiel hydrique entre un système et son dialysat (solution saline) d'équilibre lorsqu'ils sont tous deux à la même hauteur, température et sont soumis à la même pression externe. Le «dialysat d'équilibre» est une solution en équilibre avec la solution du sol, séparée par une membrane ou une barrière semi-perméable, qui permet le mouvement de l'eau mais pas des solutés ou des particules de sol (Foth, 1990).

II.4.5. La succion des racines : attraction vers les racines.

Les forces de rétention de l'eau par le sol: c'est l'énergie potentielle due aux interactions entre le solide et les composants dissous dans l'eau. Le potentiel hydrique du sol est la somme de 5 composantes différentes : le potentiel gravitaire + le potentiel matriciel + le potentiel de pression + le potentiel osmotique + succion des racines (Équation).

$$\Psi_w = \Psi_0 + \Psi_P + \Psi_g + \Psi_m + \Psi_r \quad \text{Avec :}$$

Ψ_w : Le potentiel hydrique du sol

Ψ_0 : potentiel osmotique

Ψ_P : potentiel de pression

Ψ_g : le potentiel gravitaire

Ψ_m : potentiel matriciel

Ψ_r : succion des racines

II.5. Les états de l'eau dans le sol

II.5.1. L'humidité à la capacité au champ d'un sol

La capacité au champ est la quantité d'humidité du sol ou la teneur en eau retenue dans le sol après que l'excès d'eau s'est écoulé et que le taux de mouvement vers le bas a

sensiblement diminué, ce qui a généralement lieu dans les 2 à 3 jours après une pluie ou une irrigation dans des sols perméables de structure uniforme et texture (Foth, 1990).

Lorsque l'irrigation est appliquée au sol, tous les pores du sol se remplissent d'eau. Après le drainage gravitationnel, les gros pores du sol sont remplis d'air et d'eau, tandis que les pores plus petits sont encore pleins d'eau. A ce stade, le sol est dit à capacité au champ. Cette condition d'humidité favorise une meilleure absorption d'eau et de nutriments par les plantes.

II.5.2. L'humidité au point de flétrissement

Le point de flétrissement, également appelé point de flétrissement permanent, peut être défini comme la quantité d'eau par unité de poids ou par unité de volume du sol, exprimée en pourcentage, qui est retenue si étroitement par le potentiel matriciel du sol que les racines ne peuvent pas absorber cette forme d'eau. La conséquence sur la plante est le flétrissement (Foth, 1990).

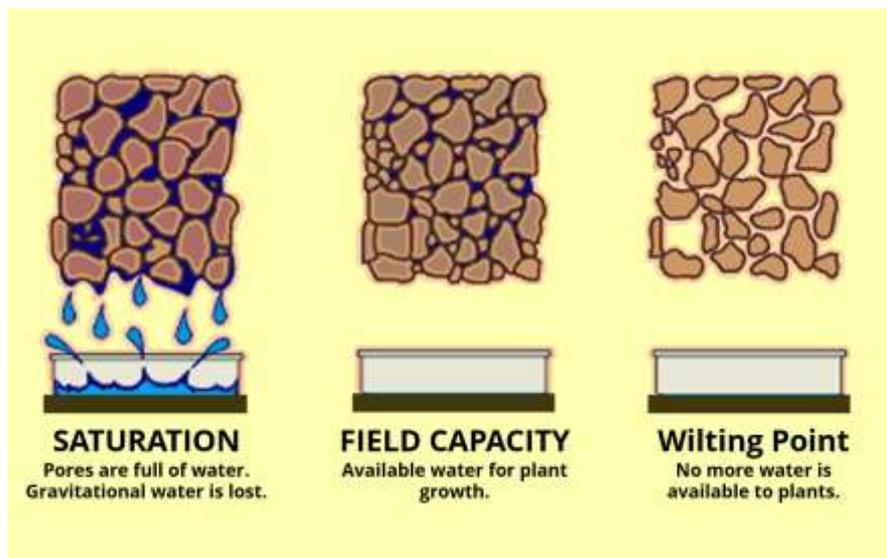


Figure.48 : les états de l'eau dans le sol. Une vue schématique (<https://connectedcrops.ca/the-ultimate-guide-to-soil-moisture/>)

II.5.3. La Réserve utile (RU)

Quantité d'eau contenu dans le sol que les plantes peuvent utiliser. Elle correspond donc à la quantité d'eau stockée dans un certain volume de sol entre des valeurs d'humidité limites correspondant à la capacité au champ (cc) et au point de flétrissement permanent (fp).

II.5.4. La réserve facilement utilisable (RFU)

Quantité d'eau contenu dans le sol que les plantes peuvent utiliser facilement pour leur croissance et sans subir de stress dommageable. La RFU ou réserve facilement utilisable par les plantes est proportionnelle à la RU : $RFU = k \times RU$, k dépend de la profondeur

d'enracinement du peuplement et de l'importance de la demande climatique. Généralement on retient pour k une valeur voisine de $2/3$. La RFU d'un sol est d'autant plus importante que le sol est profond ainsi que l'enracinement, et que les pluies hivernales ont été importantes.

