

Plan du cours d'agronomie

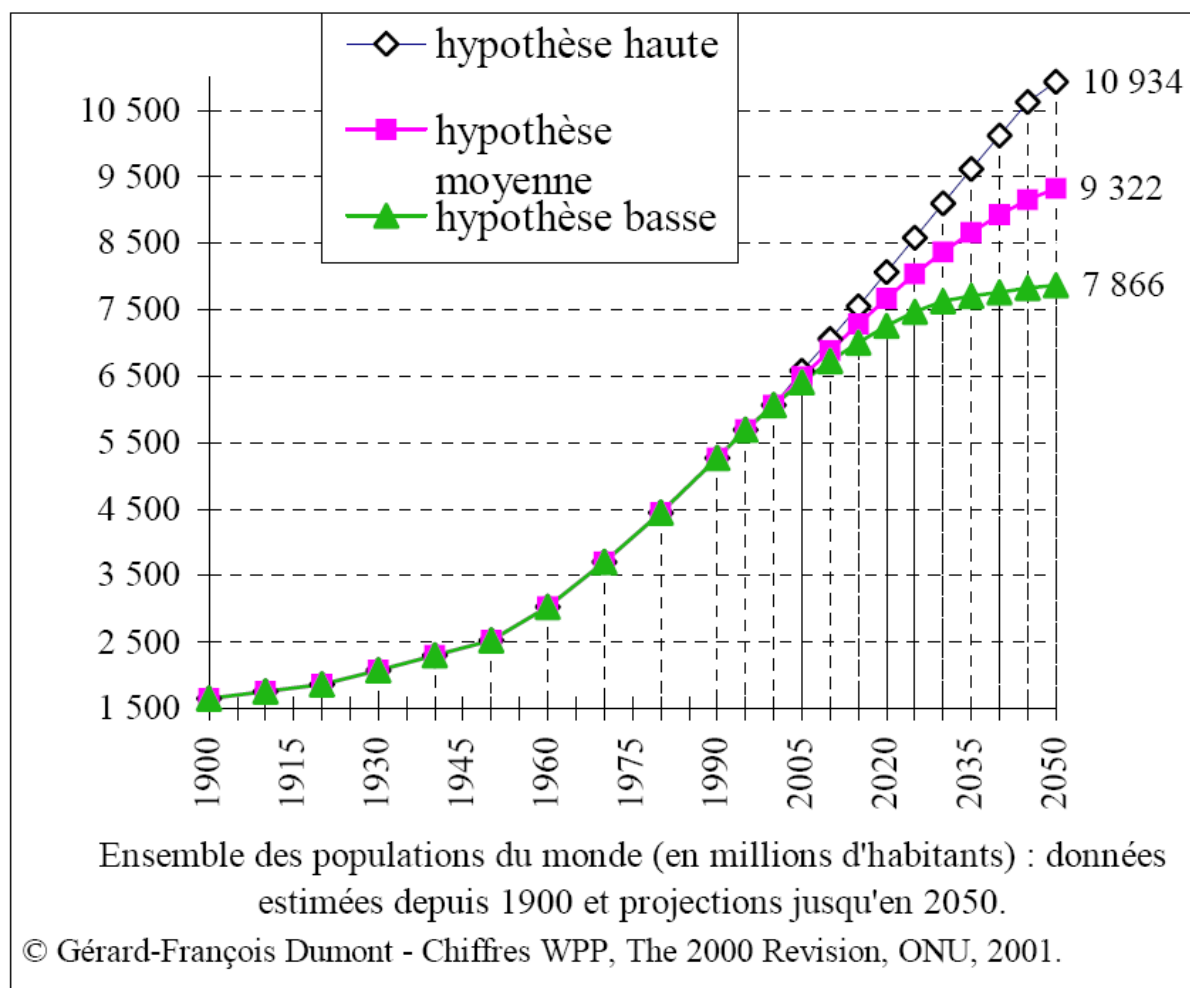
Chapitre 0 : Introduction au cours d'agronomie	12 h
Partie 1 : Propriétés et caractéristiques du sol	
Chapitre 1 : Caractéristiques et propriétés physiques	8 h
Chapitre 2 : Caractéristiques et propriétés biologiques	8 h
Chapitre 3 : Caractéristiques et propriétés chimiques	8 h
Partie 2 : les outils de diagnostic du sol et de sa fertilité	
Chapitre 4 : Fertilité et outils de diagnostic	6 h
Chapitre 5 : Chapitre...de terrain...(profils et diag fertilité)	4 h (+8h App)
Partie 3 : Gestion des propriétés du sol	
Chapitre 6 : Gestion des propriétés physiques	8 h
Chapitre 7 : Gestion des propriétés biologiques	8 h
Chapitre 8 : Gestion des propriétés chimiques	8 h
Partie 4 : Agronomie et Systèmes de culture	
Chapitre 9 : Introduction (les systèmes de culture, agronomie de base : rotation, intercultures...)	4 h
Chapitre 10 : Systèmes comparés (à priori, raisonné, intégré=agriculture de conservation, AB)	6 h (+12h App)
Total 80 h (hors pluri)	
Total Apprentis 100h	



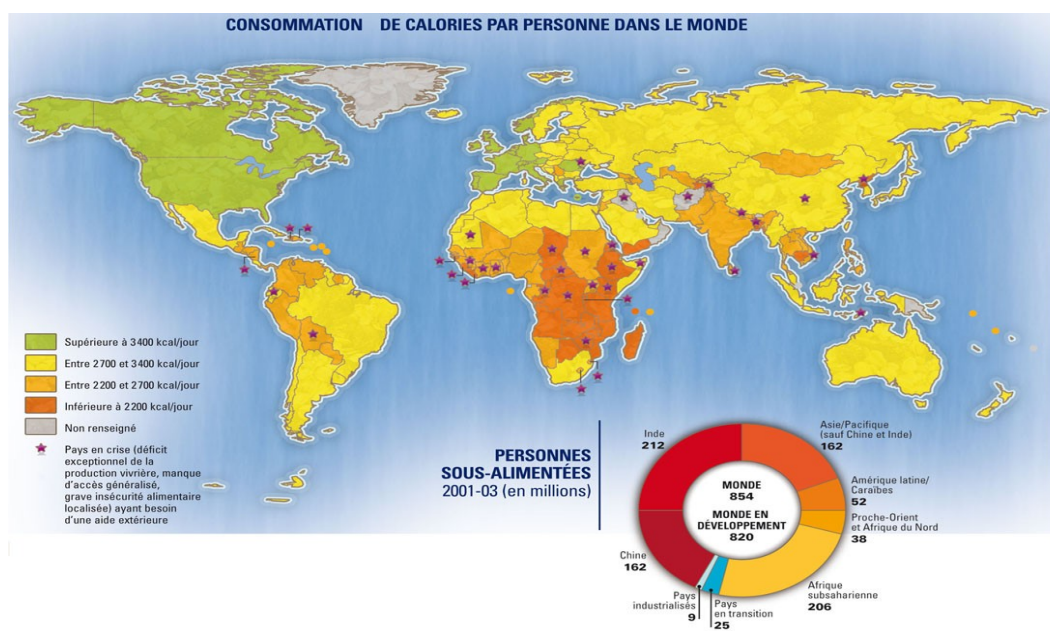
Module Sol & Agronomie : Introduction

1. Le sol et l'agronomie au carrefour de plusieurs enjeux majeurs...

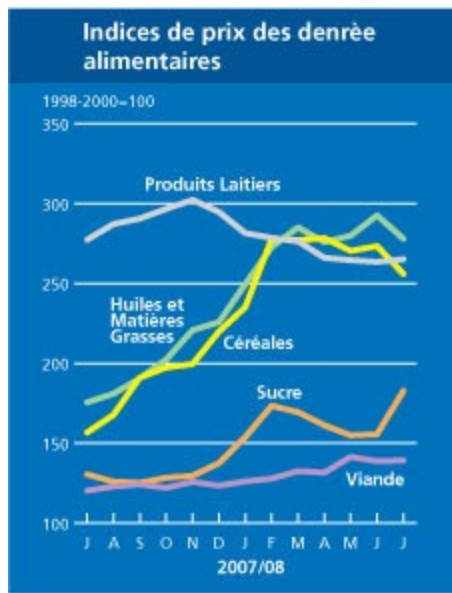
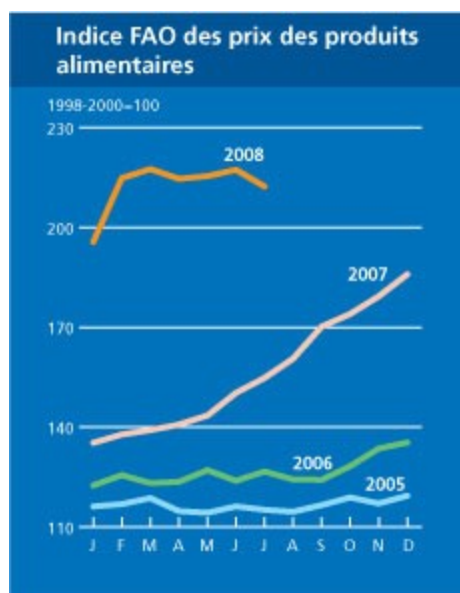
La population mondiale ne cesse de croître : après 19 siècles d'une lente progression, la courbe de la population mondiale s'affole. Passée de 1,5 à 2,5 milliards entre 1900 et 1950, puis à 6 milliards en 2000, elle atteindra 9 milliards en 2050, pour s'aplanir ensuite. Autant dire que l'agriculture vit un phénomène unique dans l'histoire du monde....



Peinant à nourrir la population actuelle, comment y parviendra-t-elle avec moitié plus d'habitants dans 50 ans ? En effet, la production alimentaire mondiale actuelle laisse 850 millions de personnes en état de sous alimentation.....



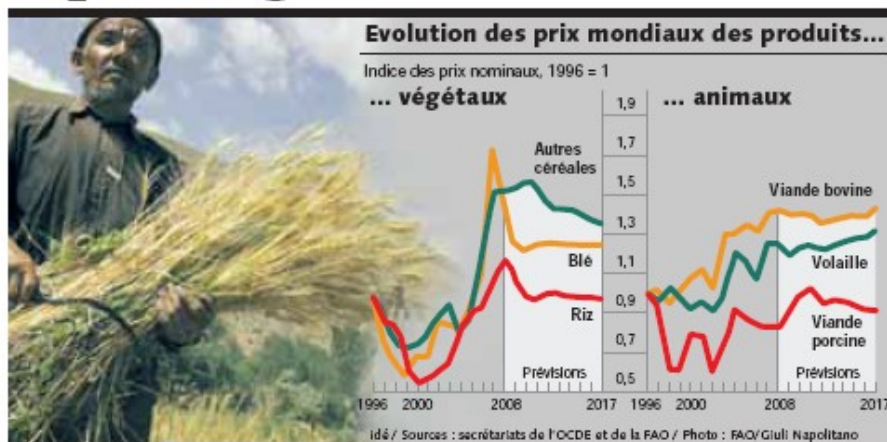
...auxquels il faut rajouter 75 millions de personnes supplémentaires depuis la récente hausse fulgurante des prix agricoles....





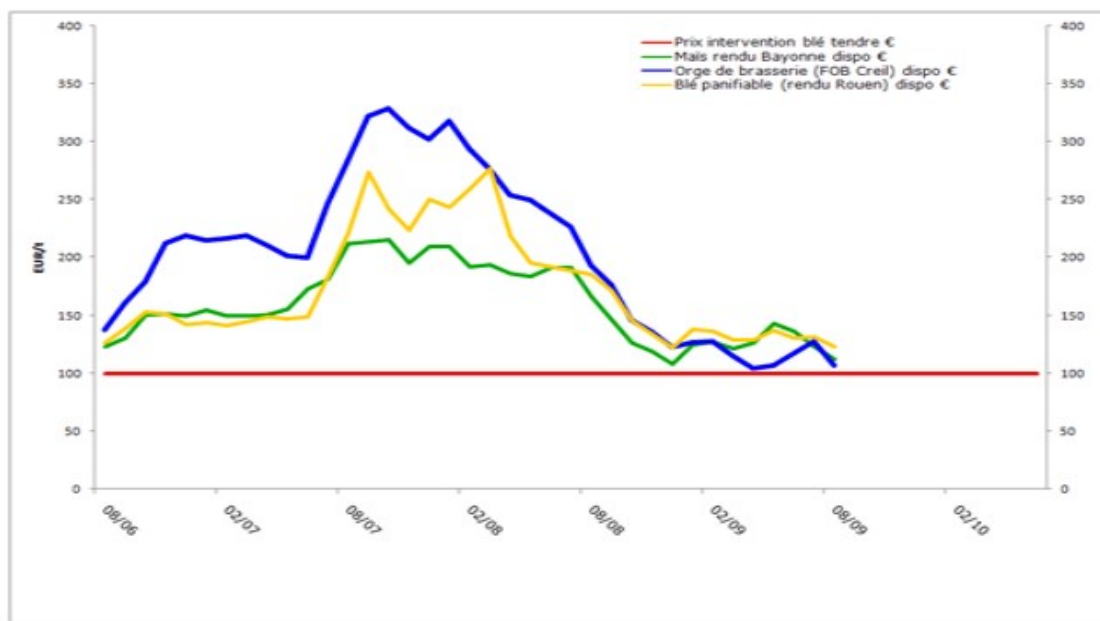
L'OCDE et la FAO annoncent dix ans de prix agricoles élevés

« Nous sommes tous dans le même bateau sur une mer agitée et seule une réponse collective bien coordonnée, planifiée et exécutée nous mènera à bon port. » C'est avec ces mots qu'Angel Gurría, secrétaire général de l'OCDE (Organisation de coopération et de développement économiques) a présenté, en compagnie de Jacques Diouf, directeur général de la FAO (Organisation de l'ONU pour l'alimentation et l'agriculture) le dernier rapport élaboré conjointement sur les « Perspectives agricoles 2008-2017 ». Dans le contexte actuel de crise alimentaire, qui transforme certaines villes d'Afrique et d'Asie en poudrières, ce document était très attendu.



Prix des céréales en France du 15 août 2006 au 15 août 2009

Cotations base juillet



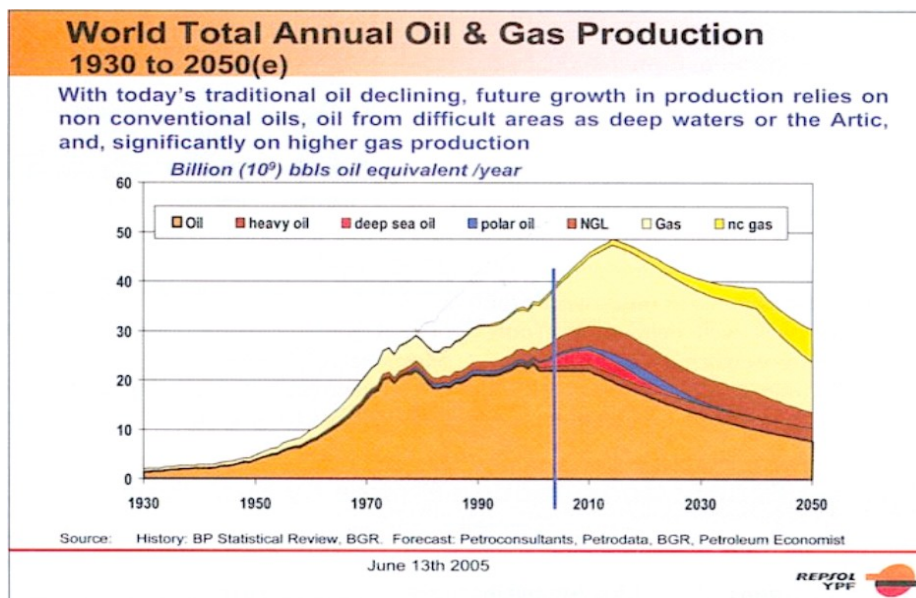
Ces hausses des prix s'expliquent par plusieurs facteurs concomitants :

–hausse de la demande de produits alimentaires (avec une hausse de la demande de produits animaux qui x par 6-10 les produits végétaux)

–des récoltes en 2007 + faibles que prévues sur la planète



—des surfaces agricoles dédiées à la production d'énergie (biocarburants) en hausse (développement destiné à substituer une part des énergies fossiles? Voir document ci-dessous)



—des déplacements de fonds financiers sur les marchés agricoles à buts spéculatifs

La synthèse des projections de spécialistes sur l'équilibre alimentaire mondial à venir est claire :il faudra doubler la production alimentaire mondiale d'ici 2050. Et pour produire plus, deux leviers existent :

—l'augmentation des surfaces . Selon la FAO, il y a 1,5 milliard de terres cultivées à l'échelle mondiale, et 4 milliards de cultivables. Avec plus ou moins de potentiel néanmoins, car celles cultivées aujourd'hui sont les meilleures et les plus accessibles. *"Il est certes possible d'augmenter le nombre de terres cultivées, mais cela se fera souvent au détriment des forêts ou des pâtures, des surfaces importantes pour le stockage du carbone et la biodiversité"*, explique Bruno Dorin, chercheur au Centre de coopération internationale en recherche agronomique pour le développement (Cirad).

-L'augmentation des rendements est l'autre voie. la FAO est aujourd'hui engagée à renforcer la production alimentaire dans 79 pays en fournissant semences de qualité, fertilisants, outils et intrants agricoles. Jusqu'à doubler la production, même si ce sera difficile, ayant moins d'eau disponible pour l'irrigation et des coûts d'engrais suivant ceux du pétrole. Et l'agriculture à haut rendement induit des désordres environnementaux (ex pollution par les nitrates, de l'érosion des sols, des effets négatifs de certains produits phytosanitaires...) ; elle doit changer !