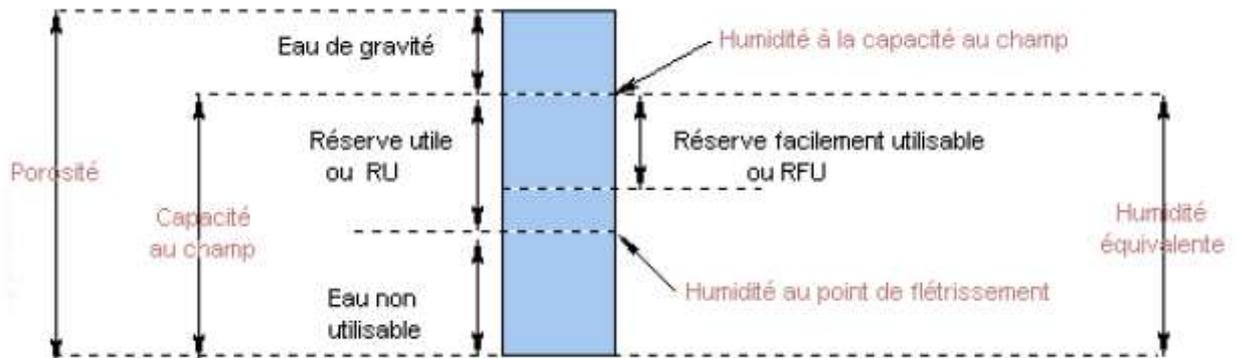


Figure 49: les états de l'eau dans le sol

II.6. Les mouvements de l'eau dans le sol

L'eau se déplacera dans un sol si et seulement si, des forces génératrices de ce déplacement se développent. Nous avons déjà parlé des mouvements liés à la capillarité et de la zone située au dessus de la nappe.

II.6.1. Infiltration : notions de sols perméables et imperméables

On distinguera l'infiltration ou percolation qui représente le mouvement de l'eau, essentiellement vertical, faisant suite à l'infiltration, vers les horizons profonds (Foth, 1990). L'infiltration est conditionnée par différents facteurs que l'on a regroupés dans la figure suivant :

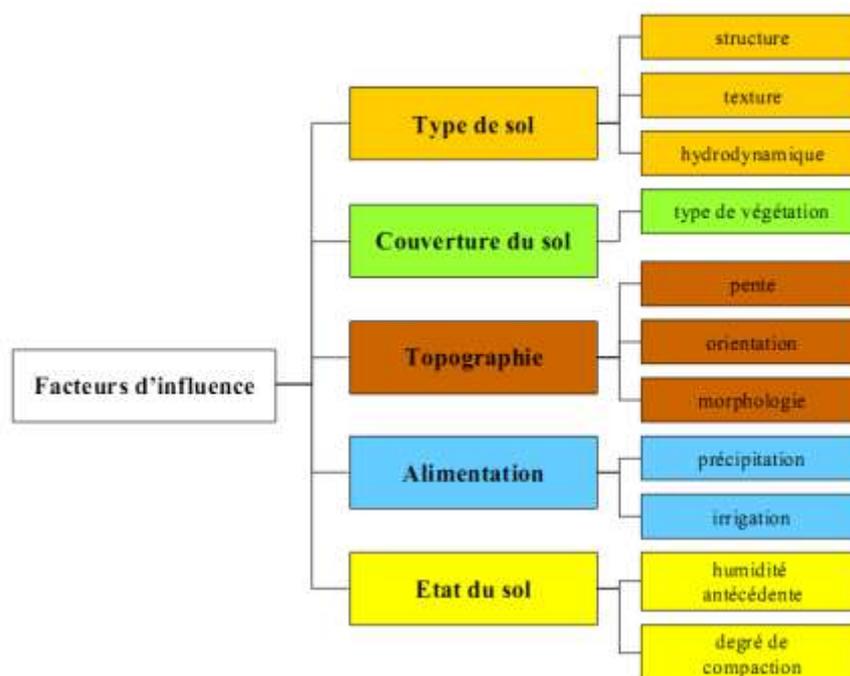


Figure 50: Facteurs influençant l'infiltration

La perméabilité k d'un sol est définie par la vitesse d'infiltration de l'eau; k est mesuré par la loi de Darcy:

$$Q = k.s. H/h$$

Q : débit

s : section de la colonne de sol

H : hauteur de la colonne d'eau

h : hauteur de la colonne de sol

- Pour des sols saturés en eau (fortes pluies):

Sols sableux: k est compris entre 5 et 10 cm/heure

Sols limoneux: k varie de 2 à 50 cm/heure dans un horizon A selon le type d'humus. Il est de l'ordre de 1 mm/heure dans les horizons B enrichis en argiles.

- Pour les sols non saturés (pluies faibles, air présents dans les pores du sol), k est beaucoup plus faible (0,1 mm/heure pour un limon).

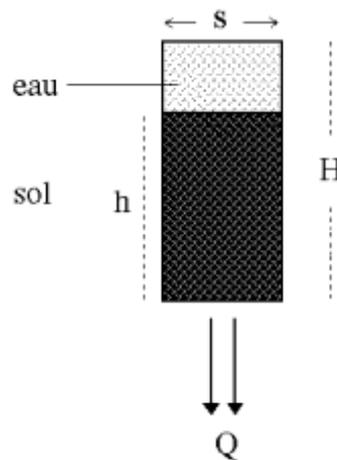


Figure 51: Montage expérimental correspondant aux expériences de Darcy sur les méthodes de mesures de perméabilité adaptées

II.6.2. Filtration ou drainage

La filtration ou drainage est l'écoulement de l'eau dans un sol saturé (lorsque l'eau occupe l'ensemble de la porosité), le déplacement se fait par les macropores (**Foth, 1990**).

II.6.3. Diffusion

La diffusion capillaire de l'eau dans le sol n'est pas liée à la pesanteur mais à des différences d'humidité entre deux endroits du sol. La remontée capillaire de l'eau dans le sol se traduit par le déplacement de l'eau de rétention d'un endroit plus humide vers un endroit moins humide: l'évaporation en surface crée un appel d'eau qui provoque cette diffusion de l'eau (**Foth, 1990**).

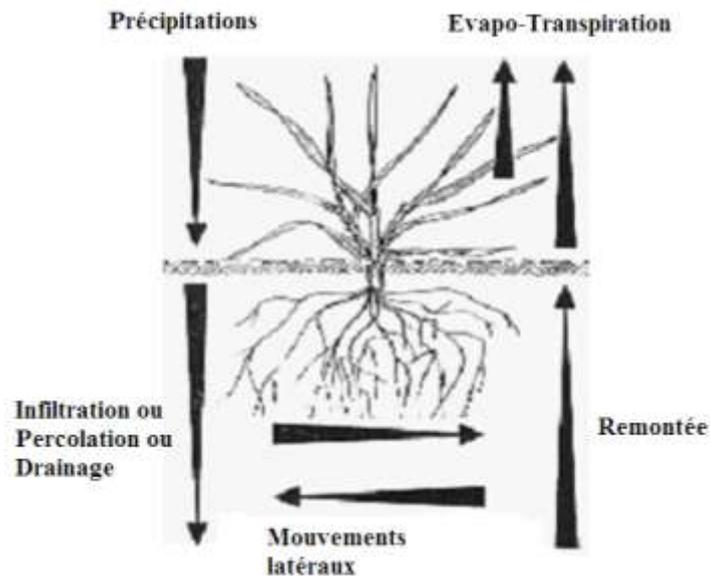


Figure 52: Le bilan hydrique

L'eau se déplace dans le sol à l'état de films formés de molécules d'eau liées entre elles. Le transfert est d'autant meilleur que la cohésion et la continuité des films d'eau est assurée. La vitesse de diffusion diminue avec la teneur en eau du sol ; le film d'eau entourant les particules du sol étant d'autant plus mince que le sol est sec.

II.7. Bilan de l'eau dans le sol

L'étude du bilan hydrique du sol intéresse un éventail de plus en plus large de disciplines scientifiques et techniques: science du sol, agronomie, gestion de l'eau, conseil à l'irrigation, télédétection "thermique" et modélisation du climat du globe.

Le bilan hydrique est la différence entre les apports et les pertes d'eau dans le sol. Plus précisément, il permet de déterminer les échanges entre l'atmosphère et le système sol-végétation. Ce bilan est très important au niveau agronomique, car il évalue les variations des réserves d'eau disponibles dans le sol pour les plantes. En effet, le sol, en fonction de sa texture et de sa structure, possède la capacité de stocker l'eau et de la restituer aux végétaux. L'ensemble de ces échanges, entre l'atmosphère, le sol et la plante, se produit sous la forme de flux (**Choisnel, 1992**). Le bilan hydrique constitue donc une synthèse de l'ensemble des échanges :

- les précipitations,
- le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain,
- l'évaporation.

II.7.1. Calcul du bilan hydrique

L'équation du bilan hydrique se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un bassin donnés :

$$P + S = R + E + (S \pm \Delta S)$$

Avec :

P : précipitations (liquide et solide) [mm],

S : ressources (accumulation) de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm],

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm],

E : évaporation (y compris évapotranspiration) [mm],

S + DS : ressources accumulées à la fin de la période [mm].