Donc on peut formuler le problème actuel ainsi : La production agricole mondiale doit doubler d'ici 2050, mais pas n'importe comment ! (Michel GRIFFON, auteur de 'Nourrir la planète')

L'objectif est donc d'aller vers une intensification écologique de l'agriculture. Elle vise à concilier les vertus productives de la révolution verte avec le respect de l'environnement et la gestion durable des ressources naturelles : eau, fertilité des sols et biodiversité. Finie l'agriculture intensive en molécules chimiques et en énergie ? Place à l'agriculture intensive en terme de rendements mais aussi intensive en fonctionnalités écologiques et en connaissances scientifiques nouvelles destinées à optimiser le fonctionnement écologique des agrosystèmes. (écosystèmes cultivés) ?

Vous, étudiants en BTSA amélioration des plantes et semences pourrez exercer dans votre vie professionnelle cet objectif à plusieurs niveaux :

–les plantes cultivées, avec des variétés répondant à ces objectifs (variétés adaptées à des modes de productions à faibles niveaux d'intrants : résistances aux maladies, résistance à la sécheresse, à la salinité, capacité à mieux prélever les éléments minéraux dans le sol...)

–la conception, l'expérimentation, la mise en place de système de production à faibles niveaux d'intrants, basés sur une connaissance du fonctionnement des sols, de la relation sol-plante, qui sont la base de l'agronomie...

mais au fait qu'est-ce qu'un sol?

2. Comment définir le sol ?

On peut se poser la question : 'qu'est-ce qu'un sol, qu'est-ce que le sol ?'

Aidons nous de quelques photos pour mieux faire le tour de la question... et à chaque fois posons la question 'Y-a-t-il du sol, est-ce un sol, n'est-ce pas un sol ?'

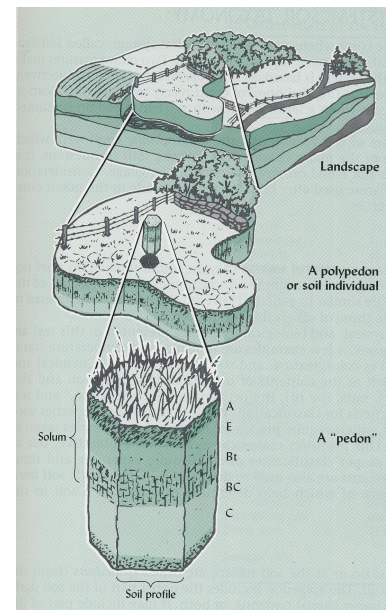
Document 5 : photos de sol ?





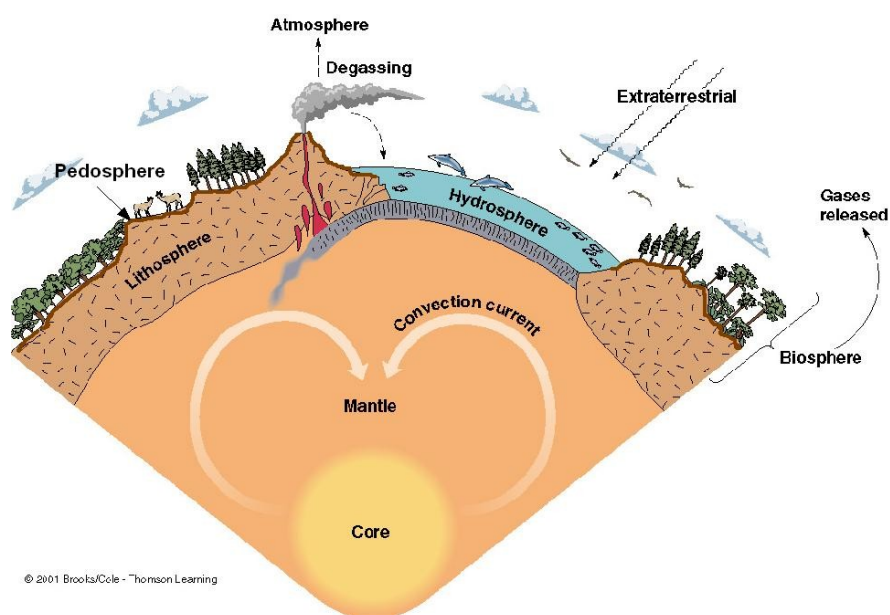


Avant de définir le sol, passons par un intermédiaire : la couverture pédologique (ou pedoshere) : c'est un objet continu, en trois dimensions, situé entre la lithosphère (roches) et l'atmosphère, en perpétuelle évolution, à divers pas de temps. Formée de constituants organiques et minéraux, présents à l'état solide, liquide et gazeux, et d'êtres vivants, elle est organisée en horizons qui sont eux même des volumes. Observons cette couverture pédologique à différentes échelles...





Document 6 : exemple d' horizons d'un sol et couverture pédologique



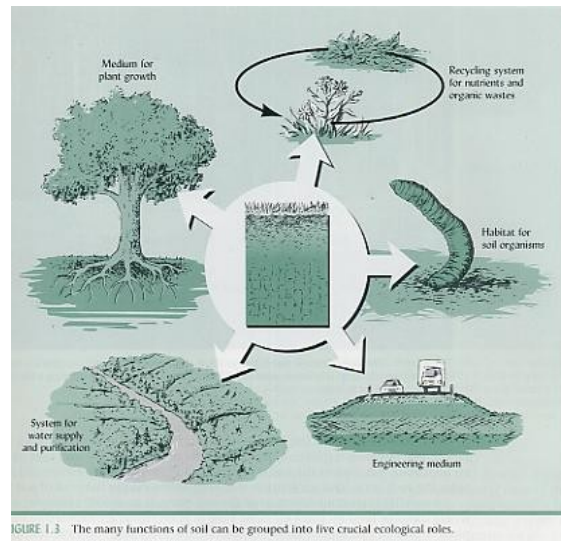
Document 7 : la pédosphère au sein des différents compartiments de la planète Terre

Maintenant que nous avons défini la couverture pédologique, il est plus simple de définir le sol...comme simplement une 'représentation' d'un échantillon vertical de la couverture pédologique...

Chacun des compartiments de la planète (atmosphère- lithosphère-biosphère- pédosphère) a des fonctions : exemple, la fonction de filtre pour les rayonnements solaires assuré par l'atmosphère (couche d'ozone pour les UV par exemple)

3. Quelles différentes fonctions peut-on attribuer au sol ? (son rôle ?...)

On peut distinguer 6 fonctions principales



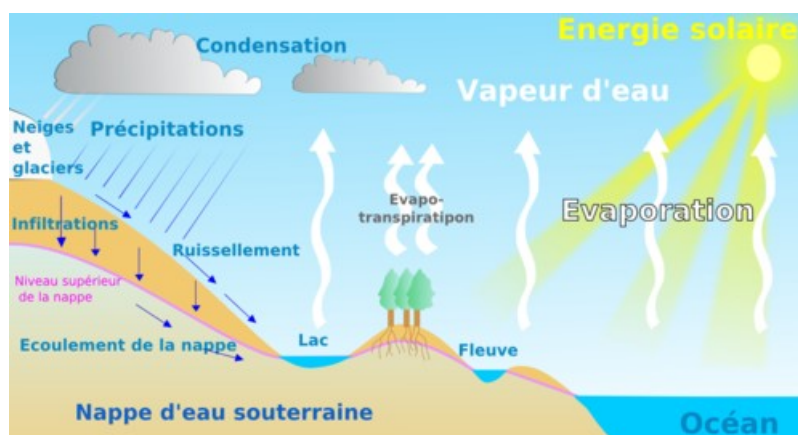
- Support du peuplement végétal (naturel, agricole, forestier...), mais aussi support des animaux et de l'homme....



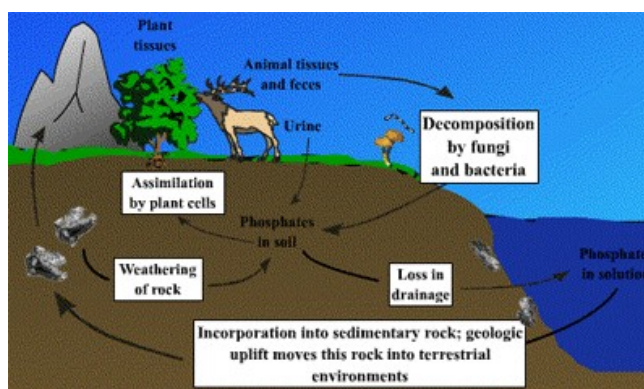
- Habitat pour les organismes vivants



- Filtre, fonction d'épuration dans le cycle de l'eau



- Système de recyclage/réservoir pour les nutriments (C, N, P, K, S, Mg....)



- Source de matériaux (constructions)

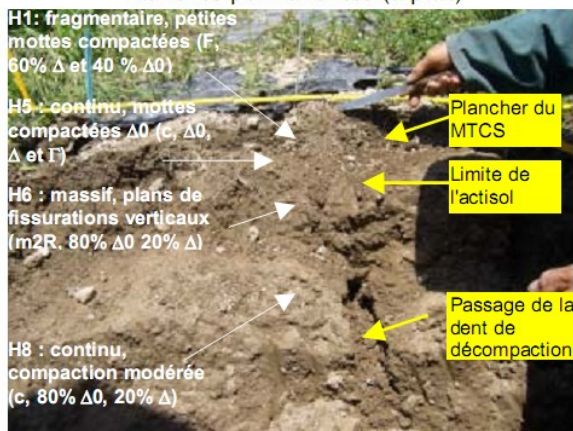


- Témoin des activités passées (conservation en tant que mémoire de l'histoire et de la nature)

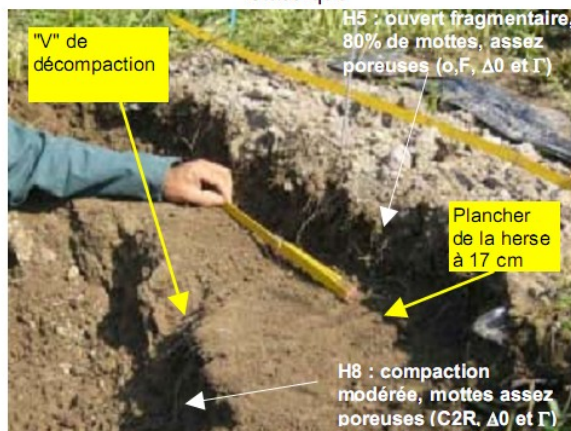
-A 'court terme', pour comprendre l'effet des interventions culturelles de l'homme sur le sol



Planches permanentes (à plat)



Classique



- Sur le long terme, à travers des fouilles archéologiques ...





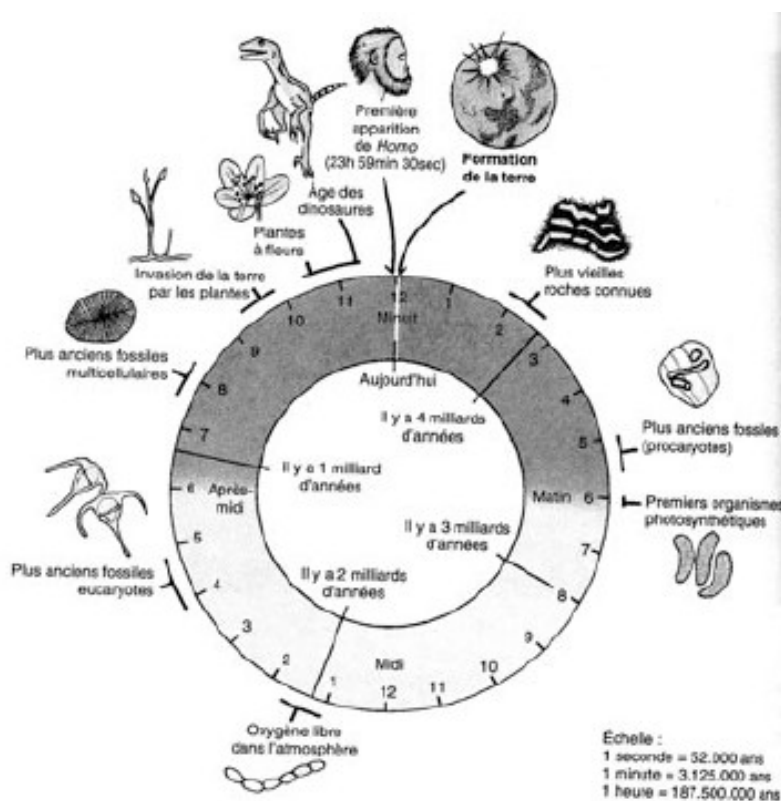
4. Comment se forme le sol ?

Le sol est donc la couche de terre plus ou moins épaisse qui recouvre les roches et au sein de laquelle, les plantes plongent leurs racines pour se nourrir. Sols et plantes sont intimement liés ; celles-ci ont eu et ont encore un rôle crucial dans la formation des sols...

Sur la Terre, les végétaux apparaissent, l'histoire des sols commence...

4.1 Le rôle fondamentale des végétaux, capteurs d'énergie, 'piliers' de la formation des sols

La chlorophylle apparaît il y a plus de 3 milliards d'années, chez des formes primaires de bactéries jusqu'aux plantes qui sortent de l'eau il y a 400 millions d'années et les plantes à fleurs il y a 65 millions d'années....(cf. document 1)



Document 1 : l'évolution des plantes

Ces végétaux, de même que certaines formes de vie microscopique, comme les cyanobactéries, sont avant ainsi des récepteurs de photons. Ces derniers sont la source primaire d'énergie qui, captée par cette chlorophylle, orientée par le bagage génétique de la plante réceptrice, fabriquent des molécules complexes. Parmi celles-ci, les sucres, celluloses, protéines et polyphénols sont la base de toute la vie, en particulier du stockage énergétique nécessaire à la formation du sol, à sa durabilité et à sa fertilité.

Car cette source d'énergie alimente un cortège d'êtres vivants (mycètes, animaux, protistes, bactéries), à l'origine de réactions et de matières organiques qui vont avoir un rôle crucial



dans les processus de pédogenèse (Pédogenèse = l'ensemble des processus et des facteurs responsables de la formation d'un sol à partir de la roche-mère)

Ceci a été vrai il y a des milliards d'années dans l'eau, il y a 400 millions d'années lors de la 'conquête des terres immergées', et encore aujourd'hui sous nos pieds ! (cf. documents 2 et 3)



Document 2

Auteur(s) : Alain Ruellan
Date : 25 mai 1992
Lieu : France, Région du Languedoc-Roussillon, près de Montpellier
Formation du sol : altération
Climat : méditerranéen subhumide
Désagrégation d'une roche calcaire par le développement et l'action des racines.
Le sol est peu différencié.
Dénomination WRB : Leptosol
Hauteur de la coupe : 150 cm.
'Regards sur le sol' p.13



Document 3

Auteur(s) : Alain Ruellan
Date : 20 mai 1992
Lieu : France, près de Montpellier
Climat : Méditerranéen subhumide
Altération des roches par les racines
Sous forêt méditerranéenne, la roche calcaire est désagrégée et dissoute par un système racinaire dense (horizon C).
On reconnaît un horizon A organo-minéral sur un horizon C d'altération à structure lithologique (au sein duquel on observe l'altération de la roche par les racines).
Le sol est peu différencié.
Dénomination WRB : Leptosol
Hauteur de la coupe : 100cm

Les végétaux ont donc eu et ont encore un rôle fondamental dans la genèse des sols ; voyons maintenant de manière plus précise les différents 'ingrédients' nécessaires à leurs formation

4.2 Les cinq 'ingrédients' de la formation des sols

Les sols résultent de l'action conjuguée de l'activité **des êtres vivants** et de différents **facteurs d'altération**.

Ils vont former le sol à partir d'un matériau parental, le plus souvent d'une roche appelée **roche-mère**, qui s'altérant, se désagrège et contribue à former la composante minérale du sol.

La composante organique est quant à elle constituée par ces m[^]mes êtres vivants.

La formation d'un sol ne se déroule pas à échelle humaine mais demande du **temps** : c'est ainsi qu' « *il faut plus d'un siècle [...] pour élaborer un sol d'épaisseur égale à la largeur d'une feuille de format A4 !* ». Le sol formé est un système dynamique qui va continuer à évoluer sans cesse sous l'effet des différents facteurs d'altération et des organismes vivants ; avec un acteur majeur, nouveau, 'gestionnaire du sol' : l'homme...



4.2.1 les organismes vivants :

Plantes, animaux qui vivent dans ou sur le sol (y compris les humains). Contrairement à ce que l'on pourrait croire, il y a foule dans le sol. Ainsi, sous la semelle d'un randonneur, vivent environ 7 millions d'invertébrés, soit autant d'habitants qu'en Suisse. Parmi les êtres vivants dans le sol, on trouve notamment, une armée de microorganismes qui décomposent les résidus végétaux et animaux, recyclés sous forme de [matières organiques](#)

Groupe	Nombre d'espèces	individus /m²	Biomasse (g/m²)
Protozoaires	68	100.000- 10"	6 à >30
Nématodes	65	10 à 30 millions	1 à 30
Vers de terre	48 -100	50 à 400	20 à 400
Acariens	11 (+36)	20.000 à 400.000	0,2 à 4
Collemboles	140	20.000 à 400.000	0,2 à 4
Larves d'insectes	> 245	jusqu'à 500	4,5
Myriapodes			
Diplopodes	6	20 à 700	0,5 à 12,5
Chilopodes		100 à 400	1 à 10
Isopodes	6	jusqu'à 1 800	jusqu'à 4

Document 4 : diversité et abondance des êtres vivants

Les être vivants vont être un 'ingrédient' très important dans les processus de formation du sol :

- les racines vont jouer un rôle mécanique primordial (fissuration, altération mécanique), mais aussi en modifiant chimiquement le sol très proche de leur racines (rhizosphere), en modifiant le pH .
- les êtres vivants vont par leur activité enrichir le sol en matière organique, et la mélanger de manière très fine aux matières minérales issues de l'altération. Les molécules organiques formées vont être réactives et pouvoir entraîner des modifications des minéraux (notamment des acides organiques...).
- Ils vont aussi respirer, chargeant l'eau du sol en CO₂, formant de l'acide carbonique, entraînant une baisse de pH de l'eau, augmentant ses possibilités d'altération par hydrolyse acide : $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \leftrightarrow \text{CO}_3^{2-} + 2\text{H}^+$

4.2.2 la roche-'mère'

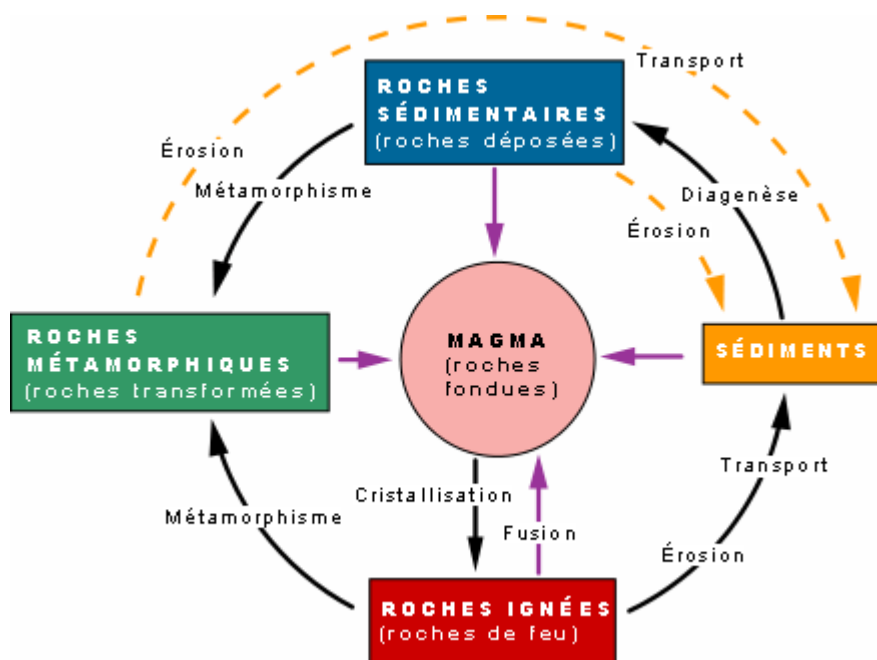
Affleurant en surface, elle s'altère par l'action des êtres vivants mais aussi au contact de l'eau, du vent ou de la neige et fournit les éléments minéraux durs et les sels minéraux dissous dans l'eau.



La roche-mère constitue le substrat du sol. On étend le concept de roche-mère à tout matériel lithologique dont les caractères physico-chimiques seront transmis au sol qui le surmonte et qui se forme à ses dépens. (Remarque : Le sol peut également se développer à partir de matériaux parentaux apportés par le vent, cas des limons et sables éoliens et l'eau : marais, terrasses alluviales...)

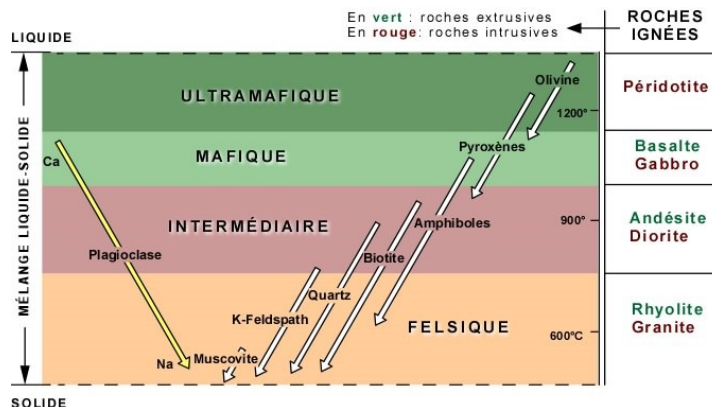
4.2.2.1 La nature de la roche-mère

Il en existe 3 grands types : ignées, sédimentaires et métamorphiques, qui correspondent à 3 grands modes de formation qui peuvent être cycliques :



Document 5 : le cycle géologique

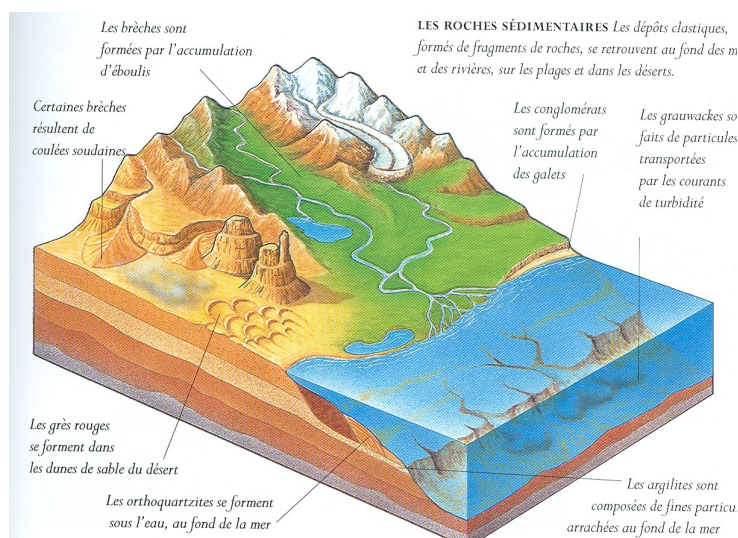
-Les **roches ignées**, aussi appelées magmatiques, sont issues de matériaux en fusion provenant de l'intérieur de la Terre (magma). On distingue les **roches ignées plutoniques (ou intrusives)** qui se refroidissent très lentement avant d'atteindre la surface et les **roches ignées volcaniques (ou extrusives)** se forment lorsqu'un volcan est en éruption. Le magma est alors expulsé hors de la terre et les coulées de lave se refroidissent brutalement une fois à la surface de la terre. Ce sont des roches riches en silice (silicatées)



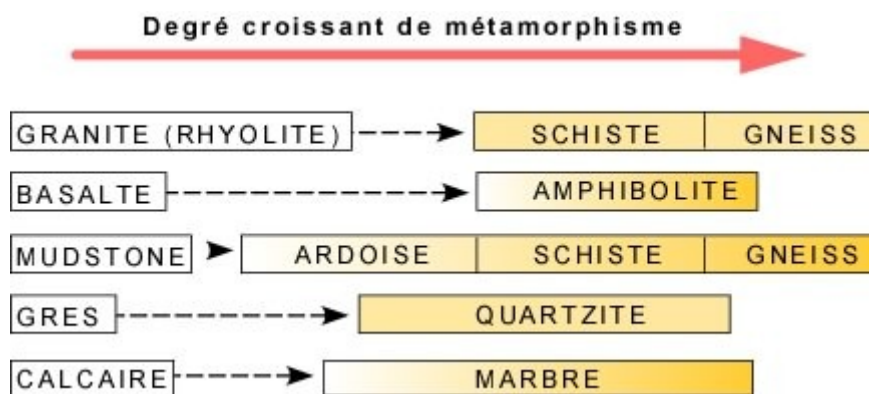
Document 6 : les roches ignées

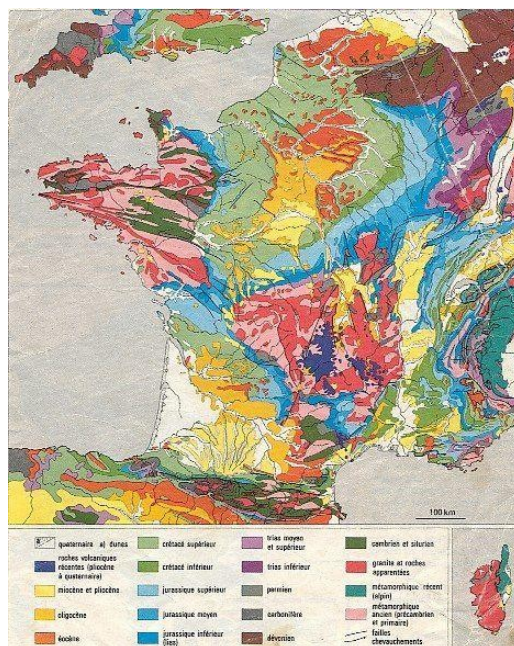


- **Les roches sédimentaires** résultent de la compression de débris qui se sont accumulés à certains endroits. Ces débris proviennent en partie des roches ignées et métamorphiques qui ont été arrachés par l'érosion. Transportés par les glaciers, le vent et l'eau, les débris se déposent peu à peu dans le fond des océans, des lacs et des rivières. Au fil du temps (des milliers d'années), les couches de débris se sont superposées et solidifiées, formant des strates compactes de roches sédimentaires. On peut citer parmi les roches sédimentaires les calcaires, les grès, le gypse, la dolomie... Les calcaires et dolomies sont carbonatées.



- **les roches métamorphiques**, quant à elles, proviennent de la transformation des autres types de roches qui ont été soumises à des températures et à des pressions élevées par une grande activité géologique. Les roches métamorphiques se forment sous l'effet de 2 facteurs : les très hautes températures et les grandes pressions. Par exemple, lorsque le magma circule dans la croûte terrestre, les roches déjà présentes sont exposées à de hautes températures. Lors de la formation des chaînes de montagnes, la pression exercée est très considérable. C'est donc ce qui forme les roches métamorphiques. La chaleur et la pression transforment les roches de deux façons. Premièrement, elles bouleversent leur composition minéralogique, c'est-à-dire que de nouveaux minéraux sont formés. Ensuite, elles modifient la taille, la forme et l'alignement des cristaux. Les cristaux initiaux sont décomposés et ensuite recristallisés.





Document 8: carte géologique de la France

4.2.2.2 Les éléments minéraux de la roche mère

Le sol jeune ressemble à la roche mère (Document 9, photo 1) ; il en possède tous les caractères. Le sol hérite de la composition minérale du substrat géologique d'origine, très variable selon les types de roches vues précédemment. Ces minéraux seront d'autant plus présents dans le sol formé que les processus d'altération n'auront pas eu le temps de se réaliser.



Photo 1.

Détail d'une rendzine
rubéfiée colluviale
(rendosol ou rendisol
fersiallitique)

La présence d'un calcrète
feuilleté est nettement visible
sur la photo, à la hauteur
du manche du marteau
qui donne l'échelle



Photo 2.

Détail d'une rendzine
grise humifère
(autochtone)

Le substrat est gélifracé,
recarbonaté et évolue
en calcrète massif
par précipitation
de calcite
dans les fissures
laissées
par la gélifraction

Document 9 : exemple des rendzines



La composition chimique du sol est donc dans les premiers temps de sa formation strictement conforme à celle de la roche dont il est issu ; avec le temps elle pourra s'en différencier parfois nettement.

Aussi, plus les minéraux sont durs, avec une roche cohérente, plus l'altération sera longue , ce qui est l'inverse pour une roche tendre, altérable

Document 10 : exemples de sols formés sur différentes roches

Exemple de roche ignée :
Basalte



et

Sol formé sur basalte



Exemple de roche sédimentaire :
Le calcaire



et

Sol formé sur calcaire



Exemple de roche métamorphique :
Le gneiss



et

Sol formé sur gneiss





4.2.3 Les facteurs d'altération (qui incluent le climat) : chaleur, eau, glace, neige, vent, glaciers, etc. Ils jouent beaucoup sur la vitesse de formation du sol. Dans les pays tropicaux, par exemple, avec un climat chaud et humide, les sols peuvent atteindre plus de 10 mètres de hauteur. On n'observe pas cela ici, car dans le contexte français, le climat détermine une évolution des sols peu marquée et assez lente car il est globalement tempéré (l'épaisseur des sols est de 0 à 2 mètres ...).

L'action du climat va se faire à 2 niveaux pour la formation des sols :

- mécanique par des alternances gel/dégel, humectation/dessiccation sans modification des minéraux primaires de la roche
- chimique, par plusieurs actions de l'eau, qui va pouvoir transformer les minéraux primaires en argiles et autres composés secondaires ; on va distinguer l'altération biochimique et l'altération géochimique

4.2.3.1 L'altération biochimique :

Cette action de l'eau va être très liée à l'activité biologique et la matière organique. Elle va se faire par l'intermédiaire de plusieurs réactions :

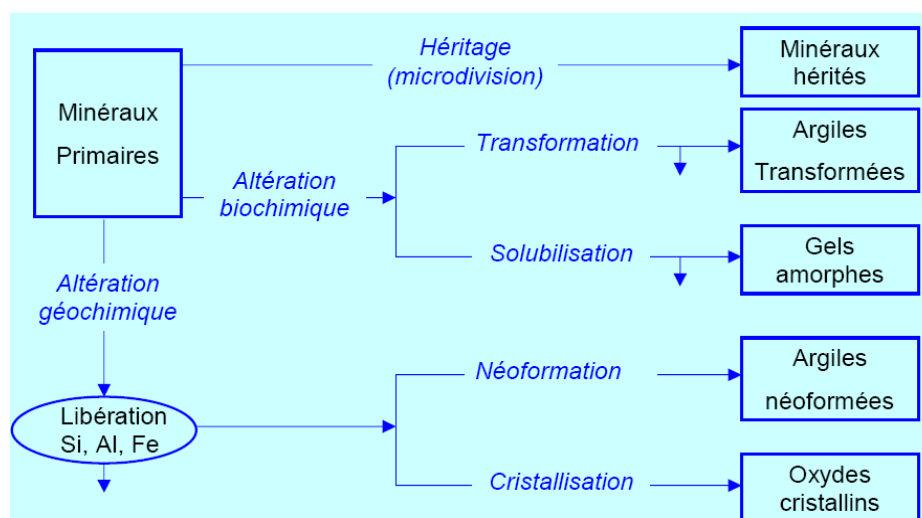
–**l'hydrolyse neutre**, en milieux calcaires ; l'eau tamponnée par les carbonates du sol est neutre. L'altération des minéraux est modérée, par dissolution et il y a une évolution lente des types d'argiles.

–**Acidolyse** (hydrolyse acide) L'eau chargée d'acidité, provenant de l'activité biologique et de la minéralisation de la MO, va transformer les minéraux primaires en argiles

–**Complexolyse** ; dans cette réaction, la matière organique n'est pas complètement minéralisée (activité biologique + faible) ; des composés organiques acides, solubles, vont se lier avec des ions métalliques en les 'sortant' des minéraux primaires mais aussi des argiles, ce qui va fortement les altérer, et empêcher de nouvelles formations d'argiles

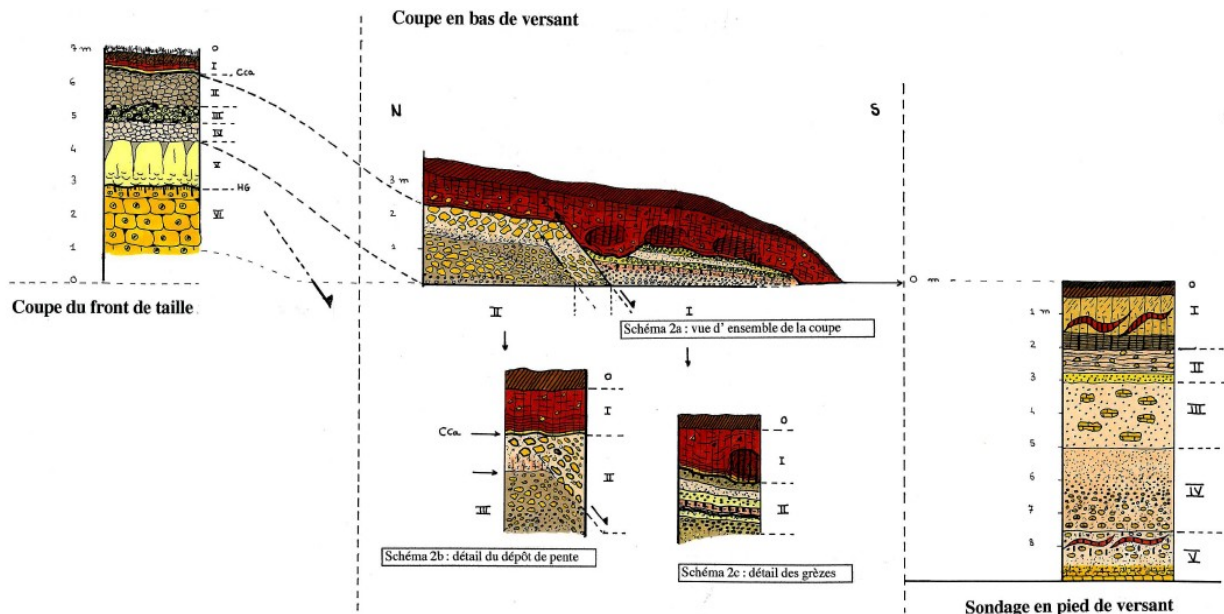
4.2.3.2 L'altération géochimique : Il s'agit d'une hydrolyse totale, en milieu neutre dépourvu de matière organique soluble. Les minéraux primaires voient leurs constituants libérés et solubilisés ; de ces formes solubles, il y a néoformation d'argiles et d'oxydes de fer et aluminium

Ces réactions en présence d'eau sont donc prépondérantes pour expliquer la formation des sols ; elles ont lieu de manière plus ou moins intense selon les latitudes.





4.2.4 La topographie qui joue sur l'exposition à l'érosion, l'écoulement de l'eau, le type et la taille de la végétation, etc.



4.2.5 Le temps. Selon les conditions, il faut compter plusieurs siècles voire plusieurs milliers d'années pour qu'un sol se forme, en particulier pour que sa partie minérale se mette en place. De ce fait, cette portion minérale est une ressource non renouvelable. Il suffit de quelques jours pour que l'érosion la fasse disparaître.

4.3 Les processus de formation des sols

L'ensemble des processus de formation et d'évolution des sols est regroupé sous le terme **pédogenèse**.

Dans un premier temps nous allons décrire les **processus de départ** de la formation d'un sol (altération de la roche, acquisition d'une structure pédologique) et quelques **processus fondamentaux** (décarbonatation, lixiviation)

En fonction des variations des 5 'ingrédients' nécessaires à la formation des sols, plusieurs **processus d'évolution**, aboutissent à des types de sols différents, avec des horizons caractéristiques. Nous en décrivons 3, qui ont lieu sous nos climats tempérés : brunification, lessivage et podzolisation.