DS : variation de la réserve d'eau au sol

Méthode à appliquer : équation du bilan hydrologique L'équation du bilan hydrique peut s'exprimer comme suit, pour une période et un bassin donnés :

$$P=R+E \pm \Delta S \quad (1)$$

P : précipitations (liquide et solide) [mm],

S : ressources (accumulation) de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm],

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm],

E : évaporation (y compris évapotranspiration) [mm],

S ± ΔS : ressources accumulées à la fin de la période [mm].

Si le bassin versant naturel est relativement imperméable, la variation de stock sur une période donnée peut être considérée comme nulle (ΔS=0). et l'on peut introduire le déficit d'écoulement D défini comme suit :

$$I-O =D \quad (2)$$

D : déficit d'écoulement [mm] sur la période de calcul

I : volume entrant [mm] sur la période de calcul

O : volume sortant [mm] sur la période de calcul

II.7.2. Composantes du bilan hydrique

Quand la plante est bien alimentée en eau, sa consommation en eau appelée ETM ou évapotranspiration maximale peut être calculée à partir de la demande climatique, l'évapotranspiration potentielle.

II.7.2.1. ETP: évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle, ou ETP, représente la perte combinée d'eau à travers : 1) le processus de transpiration pour un couvert végétal bien alimenté en eau, et 2) l'évaporation de l'eau de la surface du sol. Les deux sont influencés par la température, l'humidité, la lumière du soleil et le vent. Les valeurs ETP indiquent la quantité d'eau qui a été perdue, et doit donc être remplacée, par l'irrigation et/ou les précipitations.

II.7.2.2. ETM: Evapotranspiration maximale d'une culture est « la quantité maximale d'eau qu'elle est susceptible d'évaporer lorsqu'elle est placée dans de bonnes conditions d'alimentation hydrique et pour un sol proche de la capacité au champ. Elle dépend de la couverture du sol par la culture et de son état physiologique» (Perrier, 1977). Elle fait alors intervenir les coefficients culturaux qui retranscrivent les particularités de chaque type de plante à un stade développement donné.

II.7.2.3. ETR : évapotranspiration réelle correspond à la quantité d'eau (en mm) qu'évapore le sol et transpire la plante par jour en conditions culturales normales. Il est difficile de calculer cette valeur car elle dépend du stock d'eau à un instant t. Ainsi, on utilise l'ETM, soit l'évapotranspiration maximale qui se calcule donc en fonction d'une évaporation dite potentielle (ETP) et d'un coefficient cultural (Kc) qui ramène le potentiel aux conditions réelles.

$$\text{La formule est : } \text{ETM} = \text{Kc} \times \text{ETP}$$

Le coefficient cultural (Kc) permet de corriger l'ETP suivant une culture donnée et son stade de développement. Ainsi, plus la culture est développée d'un point de vue végétatif, plus le Kc approche de 1, et à ce moment là l'ETP équivaut à l'ETM. Le Kc est calculé suivant les cultures et leur cycle de développement, on trouve de nombreux abaques pour chaque culture (Allen, 2000).

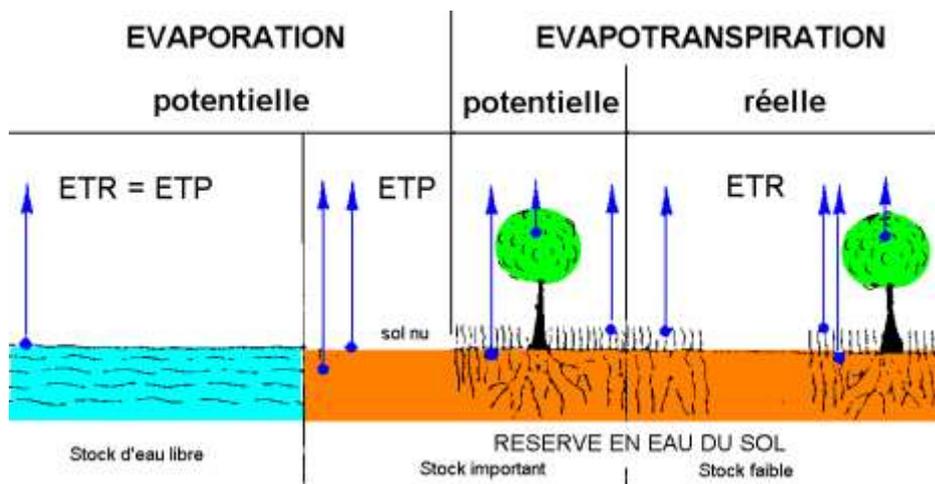


Figure 53: Evaporation et évapotranspiration potentielle et réelle

II.7.6. Calcul de l'ETP par la formule de Turc

ETP = k (T/(T+15)).(Rg+50) (mm/mois)
T: température mensuelle moyenne Rg: radiation solaire globale k= 0,37 pour février k=0,40 pour les autres mois
Rg = Iga (0,18+0,62 h/H)
Iga: radiation solaire directe en l'absence d'atmosphère h/H: durée réelle d'insolation/durée maximale possible (varie entre 1 et 0,1)