4.3.1 Altération de la roche

La première étape est le fractionnement physique des roches cohérentes, ce qui multiplie les surfaces de contact roche - eau - atmosphère. Ces processus d'altération sont très liés aux conditions climatiques, puisque sous la dépendance à la fois de la pluviométrie (les eaux dissolvent, transportent et évacuent les éléments) et des températures qui favorisent les réactions chimiques sous l'action de l'eau et des solutés, et conditionnent l'activité biologique. On peut distinguer 2 altérations selon que la roche est calcaire ou non :

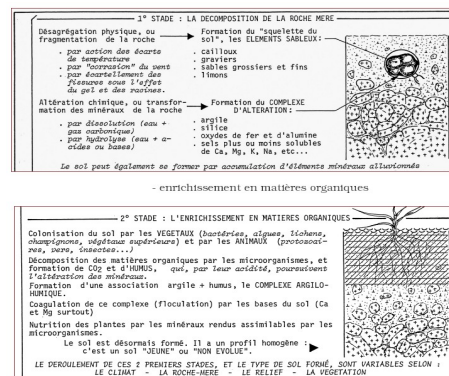


- sur les formations calcaires.

Une roche calcaire est une roche sédimentaire carbonatée contenant au moins 50% de CaCO_3 . La dissolution des formations calcaires est un processus normal sous nos climats à possibilité de drainage important. Cette dissolution libère des impuretés (argiles, minéraux silicatés...) contenues dans les calcaires, des ions carbonates (CO_3^{2-} , HCO_3^-), et des ions calcium (Ca^{2+}) transportés par les eaux. Les impuretés fourniront des matériaux silicatés à la pédogenèse, à condition de ne pas être évacués par l'érosion. La vitesse de ce processus est sous l'influence de la pluviométrie, de la topographie (érosion), du couvert végétal (qui apporte des acides organiques : acide citrique, oxalique...) et de la nature de la roche calcaire (taux d'impuretés, dureté).

- L'altération *in situ* des roches cristallines grenues.

Cette altération, ménagée sous nos climats, de certains minéraux de ces roches (minéraux ferromagnésiens, feldspaths) conduit à dissocier les grains les uns des autres sans affecter la structure de la roche. Il se forme une altérité (arène5 à structure lithologique conservée) dans laquelle pourront se développer différents processus pédogénétiques.



4.3.2 Acquisition d'une structure pédologique

La structure héritée de la roche (structure lithologique) disparaît progressivement sous l'action de l'altération géochimique et biochimique. Il y a donc disparition des roches originelles (schisteuses, feuilletées, litées, continues compactes) et apparition d'une structure nouvelle prismatique ou polyédrique plus ou moins bien affirmée, accompagnée de vides d'origine biologique (cavités, conduits de racines, chenaux de lombrics).

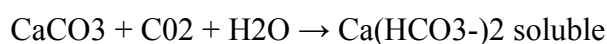
Ce processus précoce essentiellement structural s'accompagne souvent d'un changement de couleur (gris foncé —> ocre) et du processus de brunification.

L'horizon qui a perdu sa roche d'origine acquiert une nouvelle organisation due à l'activité de la faune du sol (vers de terre qui amènent la MO de la surface vers les galeries profondes). Les agrégats sont en général petits, poreux et présentent des facettes courbes simples (structures grenues) ou associées (structures grumeleuses). Cette structure construite est typique des horizons A organo-minéraux.



4.3.3 Dissolution du CaCO₃ dans un sol calcaire = décarbonatation

C'est un processus très actif sous nos climats tempérés humides. Il s'agit d'une dissolution des carbonates de calcium (calcaire) par l'eau enrichie en gaz carbonique suivant la réaction suivante :



Il débute en affectant les horizons supérieurs et progresse vers la profondeur au cours des siècles. Petit à petit apparaît un gradient des teneurs en CaCO₃, avec des teneurs plus faibles en surface. Il dissout préférentiellement les particules les plus fines (<50 µm) car ce sont les plus réactives. Les horizons décarbonatés ne font plus (ou peu) effervescence à l'HCl.

La décarbonatation peut entraîner souvent une accumulation de calcite (forme pure cristalline du CaCO₃ secondaire en profondeur, le plus souvent dans l'horizon C ou à son contact.

4.3.4 La Lixiviation : entraînement d'éléments en solution

Lixiviation : il s'agit d'un processus de soustraction de matière par dissolution, aux dépens du solum, des éléments solubles qui y sont contenus. Ces éléments solubles sont principalement les alcalins et alcalino-terreux. Cette lixiviation est responsable de la désaturation du complexe adsorbant et donc responsable de l'acidification du profil.

Attention à ne pas confondre avec le lessivage et la chéluviation...

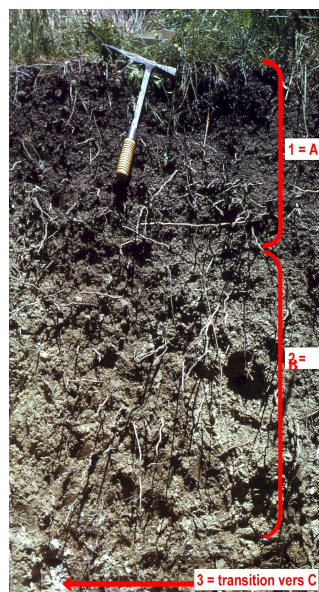
C'est un phénomène normal sous nos climats. Il débute dès qu'il y a libération d'éléments solubles par altération chimique dans des conditions suffisamment drainantes. Elle se poursuit par l'entraînement des anions (notamment les nitrates, NO₃⁻) et des cations échangeables du complexe d'échange qui sont remplacés peu à peu par les ions H⁺ et / ou par des ions Al³⁺, libérés par l'altération des silicates, soluble si il y a acidification.

Remarque : les protons attaquent les minéraux argileux qui libèrent de l'Al et du Fe. Au fur et à mesure que le pH diminue, l'Al devient de plus en plus soluble et se



substitue progressivement aux cations Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} , Na^{+} sur les sites d'échanges. Ce processus conduit à la désaturation progressive du complexe adsorbant et à l'acidification naturelle du sol. (il est cependant plus ou moins compensé ou retardé par la "remontée biologique" (racine...) des éléments (et par les remontées capillaires en climat méditerranéen durant la saison sècheJ.)

4.3.5 Brunification



Auteur(s) : Alain Ruellan

Date : 15 mai 1971

Lieu : Maroc, Rif

Climat : Méditerranéen subhumide

Sol brun calcaire

1 = Horizon A, organo-minéral : couleur sombre, structure finement arrondie ; cet horizon est riche en matière organique ; il est calcaire.

2 = Horizon B, d'altération à structure pédologique : couleur brune, structure polyédrique ; cet horizon est riche en calcaire.

3 = Transition vers l'horizon C, d'altération à structure lithologique (marne altérée).

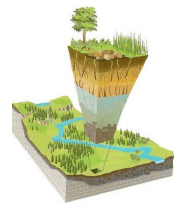
A noter la bonne et profonde répartition des racines.

Il s'agit d'un sol moyennement différencié.

Dénomination WRB : Kastanozem

Hauteur de la coupe : 120 cm.

'Regards sur le sol' p.16, 134, 139



Il s'agit d'un processus pédologique considéré comme climacique dans les zones à climat tempéré où règne la forêt feuillue, sur matériau parental décarbonaté et dont l'altération libère suffisamment d'argiles et d'oxydes de fer ($\text{Fe}^{\wedge}$) libres pour compenser les pertes éventuelles par lixiviation. Sur les matériaux initialement carbonates (loess, marne, schistes, grès à ciment ferrique), la brunification est le fruit de la dynamique naturelle d'évolution des sols après la décarbonatation (élimination progressive de la totalité du $\text{CaCO}^{\wedge}$ et une certaine désaturation du complexe d'altération en Calcium ($\text{Ca}2^{\wedge}$) à l'origine d'une légère diminution du pH). Simultanément à la perte de carbonates de calcium, le stock de matière organique stable (humus ou humine) diminue puisque les conditions pédologiques stimulent la minéralisation secondaire (le «turn-over» s'accélère !!). L'épaisseur de l'horizon A diminue, l'activité de la pédofaune est à son optimum. La valeur du pH se stabilise aux alentours de 5 et 6. Sur les matériaux silicates (roches magmatiques ou métamorphiques), la brunification résulte d'une altération incomplète par acidolyse modérée. Les minéraux ferro-magnésiens libèrent des oxydes de fer qui s'associent aux argiles (celles-ci sont obtenues par transformation des micas : vermiculitisation ou aluminisation en milieu acide, formation de smectites en milieu riche en calcium ou magnésium. Cette altération, plus importante en surface, permet de compenser les pertes naturelles de fer et d'argiles par lixiviation. Ce processus nécessite des conditions physico-chimiques bien particulières : milieux aérés, litière non acidifiante (mull peu épais de type eumull ou mésomull), substratum géologique dont l'altération chimique est permanente et qui alimente le sol sus-jacent en calcium ($\text{Ca}2^*$), fer ($\text{Fe}34^{\wedge}$) ou aluminium ($\text{Al}^{\wedge}$) suivant la valeur du pH. Le rôle de l'élément ferrique est fondamental puisqu'il permet l'insolubilisation des composés humiques mélanisants (acides fùlviques, acides humiques et humine) sans empêcher leur minéralisation.

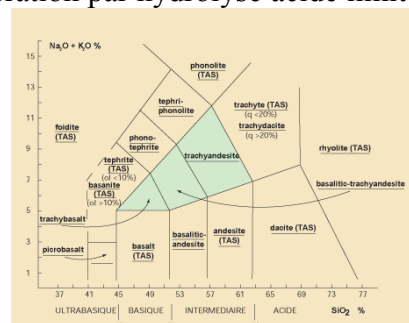
La brunification se caractérise par un horizon cT altération S, brun, coloré par les oxydes de fer (amorphes ou cristallisés), étroitement liés aux argiles.

(Chauliac) Le processus de brunification s'observe sur tous matériaux, bien drainés, calcaires ou non mais libérant une quantité importante d'argile et d'oxydes de fer libres.

L'horizon (B) brun, coloré par les oxydes de fer étroitement liés aux argiles, prend un développement croissant.

Sur matériau calcaire, la fourniture d'argiles est assurée principalement par héritage à partir de la roche mère.

Sur matériel silicaté (riche en silice : ex. granite, basalte ; voir document ci-dessous), la brunification résulte d'une altération par hydrolyse acide limitée.



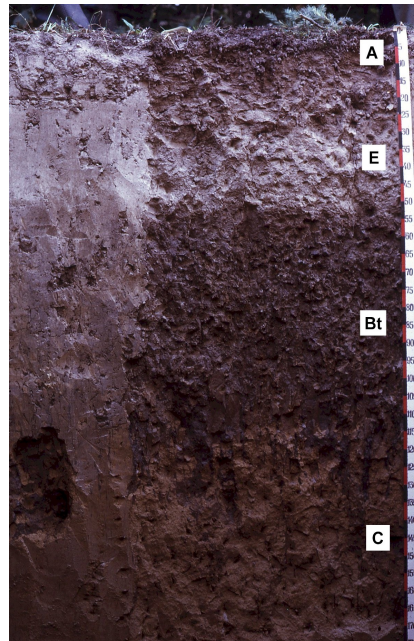
Les brunisols occupent une situation intermédiaire dans l'évolution des sols tempérés entre les sols peu évolués, sols bruns calciques par exemple, et les types plus différenciés.

Ils ne présentent ni horizon E ni horizon BT, ce qui les distingue des luvisols. Ils sont caractérisés par la présence de l'horizon S (structural) appelé également horizon (B) d'altération, l'horizon cambique de la terminologie américaine. Il n'est pas possible de



distinguer d'indice apparent de lessivage parce que l'entraînement de l'argile est ralenti par un facteur écologique (acidité ou faible perméabilité du matériau), et surtout lorsque la libération d'argiles issues du matériel lithologique par l'altération, compense les pertes par lessivage.

4.3.6 L'entraînement d'argile (lessivage)



Auteur(s) : Alain Ruellan

Date : 29 août 1974

Lieu : Russie, Sibérie

Climat : Continental froid

Sol lessivé

Les horizons sont :

- A = organo-minéral, sombre ; à structure arrondie, devenant lamellaire au niveau de la transition avec l'horizon lessivé sous-jacent : c'est le résultat des alternances gel/dégel.

- E = lessivé : appauvri en argile ; la couleur est très claire ; la structure est massive ; la limite inférieure de cet horizon est nette, tranchée.

- Bt = accumulation d'argile : la couleur est brun sombre ; la structure est anguleuse : elle est successivement (en allant du haut vers le bas) polyédrique, puis cubique, puis prismatique ; le caractère prismatique s'estompe vers 135 cm : passage progressif à l'horizon C.

- C = loess altéré, à structure massive : c'est la structure du loess.

Le sol est très différencié lessivé, sur loess.

Dénomination WRB : Luvisol

Hauteur de la coupe : 150 cm.

'Regards sur le sol' p.63, 96, 144, 154

Suite à une évolution régressive des conditions pédoclimatiques (notamment liées aux diverses activités anthropiques), le processus du lessivage peut se substituer à la brunification. Le lessivage est un processus d'entraînement mécanique par les eaux de gravité, des particules fines dispersées (en général les argiles et les hydroxydes de fer libres qui leurs sont liés) depuis des horizons supérieurs (qualifiés d'éluviaux)

vers des horizons plus profonds appelés BT. Les conditions optimales de lessivage ont été définies en climat tempéré, sur des limons bien structurés à humus de type mull (oligomull, amphimull, dysmull). La présence, dans l'horizon A, d'agrégats argilo-humiques, n'empêche



pas la dispersion, à certaines périodes de l'année (sous l'effet de l'impluvium) d'argiles fines dont la migration, dans le sol, est facilitée par la présence de macroporosité. Les horizons nouvellement formés se distinguent nettement par leur texture, ainsi que par leur couleur. L'horizon E est généralement décoloré, voir blanc dans les cas où le processus de lessivage est relativement ancien (on parlera d'horizon E *albique* Ea). La texture est dépourvue d'argiles, les limons et les sables dominent. L'horizon BT, plus tassé, est plus coloré (présence d'argiles), la texture est plus fine, il est souvent possible d'y réaliser le test du «boudin», voir «l'anneau» dans les cas les plus évolués. Le dépôt (au niveau du front d'humectation) d'argiles fines dans les pores contribue à diminuer la porosité globale de l'horizon qui peut donc présenter des caractères rédoxiques voir réductiques. Le lessivage n'est possible qu'en présence d'une faible concentration d'ions flocculants Ca^{2+} ou Al^{3+} , car ils empêchent (dans des conditions pédoclimatiques normales) toute dispersion d'argiles. Le lessivage domine dans les sols à acidité modérée (pH compris entre 5,5 et 6,5) dans les quels les éléments alcalins ne sont pas trop nombreux. L'effet flocculant des ions flocculants est par ailleurs annihilé par la présence d'une petite quantité de matière organique (humus acide) plus ou moins soluble. Celle-ci forme, par ailleurs, des pellicules hydrophiles protectrices à la surface des argiles qui facilitent leur dispersion. On définit un «**indice d'entraînement**». Celui-ci ne peut se calculer qu'à partir d'analyses de sols réalisées en laboratoire. On parlera de lessivage lorsque : $\text{IE} = (\% \text{argile Bt}) / (\% \text{argile E})$ IE est entre 1,4 et 4

(Chauliac) C'est un processus très courant en France, sous climat tempéré humide. Il se développe dans tous les matériaux non calcaires ou décarbonatés qui présentent une vacuité (vide) suffisante pour que des eaux chargées de particules argileuses puissent circuler verticalement ou obliquement. Ce sont les matériaux de textures limoneuses ou limono-sableuses qui s'y prêtent le mieux. Ce processus est un entraînement mécanique des particules fines (argiles, oxydes de fer) qui provoque une différenciation du sol aux plans textural et structural, et on peut observer :

- à faible profondeur, des horizons éluviaux appauvris en argile. On constate une diminution de la teneur en argile, une diminution de la teneur en fer (une partie a migré, liée à l'argile), une accumulation relative des particules non mobiles et une couleur de plus en plus claire (beige, blanchâtre).
- en profondeur, des horizons illuviaux enrichis en particules argileuses. En milieu drainant, les argiles restent liés à des oxydes de fer.

4.3.7 Podzolisation

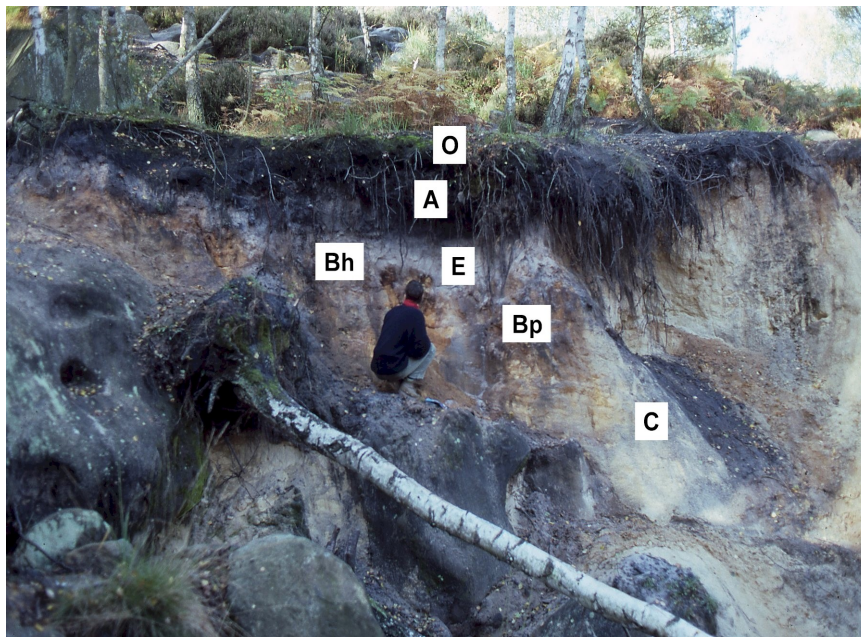
La podzolisation est le processus pédogénétique final de l'évolution régressive des sols (on introduira la notion de paraclimax pédologique) sous climat tempéré et matériaux parentaux sableux. La podzolisation apparaît sous l'influence d'une litière acidifiante, d'un humus évolué de type moder ou mor. Ces derniers (sous climat humide) produisent des quantités importantes de précurseurs organiques tannants (solubles). Ces composés aromatiques complexants, en percolant en profondeur dans le sol, sur un squelette minéral dominé par les sables (donc pauvres en fer et en argiles), provoquent l'altération des minéraux argileux par complexolyse (dispersion puis destruction irréversible) dont les produits s'associent aux ions Fe^{3+} et Al^{3+} libres pour donner des complexes appelés chélates.

Chélates : ce sont des complexes organiques associés à des cations séquestrés de Fer ou d'Aluminium. Ces formes migrent en profondeur où elles précipitent sous une forme amorphe en formant un petit horizon induré.



L'horizon E, dans lequel ne subsistent que les quartz les plus fins, prend une coloration «cendreuse» (podzol = sol cendreux en russe). Cet horizon peut lui aussi présenter, dans certains cas, des propriétés albiques (Ea).

Les éléments entraînés précipitent dans les horizons sous-jacents sous la forme amorphe (horizon dit spodique) en BPh (de couleur noire) puis BPs (de couleur ocre rouille). En milieu bien drainé, l'aluminium, plus mobile que le fer, est entraîné à un niveau inférieur ; en milieu réductique, c'est l'inverse : le fer fortement mobilisé est alors entraîné latéralement par des nappes temporaires, seul l'aluminium migre verticalement.





Auteur(s) : Alain Ruellan

Date : 12 octobre 1988

Lieu : France, Fontainebleau

Climat : Tempéré

Podzol

Les horizons sont :

- O = litière organique
- A = organo-minéral
- E = lessivé : appauvri en argile, fer, aluminium
- Bh = accumulation de matière organique et d'hydroxydes de fer et d'aluminium
- Bp = accumulation d'hydroxydes de fer et d'aluminium
- C = roche (grés) altéré

Le sol est très différencié podzolique, sur grés.

Dénomination WRB : Podzol

Hauteur de la coupe : 300 cm.

'Regards sur le sol' p.6-7 et 143

Auteur(s) : Alain Ruellan

Date : 17 août 1986

Lieu : Allemagne, Nord

Climat : tempéré froid

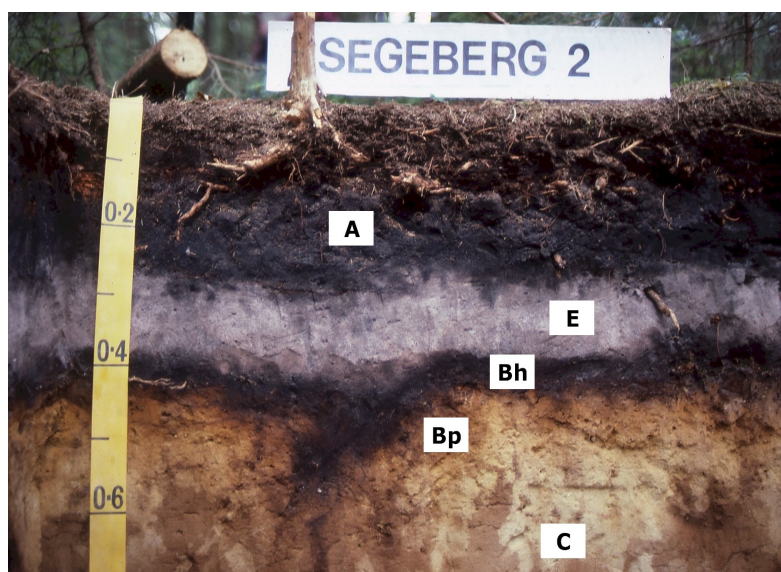
Podzol

On reconnaît les horizons :

- A, noir, organo minéral, riche en matières organiques ;
- E, gris-blanc, appauvri en argile et hydroxydes ;
- Bh, noir, d'accumulation de matières organiques ;
- Bp, ocre, d'accumulation d'hydroxydes de fer et d'aluminium ;
- C, d'altération à structure lithologique (sédiments quaternaires) ;

Ce sol est très différencié podzolique.

Dénomination WRB : Podzol



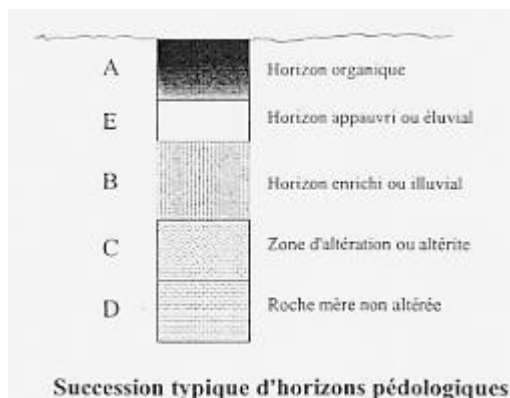
Hauteur de la coupe : 70 cm

5. Le sol : système hétérogène



Très sommairement, on peut relever une variabilité verticale (notion de profil), une variabilité horizontale (notion de toposéquence), une variabilité temporelle (notion de chronoséquence), une variabilité climatique (notion de climoséquence)

5.1 Une variabilité verticale : le profil de sol



Les flux d'eau et de matière sont très souvent verticaux. Il en résulte une différenciation des sols en couches horizontales plus ou moins tranchées appelées horizon, dont nous décrirons plus loin une nomenclature.

On peut ainsi décrire :

Un horizon marqué par une forte présence de matières organiques issues de la décomposition des racines, feuilles et tiges, généralement de teinte plus foncée, quelle que soit la roche d'origine.(A)

Un horizon souvent appauvri par le passage de l'eau de pluie chargée d'acidité et de complexants issus de la décomposition de la matière organique sus-jacente. Il est de couleur plus claire.(E)

Un horizon plus sombre, mieux structuré, qui constitue le point d'arrivée des substances en mouvement. Il s'agit d'un horizon d'accumulation.(B)

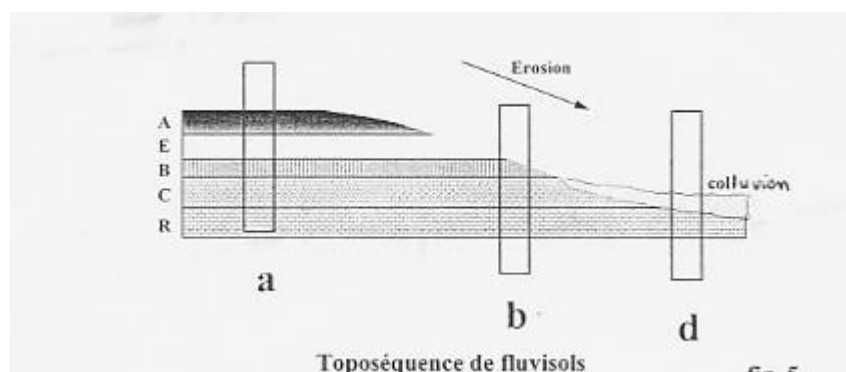
Un horizon correspondant à la partie altérée de la roche mise en place. Cette « altérité » est typique de la roche mère et des conditions d'altération.(C)

- Enfin le sol repose sur la roche-mère non altérée (D ou R)

On décrit ainsi un profil pédologique si l'on privilégie des processus d'évolution des sols et un profil cultural si l'on privilégie l'observation du profil racinaire d'une culture. En réalité il est souvent opportun de coupler les deux.

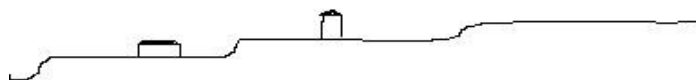
5.2 Variabilité horizontale : toposéquence

En raison du relief, il existe aussi des circulations latérales qui peuvent être considérables. Elles donnent lieu à une différenciation latérale des sols. Prenons l'exemple d'un sol lessivé en pente : l'érosion et le colluvionnement laissent apparaître une série de profils différents.



5.3 Variabilité dans le temps : chronoséquence

En fonction de l'âge, des dépôts de sols développés selon un processus analogue peuvent présenter les différentes étapes correspondant à l'évolution de ces sols. Un bon exemple est celui des terrasses du valentin :



5.4 Variabilité selon le climat

Les sols évoluant selon les climats, il est possible de trouver sur un espace restreint des sols ayant connu des climats différents. Un exemple est donné par l'évolution des sols sur roche volcanique de l'île de la Réunion. Selon l'altitude, le régime des pluies change de manière très importante en quelques kilomètres :

- 2000 à 3000 mm au sommet avec des andosols très hydratés
- à mi-pente des sols retenant beaucoup moins d'eau
- en bas de pente avec 1000mm, on a des sols bruns

5.5 Géoséquence

Ex granite/calcaire à Crussol



5.6 Bioassociations

Profil MO/Forêt avec effets racines/litière très différents

6 Classification & variété des sols

6.1 Systématique des sols : *classifications ou référentiels?*

Aujourd'hui il existe, de part le monde, plusieurs types de classification des sols (FAO-UNESCO, US Soil Taxonomy, DBG, WRB, classification CPCS, etc...). Dans un souci d'harmonisation des pratiques et d'une meilleure compréhension des pédologues entre eux, une rénovation des méthodes de classification a été entreprise à l'échelle internationale depuis 1992.

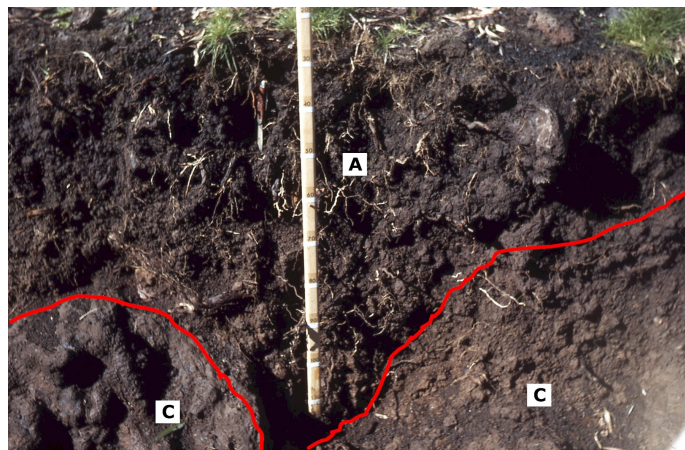
En France, en 1967, la Commission Pour la Classification des Sols (CPCS), sous l'impulsion de Philippe DUCHAUFOR, établit une **classification** dont la clé de détermination tient compte du **processus pédogénétique dominant** dans le profil (décarbonatation, brunification, lessivage, podzolisation, mélanisation, vertisolisation, ferrallitisation, engorgement, etc...). Par ailleurs, les sols sont classés en **deux grandes classes** selon leur degré d'évolution (potentiel ?) : **peu évolués** et **évolués**. Cette classification qui a été enseignée jusqu'à ces dernières années est encore la plus largement utilisée sur le terrain. A deux reprises, en 1992 puis en 1995, sous l'impulsion de l'INRA et de l'AFES (Association Française pour l'Etude du Sol), la méthode de classifications des sols a été rénovée pour être harmonisée au moins à l'échelle européenne. Ainsi est né le Référentiel Pédologique (RP) et le Grand Ensemble de Références (GER). Cette nouvelle systématique s'appuie sur la reconnaissance *in situ* (sur le profil) d'horizons de référence (HR) dont la succession permet de rattacher un solum à une Référence (voir illustration ?1). Pour information, on recense aujourd'hui 70 horizons de référence et plus de 102 références de sols qu'il, vous faudra connaître en plus de l'ancienne méthode CPCS... De manière pragmatique, la reconnaissance de ces horizons se fait selon :

- les caractères morphologiques (texture, structure, couleur),
- des données analytiques (pH, S/T, CEC, densité),
- signification (ou logique) pédogénétique.

Un **horizon de référence** n'est jamais à lui **seul** un **critère de classification** pertinent. Par ailleurs, le RP faisant souvent appel à des données analytiques obtenues seulement après analyse au laboratoire, il n'est pas toujours d'une utilisation facile pour le forestier de terrain qui a encore du mal à évaluer de manière sensorielle certains paramètres (granulométrie précise très précise, taux de saturation, concentration en cations et anions, valeur de pH précise...). Contrairement à une classification, un **référentiel** est un **système souple** qui supprime, ou en tout cas, simplifie la hiérarchie des unités taxonomiques : seuls les types de sols fondamentaux qui servent de références (GER) sont décrits avec précision. La difficulté d'appliquer un tel système vient du fait qu'un **sol** est souvent le résultat d'une **conjugaison de processus** qu'il convient alors de **classer** par **influences croissantes** dans le sol.

6.2 Variété des sols : un aperçu autour du monde...

6.2.1 Andosol



Auteur(s) : Alain Ruellan

Date : 21 août 1971

Lieu : Australie du Sud

Climat : Méditerranéen subhumide

Andosol

Les traits en rouge symbolisent la limite séparant les horizons A et C

Le sol est de type A / C.

L'horizon A, organo-minéral, est finement structuré.

L'horizon C est du basalte altéré.

Le sol est peu différencié.

Dénomination WRB : Andosol

Hauteur de la coupe : 100 cm

Un **andisol**, ou *andosol*, est un sol [humique](#) peu évolué de montagne comportant :

- un horizon supérieur riche en [matière organique](#) ;
- un roche mère d'origine volcanique.

On trouve ce type de sol en [Auvergne](#). De par son origine volcanique, l'andisol est riche en silicate d'aluminium amorphe (non-cristallisé), l'ion Al^{3+} combiné avec la matière organique forme un complexe stable qui bloque son évolution ([allophane](#)). C'est un sol **très fertile**. De plus le matériau originel est meuble et très poreux, il présente donc : des conditions favorables à l'enracinement, une bonne réserve hydrique, et se travaille très bien.

6.2.2 Chernozem



Auteur(s) : Alain Ruellan

Date : 24 août 1971

Lieu : Ukraine

Climat : continental froid

Chernozem

A : horizon organo-minéral, noir, à structure grenue et grumeleuse fine.

Bca : horizon d'accumulation de calcaire, blanc, à structure polyédrique et prismatique.

C : roche-mère (loess) altérée, brun, à structure continue, massive.

Le sol est moyennement différencié.

Dénomination WRB : Chernozem

Hauteur de la coupe : 200 cm

Cette terre noire contient un fort pourcentage d'[humus](#) — 3% à 15%, riche en [acide phosphorique](#), [phosphore](#) et [ammoniaque](#). Elle est très épaisse, souvent plus de 1 m, et jusqu'à 6 m en [Ukraine](#). Elle est très fertile et ne nécessite pas d'engrais. Pour cette raison, elle est souvent considérée comme le meilleur [sol](#) pour l'agriculture.

L'horizon de surface (Ah, car riche en humus), est caractérisé par une couleur très noire, une structure grumeleuse, et une porosité importante (70%). Il contient une grande quantité de calcium, et son pH est élevé. Il est riche en cations biogènes. Le chernozem a des propriétés d'isohumisme, c'est-à-dire que l'humus s'incorpore profondément grâce au type de végétation herbacée, dont le réseau racinaire peut d'enfoncer jusqu'à une profondeur de 2 mètres. La restitution de la matière organique est faite principalement à partir de la décomposition des racines. C'est pour cette raison que l'horizon humifère, la « terre noire », peut atteindre 1 mètre de profondeur. La quantité de matière organique, donc de carbone, diminue avec la profondeur. L'humification de la matière organique est favorisée par le rapport C/N (carbone/azote) peu élevé. Néanmoins la matière organique est plus humifiée que minéralisée car les conditions climatiques des zones de terres noires impliquent une activité bactériologique réduite et un temps de minéralisation important de la matière organique. Cela implique une évolution de la matière organique en "mull tchernozémique", c'est-à-dire un type de matière stable qui est peu sujet à la dégradation. Il faut aussi signaler l'homogénéité de l'horizon de surface, favorisée par un brassage important dû principalement aux rongeurs. Leurs galeries dans l'horizon inférieur, le Cca, sont après abandon comblées par l'humus de surface et forment des taches très noires, les "crotovinas". Le brassage des horizons minimise également la possibilité d'apparition d'un horizon Bt, horizon enrichi par des migrations d'argile.



L'horizon inférieur (Cca, matériau parent modifié, calcique), est caractérisé par la présence de "poupées de lœss" et de pseudo-mycélium formés par la précipitation du carbone. Mais il n'y a pas de couche carbonatée indurée.

6.2.3 Sol ferrallitique



Auteur(s) : Alain Ruellan

Date : 8 janvier 1974

Lieu : Cameroun

Climat : Tropical humide

Sol ferrallitique

On distingue :

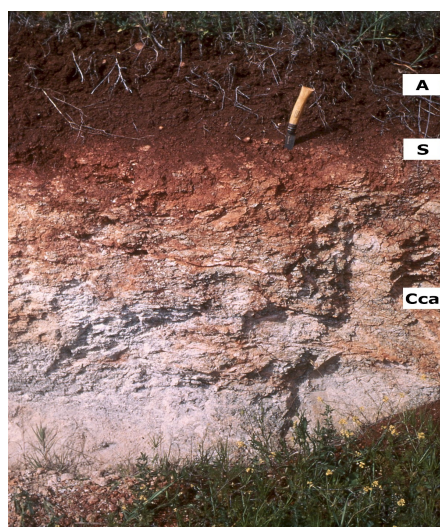
- un horizon A, organo-minéral, un peu plus sombre, peu épais ;
- un horizon Sk, d'altération à structure pédologique, riche en argile kaolinite, rouge ;
- un horizon C, d'altération à structure géologique, hydromorphe, blanc tacheté puis rouge.

Ce sol est moyennement différencié ferrallitique.