Valeurs d'Iga			Valeurs d'Iga		
latitude nord	40°	50°	juillet	958	938
janvier	364	222	août	858	800
février	495	360	septembre	710	607
mars	673	562	octobre	536	404
avril	833	764	novembre	390	246
mai	944	920	décembre	323	180
juin	985	983			

$$ETR = \frac{P}{(0,9 + P^2 / L^2)^{1/2}}$$

L = 0,05T³ + 25T + 300
P précipitations en mm
T température en °C
ETR en mm par an

II.7.7. Calcule le réserve en eau du sol

Le sol a un impact important sur le bilan car il possède une capacité à stocker de l'eau. Cette capacité, mesurée en mm, appelée réserve utile (RU), est très variable suivant les types de sols et à l'intérieur d'un même type de sol.

Les extrêmes varient de 50 mm à 250 mm. Un sol est donc susceptible de stocker de 500 à 2500 m³ d'eau par hectare.

Les sols à faible réserve (RU < 80mm) sont très sensibles à la sécheresse. A l'inverse, l'irrigation est rarement pratiquée sur les sols à forte réserve.

Il existe une multitude de méthodes dans la littérature pour quantifier la RU. La méthode proposée par Rawls et al. (Drain 1982) a l'avantage d'être simple et robuste :

$$RU \text{ (mm)} = (231,6 - 200 \times Sa - 140 \times Ar + 1410 \times MO) \times h$$

Ar: teneur en argile (en teneur)

Sa: teneur en sable (en teneur)

MO: teneur en matière organique (en teneur)

h: épaisseur de l'horizon (en m).

2- La différence entre la capacité au champ et le point de flétrissement donne la réserve utile.

$$RU = [(HCC - pF_{4,2}) \times T_{fine} \times E \times Da]$$

CC : Humidité pondérale à la capacité au champ en %,

pF_{4,2} : Humidité pondérale au point de flétrissement en %

T_{fine} : % de terre fine

E : Profondeur de sol en dm

Da : densité apparente.

II.8. Besoin en eau des végétaux

L'eau est le principal constituant de la plante (supérieur à 80%). Elle est nécessaire à son fonctionnement: maintien en vie, développement et croissance. Elle permet la production de l'énergie nécessaire à la plante par photosynthèse (utilisation de l'énergie du soleil), et participe au transport d'éléments nutritifs depuis les racines (phénomène d'absorption) jusqu'aux feuilles (phénomène de transpiration). Les besoins varient également en fonction du stade de végétation. Ceux-ci sont ainsi plus importants lors du semis, de la plantation, du repotage et lors des phases de croissance (**Foth, 1990**).

La quantité d'eau consommée par les plantes

La quantité d'eau consommée par une plante est fonction:

De la transpiration des feuilles

De l'évaporation directe du sol.

Le niveau de consommation varie selon:

Des facteurs climatiques,

La plante (espèce, variété, stade de développement...).

Les principaux éléments climatiques qui interfèrent sur la consommation sont :

La durée d'ensoleillement,

La température,

L'humidité de l'air et le brassage de l'air.

Ces critères climatiques sont synthétisés par une variable nommée Evapotranspiration potentielle (ETP). Elle est calculée à partir de paramètres mesurés sur les stations météorologiques. Le critère « plante » est pris en compte par un coefficient appelé coefficient cultural (Kc). Le Kc varie selon l'espèce végétale et le niveau de développement de la plante. A partir de ces deux variables, on déduit la consommation quotidienne en eau pour une plante :

$$\text{Consommation (mm/jour)} = \text{ETP (mm/jour)} \times \text{Kc (A savoir : 1 mm = 1 litre/m}^2\text{)}$$

Par exemple En fonction de la période de l'année, la consommation journalière varie :

De 1 à 7 litres pour un m² de gazon,

D'une dizaine à une centaine de litres pour un arbre (elle dépend de l'espèce et de la taille de l'arbre).

Méthode d'évaluation de la quantité d'eau disponible

Déterminer quand et combien arroser.

Démarche : réaliser un bilan en prenant en compte les apports et les pertes d'eau au niveau du « réservoir sol ».

Quantité d'eau disponible = Stock + Entrées (pluies + remontées capillaires + arrosage) – Sorties (consommation + ruissellement + drainage) Données nécessaires

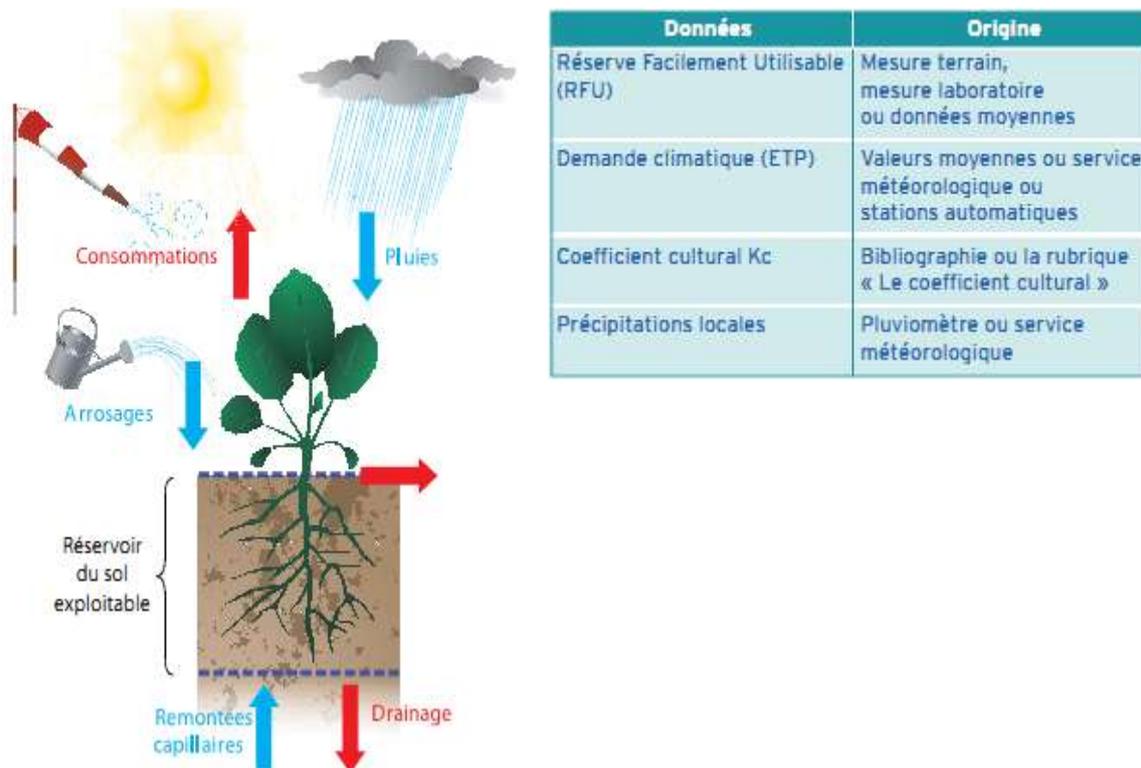


Figure 54: place de l'eau du sol dans le cycle de l'eau

Exemple de calcul

Après une irrigation ou une pluie abondante le sol est à la capacité maximale.

Quarante huit heures après, il est à la capacité de rétention, c'est-à-dire que toute l'eau des grands vides est partie. Le sol est ressuyé.

- La capacité de rétention (He)

Pour calculer cette capacité de rétention, on prélève un échantillon de sol qu'on pèse :

Ph = (800 g c'est le poids humide)

On met l'échantillon dans une étuve (four) à 105° C pendant 24 heures et on le pèse :

Ps = (650 g c'est le poids sec)

L'eau contenu dans l'échantillon est de :

$$Ph - Ps = 800 - 650 = 150 \text{ g}$$

L'humidité à la capacité de rétention

$$\frac{Ph - Ps}{Ps} \times 100 = \frac{150}{650} \times 100 = 23 \%$$

Le point de flétrissement

L'humidité au point de flétrissement (Hf) = 55 %

Capacité de rétention (He) donc dans notre exemple

$$HPF = 55 \% \times 23 \% = 0,55 \times 23 \% = 12,65 \%$$

Les réserves en eau du sol

La réserve utilisable RU = 23 - 12,65 = 10,35 %

La réserve facilement utilisable RFU = 2/3 x 10,35 % = 6,9 %

Pour calculer RU et RFU en volume on procède ainsi :

$$RU = 45 \% \times He \times Da \times Z$$

He : Humidité à la capacité de rétention

Da : Densité apparente = Poids sec volume

Z : Profondeur d'enracinement (en cm)

Si nous prenons : Da = 1,30 et Z = 40 cm

On aura :

$$RU = 0,45 \times 23 \times 1,30 \times 40 = 538 \text{ m}^3/\text{ha} = 53,8 \text{ mm}$$

$$RFU = 2/3 \times 538 \text{ m}^3/\text{ha} = 359 \text{ m}^3/\text{ha} = 35,9 \text{ mm cars } 1 \text{ mm} = 10 \text{ m}^3/\text{ha}$$