Dénomination WRB : Ferralsol

Hauteur de la coupe : une quinzaine de mètres

6.2.4 Sol fersiallitique



Auteur(s) : Alain Ruellan

Date : 10 mai 1974

Lieu : Espagne

Climat : Méditerranéen semi-aride



Sol fersiallitique, rouge méditerranéen

Sol moyennement différencié sur diorite.

L'horizon S (d'altération à structure pédologique) est argileux, à structure polyédrique fine bien développée, de couleur rouge (le sol est régulièrement humidifié mais est très bien drainé = le fer est sous forme d'hématite).

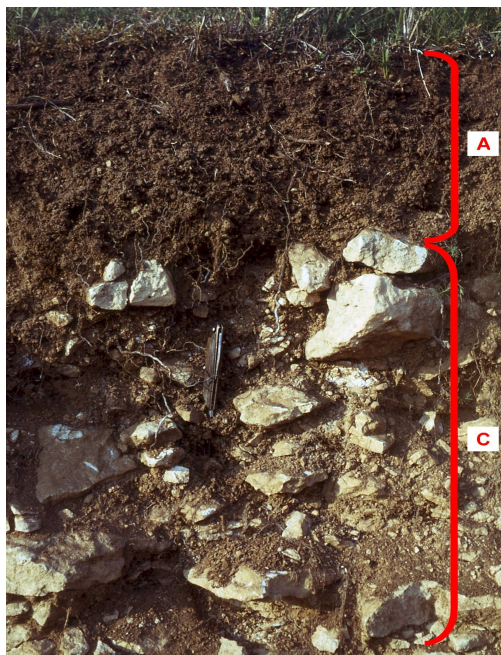
L'horizon Cca est de la diorite altérée enrichie en calcaire.

Dénomination WRB : Cambisol

Hauteur de la coupe : 120 cm

'Regards sur le sol' p.148

6.2.5 Rendzine



Auteur(s) : Alain Ruellan

Date : 14 juin 1973

Lieu : France, Charentes

Climat : tempéré

Rendzine : structures et porosités

Horizon A = organo-minéral. La structure en agrégats est fragmentaire arrondie : association d'agrégats fins, grenus et grumeleux. La porosité est équilibrée, régulière : il n'y a pas de discontinuité entre les porosités intra et inter agrégats. C'est un milieu accueillant pour les racines. La structure arrondie, finement grenue et grumeleuse, de cet horizon organo-minéral est due, principalement, à trois facteurs : la matière organique, une forte présence de calcium, l'activité biologique.

Horizon C = horizon d'altération d'une roche calcaire.

Il s'agit d'un sol peu différencié.

Dénomination WRB : Calcisol

Hauteur de la coupe : 100 cm

'Regards sur le sol' p.86, 93, 105, 133

7 Les sols :un patrimoine en danger

Plusieurs dangers pèsent sur le sol, mettant en péril les fonctions que la pedosphere assure au sein de la planète ; la plupart sont causés par l'action de l'homme. Un sol peut se dégrader de 3 façons :

- Une réduction de masse et de volume des sols par érosion.



- Une diminution de la fertilité physique, chimique et biologique. Cela peut provenir d'un prélèvement excessif de minéraux par la production végétale sans assez de restitutions, d'une compactation, d'un déficit de matières organiques, d'une acidification...
- Une accumulation de polluants, pouvant affecter la croissance des végétaux et les êtres vivants du sol. Citons les sels solubles (causant une hausse de la salinité) des ions H^+ (acidification) et des polluants provenant de l'activité industrielle et de l'agriculture. Ces derniers polluants peuvent être minéraux (métaux lourds) ou organiques (hydrocarbures, pesticides...)

7.1 L'érosion

L'érosion des sols se développe lorsque les eaux de pluie, ne pouvant plus s'infiltrer dans le sol, ruissellent sur la parcelle en emportant les particules de terre.

Dans les zones agricoles, le ruissellement*¹ lié à de fortes précipitations entraîne le départ de terre par érosion, de façon insidieuse en emportant les éléments fertiles du sol, ou de façon spectaculaire en creusant de profondes ravines. Or le sol est une ressource naturelle non renouvelable à l'échelle de temps historique. La prise en compte de l'érosion des sols dans une politique environnementale et agricole durable représente donc une priorité car elle revêt un caractère **d'irréversibilité**. L'érosion

provoque des dégâts aux terres agricoles mais a aussi des conséquences au-delà du sol lui-même, puisqu'elle entraîne une dégradation de la qualité des eaux et le déplacement de sédiments qu'il faut ensuite gérer. Elle est aussi souvent à l'origine de « **coulées boueuses** » qui peuvent entraîner des dégâts importants faisant l'objet de demandes d'indemnisations des particuliers ou des collectivités, au titre des catastrophes naturelles.



Auteur(s) : Alain Ruellan

Date : 6 septembre 1981

Lieu : Brésil, Amazonie, Tocantins

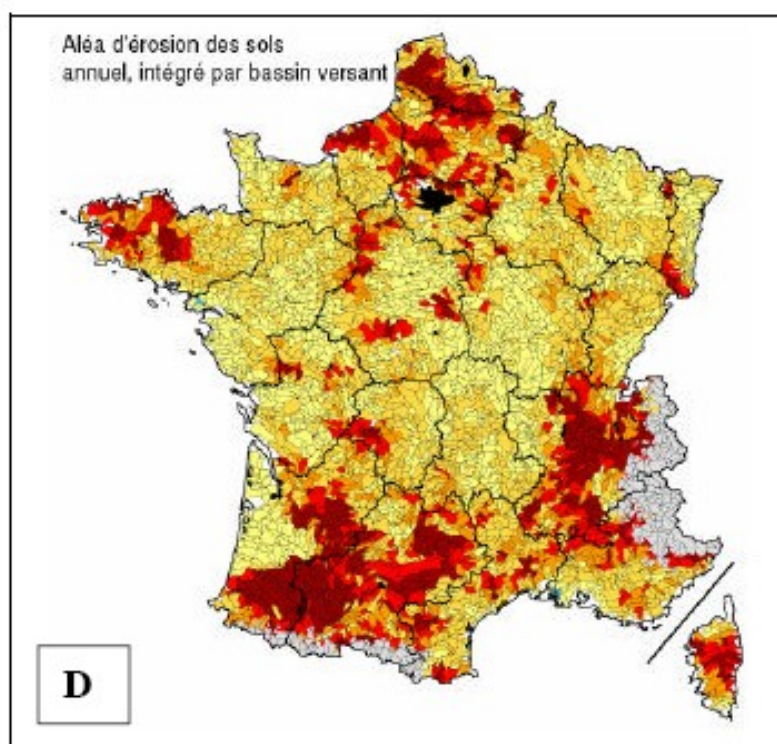
Climat : tropical humide

Amazonie : front pionnier agricole

Destruction de la forêt par le feu. On va semer du riz, du manioc ou du maïs.

'Regards sur le sol' p.23





-  Aléa très faible
-  Aléa faible
-  Aléa moyen
-  Aléa fort
-  Aléa très fort
-  Zones urbanisées
-  Zones de haute montagne
-  Zones humides
-  Pas d'information



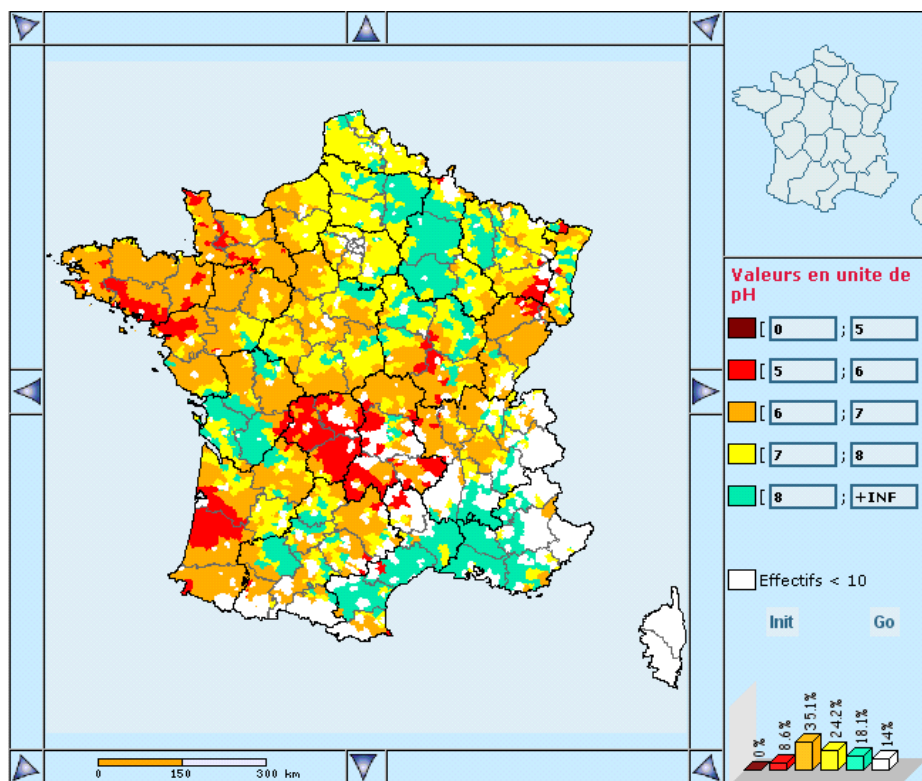
7.2 Acidification

L'acidification des sols est un phénomène naturel, qui affecte plus particulièrement les sols sans réserve de CaCO_3 . Certaines interventions de l'homme accentuent le phénomène : effet acidifiant de certains engrais, azotés notamment.

La carte de France ci dessous représente les valeurs de pH des sols :

En jaune et turquoise, les sols basiques à réserve importante en CaCO_3

En orange, rouge et brun, les sols sensibles à l'acidification.



7. 3 Diminution des taux en MO

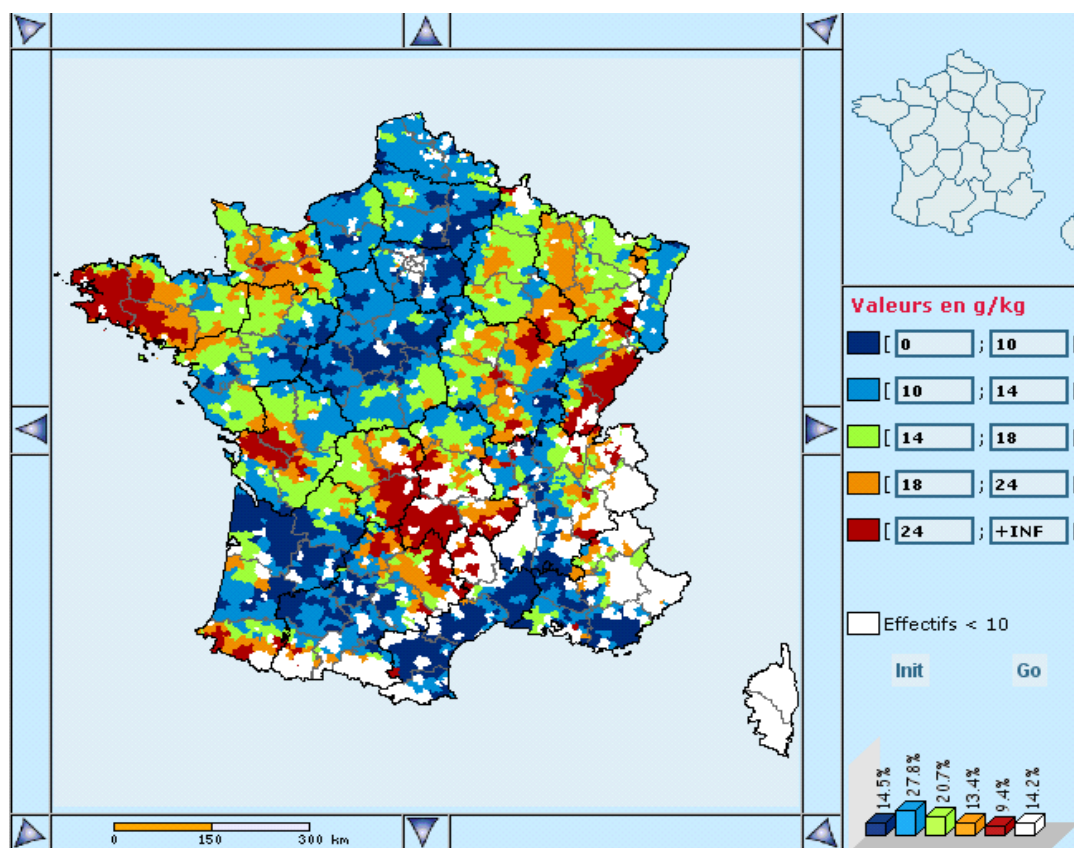
La mise en culture des sols entraîne en général une diminution de teneurs en MO, car le bilan devient déficitaire entre les entrées et les sorties (car, par rapport aux écosystèmes naturels, une partie de la biomasse est exportée sous forme de récolte).

Ce sujet est problématique tant les matières organiques possèdent des propriétés intéressantes pour les sols : parmi les principales, citons la rétention en eau, la structuration du sol par agrégation, la capacité d'échange en minéraux...

La carte de France ci dessous représente les valeurs de MO des sols :

En bleu et vert, les sols à faibles teneurs en MO (<1,8%)

En orange, rouge , les sols sensibles à teneurs plus élevées (>1,8 %).



7.4 Pollutions

7.4.1 Pollution en éléments traces métalliques

Les ETM sont des éléments traces métalliques. On dit 'trace' car ils sont présent, en général, naturellement à des très faibles teneurs dans les sols. C'est ce que l'on appelle le 'fonds géochimique naturel'.

Cependant l'activité humaine engendre des flux d'ETM vers les sols qui 'accueillent' donc ces éléments en les stockant.

	Elément							
	Cd	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Se	Zn
tonnage annuel	2,7	40,1	167,6	1,4	19,1	66,7	3,7	462,1

Flux annuel estimé d'ETM en tonne sur les sols agricoles français (Robert et Juste, 1997)

Ce premier document est une estimation du flux total d'ETM vers les sols français, toutes sources confondues (boues de station, engrais, retombées atmosphériques ...)



	Elément							
	Cd	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Se	Zn
Flux (g/ha/an)	8,4	125	524	4,4	61	208	11,6	1 444

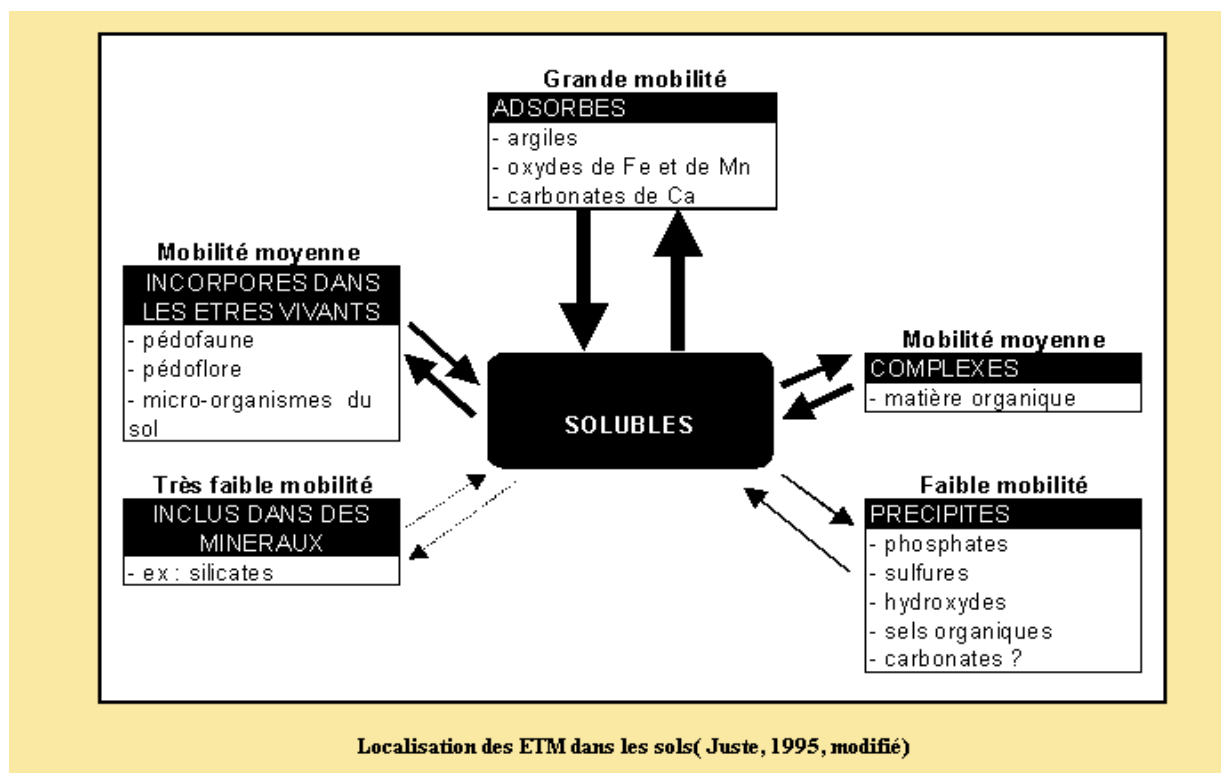
Flux annuel d'ETM sur les sols récepteurs de boues (Robert et Juste, 1997)

Les boues sont une des sources principales d'ETM, notamment pour le Cuivre (Cu) et le Zinc (Zn).

Source	Elément			
	Cu	Zn	Cd	Pb
Total (10^3 t)	216	760	20	382
Déchets agricoles	55%	61%	20%	12%
Déchets urbains	28%	20%	2%	19%
Engrais	1%	1%	38%	10%
Retombées atmosphérique	16%	18%	40%	68%

Contribution des différentes sources à l'enrichissement moyen annuel des terres émergées en ETM (Feix et Wyart, 1998)

D'autres sources sont importantes : les engrais pour le Cadmium (Cd), les retombées atmosphériques pour le plomb (Pb).



Dans le sol, les ETM, se trouvent sous différentes formes, avec des mobilités (capacités à passer sous d'autres formes) plus ou moins importantes.

7.2.2 Pollution en molécules organiques de synthèse (hydrocarbures, produits phytosanitaires)

7.2.3

-Les PCB



- **Les polychlorobiphényles (PCB)**, dont la production industrielle débuta dans les années 30 pour leur utilisation dans des encres d'imprimerie et dans les peintures. Ils ont été très utilisés comme isolants dans des transformateurs électriques fluides en raison de leur stabilité thermique élevée. On les trouve dans la plupart des boues de station d'épuration à des concentrations moyennes comprises entre 0,4 et 10 mg •PCB kg⁻¹ (Alcock et Jones, 1993 ; Jauzein et al., 1995 ; Beck et al., 1995). L'arrêt de leur production industrielle est pratiquement effective depuis 1977. En France, un décret du 2 Février 1987 interdit le rejet de PCB dans les sols et les eaux. Cependant, l'élimination des anciens résidus demeure un problème non entièrement résolu.

- Les HAP

- **Les hydrocarbures aromatiques polycycliques (HAP)** sont formés par la fusion de plusieurs noyaux benzéniques. Ces composés peuvent être d'origine naturelle et sont présents dans des combustibles fossiles à des concentrations importantes. Ils se forment à des températures entre 500 et 700 °C, par exemple, lors de la cokéfaction du charbon et la pyrolyse ou la mauvaise combustion des combustibles fossiles ou du bois. Les incendies de forêt constituent une source importante en milieu non urbain. Les principales sources en milieu urbain sont l'émission lors de la combustion des carburants de véhicules ou du chauffage. Ils peuvent être trouvés à des concentrations élevées dans des cendres d'incinérateurs et de certaines centrales électriques. Les HAP constituent une pollution de fond de la plupart des boues de station d'épuration, dont la concentration moyenne se situe entre 15 et 50 mg •HAP kg⁻¹ (Wild et Jones, 1992 ; Jauzein et al., 1995 ; Beck et al., 1995). Le benzo- [a]-pyrène (BaP) est particulièrement toxique avec une action carcinogène à des doses très faibles.

- Les dioxines



- **Les polychlorodibenzo-dioxines (PCDD) et polychlorodibenzo-furanes (PCDF)** produits par des phénomènes thermiques principalement à partir de produits organiques chlorés, par exemple, lors de l'incinération de déchets ou de résidus organiques et de la combustion d'essences plombées utilisant des dégrasants chlorés. Des PCDD et PCDF sont aussi formés au cours du blanchissement du papier par chloration ou de la synthèse de composés organiques avec des impuretés à base de chlorophénols. D'autres sources d'émission sont les fonderies et les installations sidérurgiques.

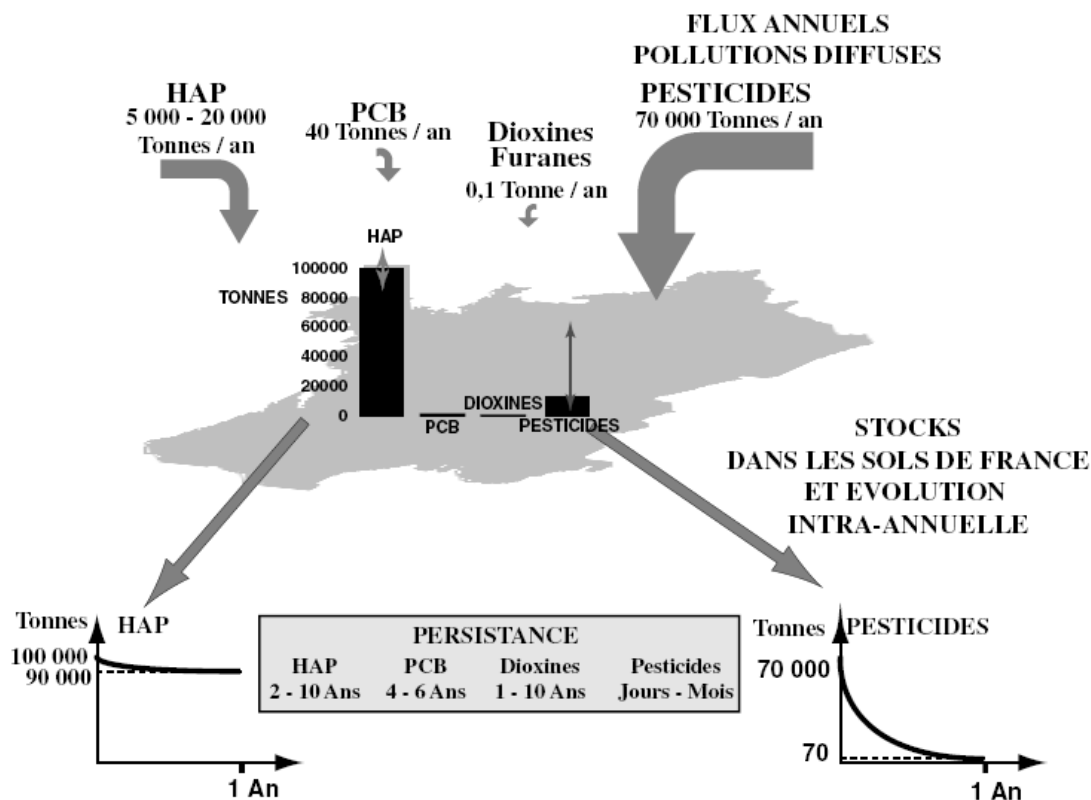
- les COV

- **Les composés organiques volatils (COV)** qui sont des composés contenant du carbone et présentant une pression de vapeur supérieure à 0,13 kPa. Ils sont présents dans des combustibles et dans des fumées, mais les principales sources de pollution sont liées à des activités industrielles (décaissage de pièces métalliques dans la métallurgie, fabrication d'adhésifs, nettoyage de vêtements). Les hydrocarbures aliphatiques halogénés de faible poids moléculaire utilisés comme solvants, en particulier, le 1,1,1-trichloroéthane, le tétrachloroéthylène et le trichloroéthylène, sont des polluants particulièrement répandus. Les composés aromatiques volatils, tels que le benzène, le toluène, les éthylbenzènes et les xylènes (**BTEX**), sont des constituants caractéristiques des pollutions par des combustibles dérivés du pétrole.

- les pesticides (= produits phytosanitaires)

Pour une majeure partie ce sont des molécules organiques, qui peuvent pour certains être stockés dans le sol, sur la forme d'origine ou sous forme de métabolites.

Ces différents composés organiques représentent des flux plus ou moins importants et aussi des capacités à se stocker à plus ou moins long terme dans le sol :

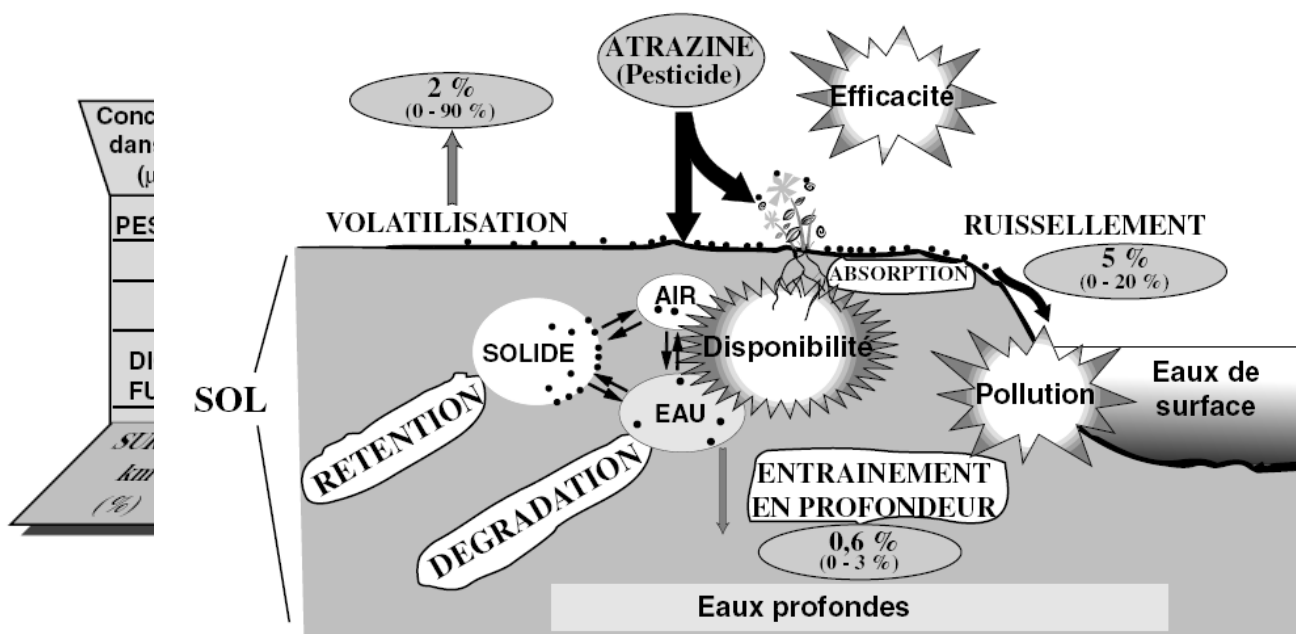


Ce document présente les flux annuels, les stocks dans les sols et la durée de persistance moyenne de ces différents composés dans le sol :

- le flux le plus important concerne les pesticides
- le stock le plus important concerne les HAP, car même si le flux est inférieur aux pesticides, la persistance est supérieure (cependant, quelques pesticides comme le DDT, l'atrazine ont des durées de persistance importants)

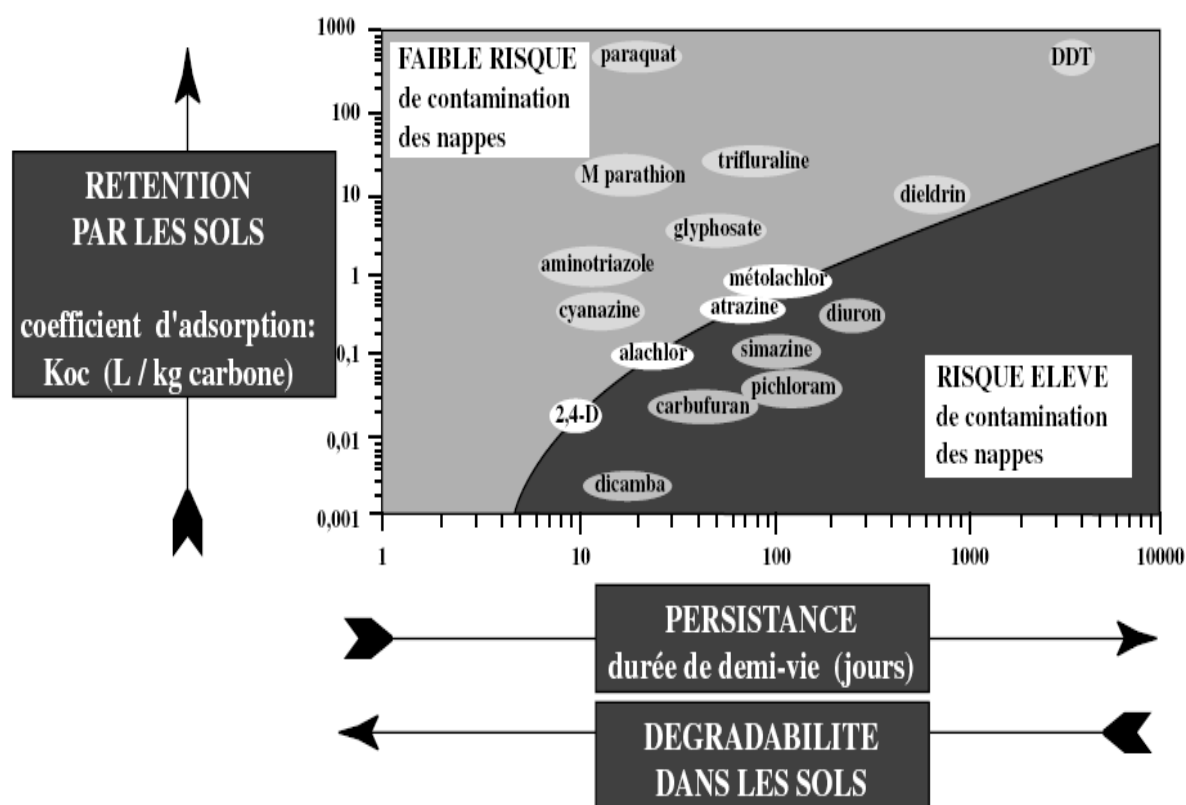
Il
le
da
es

15





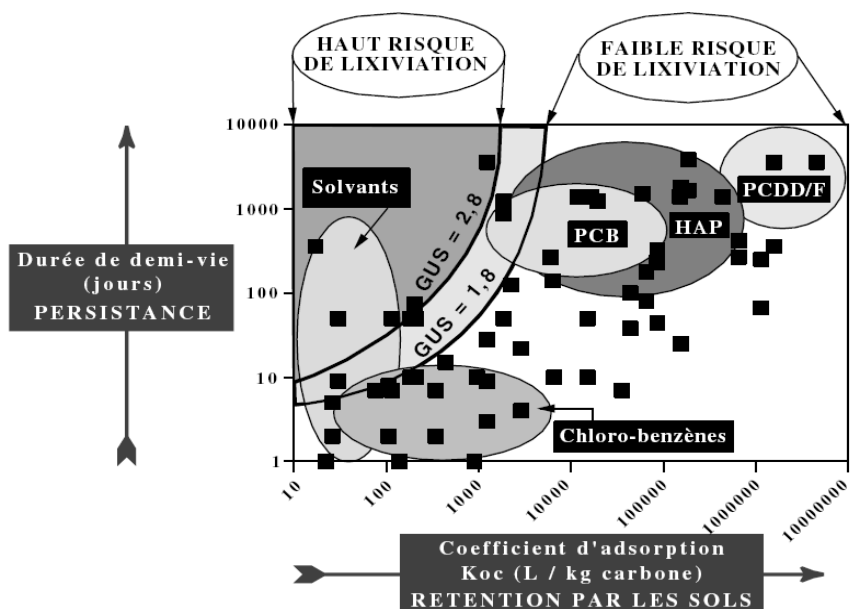
Ce schéma illustre les différentes voies d'évolution d'un pesticide après application au champ (ici l'atrazine, herbicide). Le sol n'est pas le seul compartiment de l'écosystème terrestre impacté : l'atmosphère l'est aussi par volatilisation, les eaux le sont par ruissellement (eaux de surfaces) et par entraînement en profondeur (eaux profondes = nappes).



Le risque d'un pesticide peut être évalué par 2 caractéristiques :

- sa capacité à être adsorbé dans le sol (moins un pesticide est adsorbé, plus il représente un risque de pollution des nappes)
- sa persistance dans le sol (moins il est persistant, plus il est dégradé)

Ces mêmes caractéristiques peuvent être appliquées aux autres polluants organiques :





7.5 Diminution des teneurs en éléments fertilisants (P,K...)

Certains sols sont mis en culture sans apports d'éléments fertilisants (minéraux ou organiques), en quantité suffisante pour compenser les exportations. Dans ces cas, les teneurs trop faibles dans ces éléments diminuent la fertilité chimique du sol et sa capacité à produire.

7.6 Compactation

La mise en culture des sols engendre très souvent des diminutions de porosité des sols, qui peuvent résulter de dégradation des structures, tassements, battance.

7.7 Diminution de l'activité biologique

L'activité biologique peut être décrite en quantité (biomasse vivante) et en diversité.

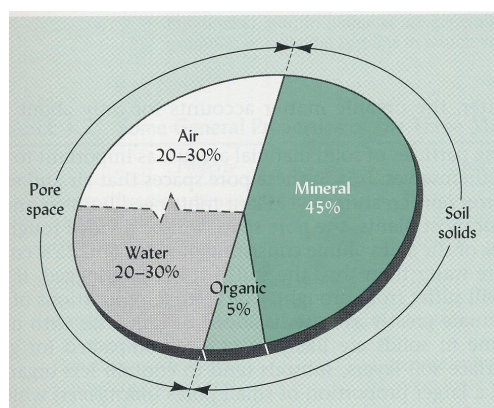
Tant du point de vue microbien que de la faune du sol, les pratiques culturales (travail du sol, intrants) peuvent avoir des impacts très significatifs sur cette activité.



Chapitre 1 : caractéristiques et propriétés physiques des sols

1. Le sol est un mélange de plusieurs phases : solide, liquide, gazeuse

Ce qui pourrait passer pour un matériau homogène, se révèle, à la loupe, un mélange de "grains" durs, d'eau, d'air, d'êtres vivants ou morts et d'humus. On peut donc décrire le sol comme un système polyphasique. Il comprend :



Répartition moyenne en% des différentes phases du sol (*in 'The Nature and Properties of soils', 1999*)

- Une phase solide comportant les minéraux et les substances organiques inertes, mais aussi les êtres vivants
- Une phase liquide, quasi exclusivement aqueuse qui outre l'eau, contient l'ensemble des substances et gaz dissous qui jouent un grand rôle dans les fonctions du sol (nutrition, réservoir et filtre de certains éléments...)
- Une phase gazeuse en équilibre avec la phase liquide. Elle constitue 'l'air' du sol, dont la composition est assez différente de celle de l'air atmosphérique, avec lequel il existe de nombreux échanges. La teneur en CO₂ est notablement plus élevée (0,5 à 5%) contre 0,035% dans l'atmosphère. En contrepartie, la teneur en oxygène est parfois plus basse, mais nécessaire à la respiration des organismes vivants dans le sol (racines, champignons, vers de terre, etc...) . Elle est en outre pratiquement toujours à vapeur saturante pour la vapeur d'eau .