References bibliographiques

- Allen, R. 2000. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. *Journal of Hydrology*, pp. (1-2), 27-41.
- Bachelier George. 1978. La faune des sols, son écologie et son action. Paris : ORSTOM, (38), 391 p. (Initiations-Documentations Techniques ; 38). ISBN 2-7099-0530-2
- Bagyaraj, DJ, et Ashwin, R. 2017. Biodiversité des sols : rôle dans l'horticulture durable. *Biodivers. Hortique. Cultures* 5, 1–18. doi: 10.1016/j.jenvman.2017.08.001.
- Balesdent, J., Besnard, E., Arrouays, D., Chenu, C.1998. Dynamics of organic matter in particle size fractions in a forest-cultivation sequence. *Plant Soil* 201, 49,57.
- Banks ED , Taylor NM , Gulley J , Lubbers BR , Giarrizo JG et al. 2010. Précipitation bactérienne de carbonate de calcium dans les environnements de grottes : une fonction de l'homéostasie du calcium. *Géomicrobiol J.* 27 : 444– 454.
- Berger J.M.1961. Observations pédologiques et agronomiques sur les champs de coton.
- Blaxter M. 2011. Nematodes: the worm and its relatives. *PLoS Biol.*
- Bongers T, Bongers M. 1998. Diversité fonctionnelle des nématodes. *Applied Soil Ecology*, 10(3) : 239-251. [https://doi.org/10.1016/S0929-1393\(98\)00123-1](https://doi.org/10.1016/S0929-1393(98)00123-1).
- Bonneau M. et Souchier. 1979. « Pédologie 2. Constituants et propriétés du sol » B., Ed. Masson.
- Bonneau, M. et Souchier, B. 1979. Pédologie 2. Constituants et propriétés du sol. Masson Ed., Paris, 459 p.
- Bornand M., 1978. Altération des matériaux fluvioglaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. Thèse, Université de Montpellier 2, 329 p.
- Bourellier P.H., Berthelin J. 1998. Contamination des sols par les éléments traces : les risques et leur gestion. Rapport n°42 Académie des sciences. 439 p.
- Brady, N.C. 1984. The nature and properties of soils. Macmillan Publ. Cy., New York, 750 p.
- Calvet, R. 2003. Le Sol – Propriétés et fonctions. Tome 1. Constitution et structure, phénomènes aux interfaces. Dunod, 455 p.
- Chamayou, H. et LEGROS, J.-P. 1989. Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la Science du Sol. Presses Universitaires de France, Collection Techniques vivantes, 593 p.
- Choisnel. 1992. Le Calcul du bilan hydrique du sol : options de modélisation et niveaux de complexité.
- Coonery D.O. 1999. Adsorption Design for Wastewater Treatment. Lewis Publishers, USA, p. 182
- CPCS 1967. Aubert G. , R. Betremieux, P. Bonfils, M. Bonneau, J. Boulaine, J. Oejou, J. Delmas, G. Drouineau, P. Duchaufour, et al. Classification des sols. édition . Commission de Pédologie et de Cartographie des sols
- Delecour F. 1981. Initiation à la Pédologie. Service de la Science du Sol. Faculté des Sciences Agronomiques de l'Etat Gembloux (Belgique).
- Dokichaev 1967. Russian Chernozem. Vol. I Paperback .
- Duchaufour Ph. 1984 : Abrégé de pédologie.
- Duchaufour, P. 1977. Pédologie : Pédogenèse et classification. Tome 1, Paris, Masson, 477 p, 92.
- Duprarque A, Rigalle P. 2011. Composition des MO; Rôles et fonctions des MO, actes du colloque « Gestion de l'état organique des sols », 27 janvier 2011, Agrotransfert.
- Eggleton, p. & Tayasu, I. 2001. Feeding groups, lifetypes and the global ecology of termites. *Ecological Research* 16:941–960. CrossRefGoogle Scholar
- Filipe D. & Cardoso N. (2002) : Combined effects of carbaryl and abiotic factors to *Folsomia candida*. Universidad de Aveiro – Departamento de Biologica (lien)
- Foth d. Henry.1990. Fundamentals of soil science. eighth edition. Michigan State University.
- Gobat (J.M.), Aragno (M.) & Matthey (W.), 2010. Le sol vivant: bases de pédologie, biologie des sols. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne.
- Gobat, Jean-Michel, Aragno, Michel et Matthey, Willy. 2003. Le sol vivant. Bases de pédologie – Biologie des sols. 2e éd. revue et augmentée. Coll. Gérer l'environnement. Les Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, xx + 568 p
- Hammes F, Verstraete W . 2002. Rôles clés du pH et du métabolisme du calcium dans la précipitation microbienne du carbonate. *Rev Environ Sci Biotechnol*; 1: 3- 7.
- Hilgard, E.W. 1892. Report of the work of the University of California Experiment Stations for 1891-2. (a) Honey Lake Valley lands; (b) Sulfuring in fruit drying; (c) Methods of physical and chemical soil analyses.
- Hillel, D. 1979. L'eau et le sol. Principes et processus physiques. Vander Ed., Paris, 288 p.

- Holford ICR. 1997. Soil phosphorus: Its measurement, and its uptake by plants. *Australian Journal of Soil Research.*;35:227-239
- Hoorman JJ, Islam R. 2010. Comprendre les microbes du sol et le recyclage des nutriments. *Ressources agricoles et naturelles* 16(10).
- Hopkin SP. 2002. *Biology of the springtails Insecta : collembola*. United States : Oxford University Press, , 340p. ISBN 0-19-854084-1.
- Jeffery, S. C. Gardi, A. Jones, L. Montanarella, L. Marmo, L. Miko, K. Ritz, G. Peres, J. Römcke et W. H. van der Putten (eds.). 2010. *Atlas européen de la biodiversité du sol*.
- Jenny, Hans. 1941. *Factors of Soil Formation*. McGraw-Hill, New York.
- Joffe J.S.1936. Soil profiles studies: VII The glei process. *Soil Sci.*, 39, p. 391-401.
- Lavelle, P.; Decaëns, T.; Aubert, M.; Barot, S.; Blouin, M.; Bureau, F.; Margerie, P.; Mora, P.; Rossi, J.P. 2006. Soil invertebrates and ecosystem services. *European Journal of Soil Biology*, v.42, p.3-15.
- Lemanceau P, Heulin T. 1998. La rhizosphère. In : *Sol : interface fragile*. Paris : Inra : 93-106.
- Manil G., Hanotiaux G. 1981. *Cours de Pédologie Générale; Première Partie : les constituants du sol, origines et propriétés; Troisième Partie : L'étude du profil, le problème de la classification des sols; Chaire de Sciences du sol; Faculté des Sciences Agronomiques de l'Etat Gembloux*.
- Mulhauser Blaise. 1995. *Guide de la faune et de la flore des lacs et étangs d'Europe*.
- Nordbring-Hertz B, Jansson HB, Tunlid A. 2006. *Champignons nématophages* . Wiley Blackwell, Hoboken, New Jersey.
- Pena F, Torrent J. 1990. Predicting phosphate sorption in soils of mediterranean regions. *Fertilizer Research*.32:17-19
- Philippe Duchaufour, Pierre Faivre, Jérôme Poulenard, Michel Gury. 2010. *Introduction à la science du sol. Sol, végétation, environnement 7e édition*.
- Podda F , Zuddas P , Minacci A , Pepi M , Baldi F . 2000. Coprécipitation de métaux lourds avec de l'hydrozincite $[Zn_5(CO_3)_2(OH)_6]$ des eaux de mine causée par des micro-organismes photosynthétiques. *Appl Environ Microbiol*; 66: 5092- 5098.
- Quenea K.2004. *Etude structurale et dynamique des fractions lipidiques et organiques réfractaires de sols d'une chronoséquence forêt/maïs (CESTAS, Sud-ouest de la France)*. Thèse de Doctorat. Université de Paris 6 (France).
- Richer de Forges A.C., Feller C., Jamagne M. et Arrouays D. 2008. Perdus dans le triangle des textures. *Étude et Gestion des sols*. Volume 15, numéro 2, pages 97 à 111.
- Robert, M.1996. *Le Sol: interface dans l'environnement: ressource pour le développement*. Paris.
- Rodríguez H, Fraga R, Gonzalez T, Bashan T. 2006. Génétique de la solubilisation du phosphate et ses applications potentielles pour améliorer les bactéries favorisant la croissance des plantes. *Sol végétal* 287:15-21.
- Ruffin et Simonson RW. 1986. Historical aspects of soil survey and classification: part 1. *Soil Survey Horizons* 27: 3–11.
- Satchell, J. E. 1967. Lumbricidae. In *Soil Biology* (eds. A. Burges and F. Raw), Academic Press, London and New York, pp. 259–322.
- Soil Taxonomy*. 2010. United States. Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service. Eleventh Edition, 2010
- Soltner D. 1992. *Les bases de la production végétale. Tome 1 : le sol*. Collection Sciences et Techniques Agricoles, 19^e édition, Sainte Gemmes sur Loire.
- Syers JK, Cornforth IS. 1983. *Chemistry of soil fertility*. In: *New Zealand Institute of Chemistry. Annual Conference*, Hamilton.
- Timothy D. Hoffmann, Bianca J. Reeksting, Susanne Gebhard. 2021. Bacteria-induced mineral precipitation: a mechanistic review. *microbiology*. volume.167.issus 4.
- Whitney.1892. *Some Physical Properties of Soils in Their Relation to Moisture and Crop Distribution*. Weather Bureau, 1892 - 90 pages.
- Yeates GW, Bongers T, De Goede RGM, Freckman DW, Georgieva S S. 1993. Habitudes alimentaires dans les familles de nématodes du sol et aperçu général pour les écologistes des sols. *Journal de nématologie*, 25(3): 315-331. <https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/19279775>
- Zheng WS, EK Morris , A. Lehmann , MC Rillig. 2016. Interaction de la répulsion de l'eau du sol, de l'agrégation du sol et du carbone organique. *Une méta-analyse.Geoderma* , 283, pp. 39 – 47.