2. Les éléments constitutifs de la phase solide du sol

2.1 Les éléments minéraux

Ils proviennent de l'altération des roches, soit d'une façon mécanique (minéraux primaires) soit d'une façon chimique, avec transformations (minéraux secondaires : argiles, oxydes). L'ensemble des minéraux secondaires forme le complexe d'altération.

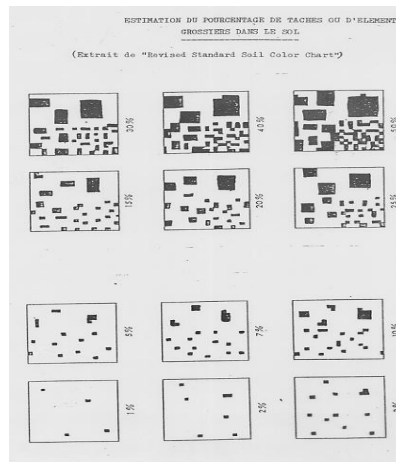
2.1.1 Les éléments grossiers

Ce sont les éléments > 2mm et on les classe par dimensions :

- ◆ 0,2 cm à 2 cm : graviers
- ◆ 2 à 5 cm : cailloux
- ◆ 5 à 20 cm : pierres
- ◆ > à 20 cm : blocs



Leur expression se fait en pourcentage, qu'on donne sur le terrain en fonction du volume et en laboratoire en fonction de la masse (sur un échantillon de sol, au laboratoire, on estime le % après passage au tamis de 2mm).



Grille d'estimation du % d'éléments grossiers (*in 'Revised Standard soil color chart'*)

Exercice : estimez, pour chaque horizon distingué sur ce profil de sol la teneur en éléments grossiers



Les conséquences agronomiques de la présence de ces éléments grossiers sont :

- ◆ une diminution de la réserve utile en eau du sol (dureté élevée)
- ◆ une augmentation de la réserve utile en eau du sol (si porosité... exemple : craie)
- ◆ une usure des pièces mécaniques des outils de travail du sol
- ◆ un développement racinaire difficile (si volume très élevé...)
- ◆ une protection contre l'évaporation (disposition horizontale...)
- ◆ un stockage d'énergie (effet d'inertie)

Les informations utiles concernant ces éléments grossiers :

- ◆ %, disposition dans le sol
- ◆ nature minéralogique, dimension, forme, dureté, porosité



2.1.2 La terre fine

La terre fine est la fraction de terre qu'il reste lorsqu'on retire les éléments grossiers (donc < 2 mm, au tamis). On peut classer les éléments de la terre fine par dimensions :

- ◆ de 2mm à 0,2 mm : sables grossiers
- ◆ de 0,2 mm à 50 μ m : sables fins
- ◆ de 50 μ m à 20 μ m : limons grossiers
- ◆ de 20 μ m à 2 μ m : limons fins
- ◆ < 2 μ m : argiles

Zoom sur... l'analyse granulométrique en laboratoire

Après avoir fractionné la terre délicatement et l'avoir faite passer au tamis 2mm pour déterminer le % d'éléments grossiers, la terre fine est d'abord passée dans une succession de tamis pour déterminer les fractions grossières, jusqu'à 50 μ m (sables).



Tamis



Après suppression des carbonates, des substances organiques et des possibles oxydes de fer (à cause de leur fonction liante), la fraction fine (< 50 μ m), est mise en suspension dans des tubes remplis d'eau. La méthode est basée sur la différence de vitesse de sédimentation entre les particules légères et les plus grosses; par application de la loi de Stokes, un échantillon est pipeté à différentes périodes et à différentes profondeurs de la suspension du prélèvement dans une éprouvette :

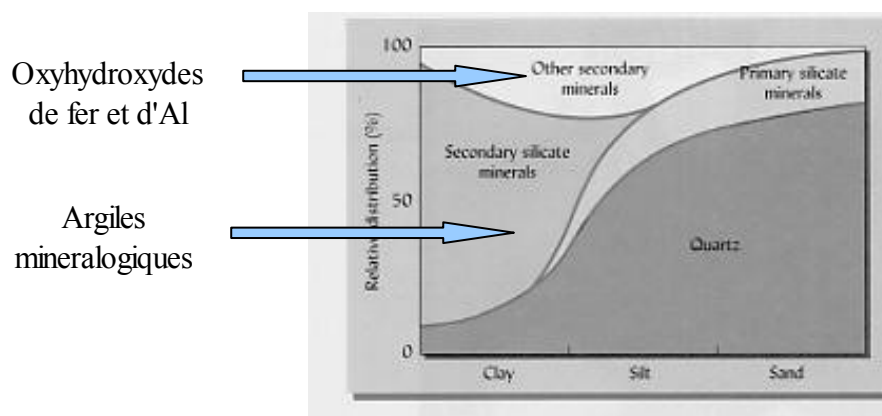




Puis la suspension pipetée est condensée et séchée et la pesée détermine le ratio de masse de la fraction.



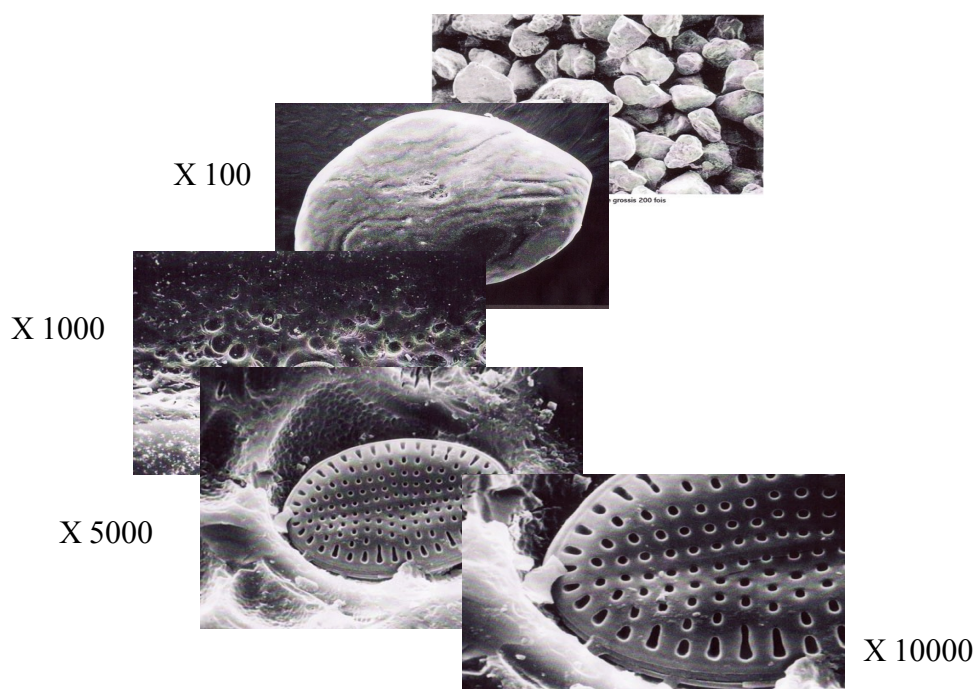
Ces différentes classes granulométriques représentent des natures minéralogiques différentes :



Nature minéralogique selon la dimension(in The Nature and Properties of soils, 1999)

2.1.2.1 Les sables et les limons

a. Nature



Ils constituent 'le squelette' du sol et sont constitués en majorité de minéraux primaires.



Les **sables** ne sont pas seulement des grains de quartz (SiO_2) mais aussi des grains de différentes composition minéralogique primaires (feldspath, micas, plagioclases, calcite...) et très peu de minéraux secondaires

Dans les **limons**, la part de quartz et de minéraux primaires diminuent, en faveur des minéraux secondaires, dont quelques silicatés .

b. Propriétés

D'un point de vue agronomique, ces fractions présentent les propriétés suivantes :

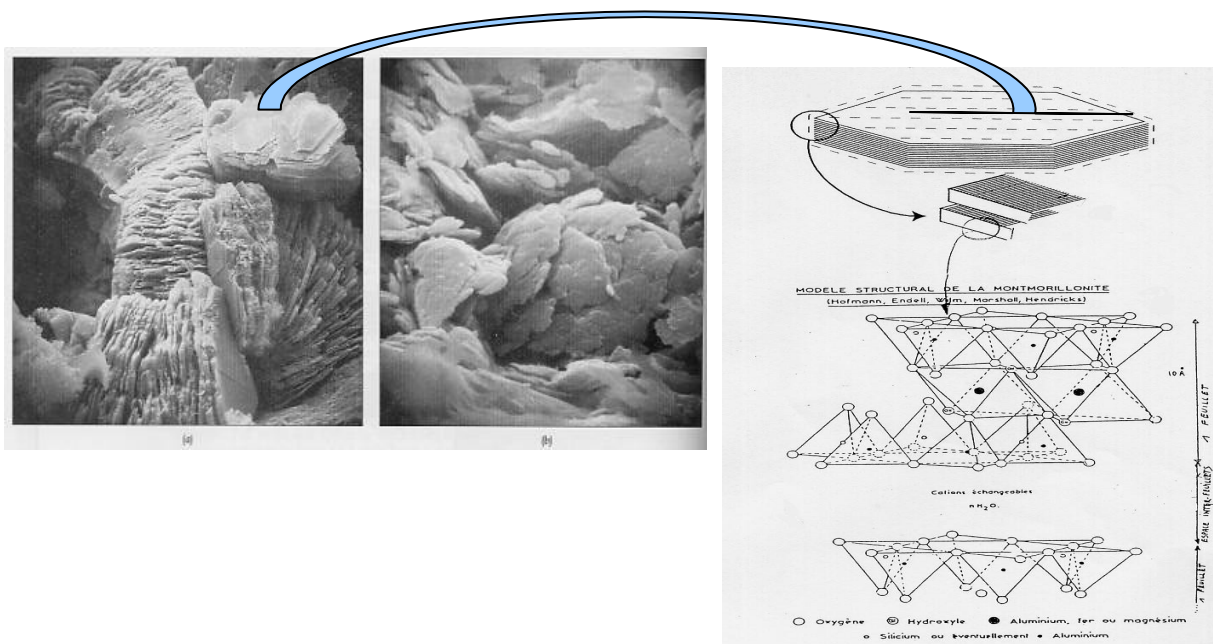
- ◆ ils ne sont pas réactifs (très peu chargés) et de ce fait, n'ont pas la capacité de retenir des ions minéraux nutritifs et de se lier avec d'autres particules du sol (argiles, MO, oxydes) On parle de matériaux inertes. Sur le long terme, ils constituent une réserve en minéraux après altération.
- ◆ Seuls les limons très fins ont suffisamment de charges pour pouvoir se lier avec de la matière organique
- ◆ Il ont très peu de propriétés rétensives vis à vis de l'eau (les sables encore moins que les limons)
- ◆ En quantité importantes ils vont permettre à un sol de se réchauffer plus vite au printemps surtout en ce qui concerne les sables (moins de rétention en eau, donc moins d'inertie pour le réchauffement)
- ◆ Ils permettent une facilité de travail par les outils (surtout les sables) mais en ayant un effet d'usure important (le quartz étant un minéral très dur et abrasif→ 'papier de verre')

2.1.2.2 Les argiles

On accorde 2 sens au mot d'argile : la notion de dimension des particules que l'on vient de voir (sens granulométrique) et un sens minéralogique (composition et organisation du minéral)

Les argiles granulométriques ne sont pas que des argiles minéralogiques (il y a aussi de la calcite très fine, du quartz, des oxydes de Fer...)

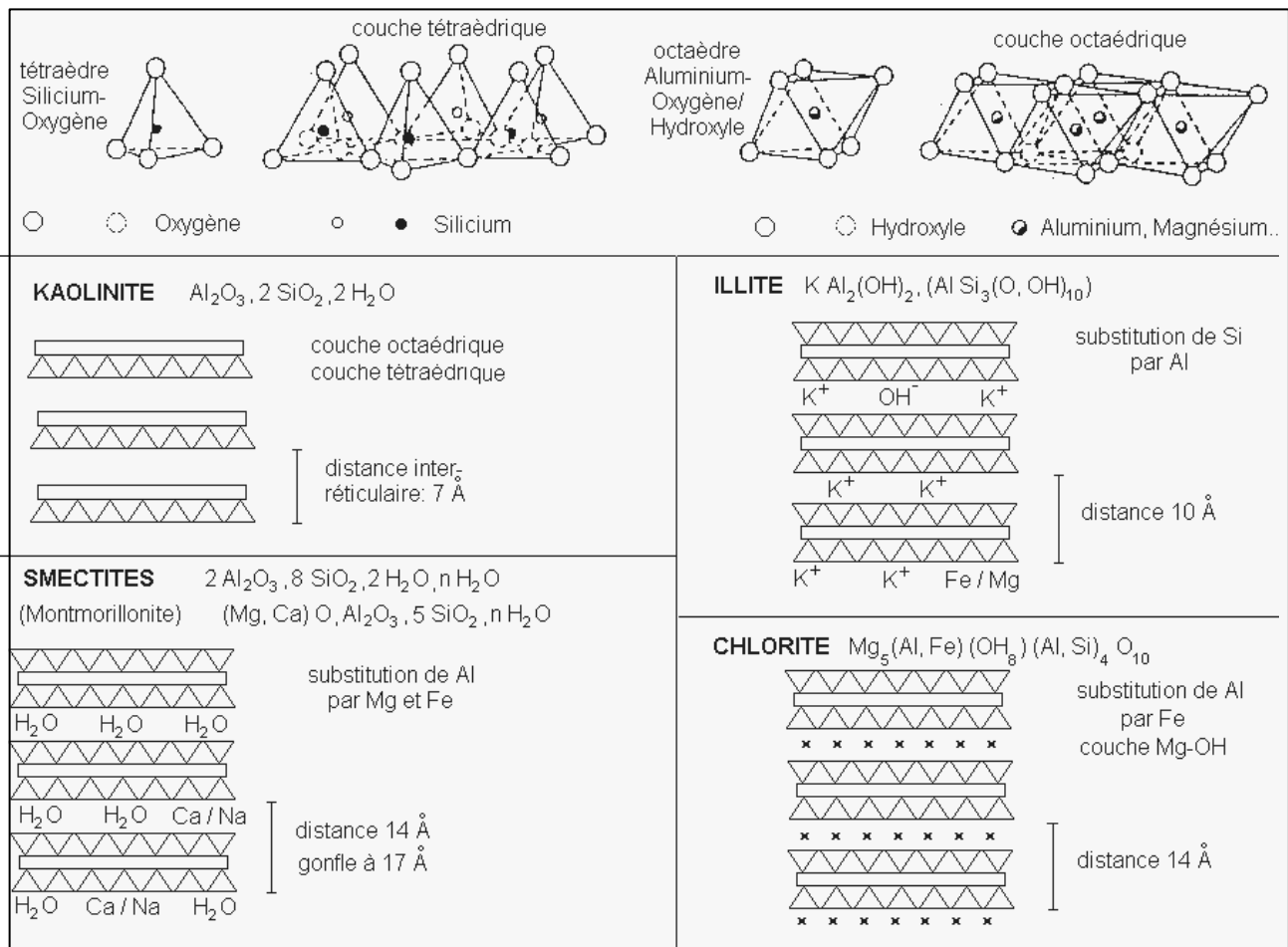
a. Nature



Ce sont des silicates d'alumine, plus ou moins hydratés, microcristallins à structure en feuillets. Ces feuillets sont constitués de couches de tétraèdres de silice et de couches d'octaèdres d'alumine.



Les différentes argiles sont en fait des agencements différents de couches d'octaèdres et de tétraèdres ; du plus simple (Kaolinite) au plus complexe (chlorite), les espaces entre feuillets, le nombres de charges négatives provenant de substitutions ioniques à l'intérieur des feuillets vont expliquer des différences de comportement vis à vis des ions minéraux nutritifs, des molécules d'eau...etc., à l'échelle microscopique mais aussi à la parcelle!!



Remarque : L'illite est l'argile la plus abondante en climat tempéré (50 % environ), suivi de la chlorite, des smectites et de la vermiculite; la kaolinite est plus rare. Au cours de l'évolution du sol, l'illite et la chlorite, minéraux hérités de la roche, peuvent se transformer en vermiculite et smectites

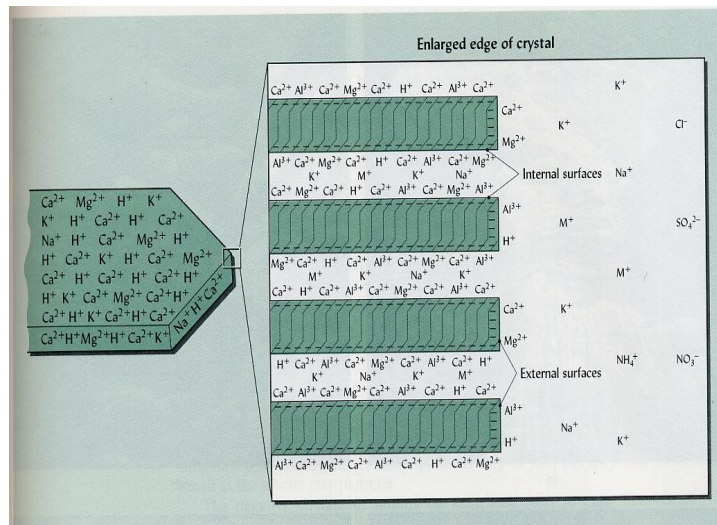
La vermiculite n'apparaît pas dans ce tableau. La couche octaédrique contient du Fe et du Mg. La vermiculite est proche des illites et chlorite mais montre des propriétés gonflantes.

b. Propriétés

- les argiles **sont globalement électronégatifs** (il existe quelques sites positifs aussi à leur surface) ; de ce fait ils sont réactifs, notamment avec une capacité à adsorber des ions positifs qui seront échangeables avec la solution liquide du sol.



Représentation des cations adsorbés à la surface des argiles (in *The Nature and Properties of soils*, 1999)



La quantité d'ions électropositifs qu'une argile peut adsorber est exprimée en meq/100 g (ou $\text{cmol}^+.\text{kg}^{-1}$) ; elle dépend de des surfaces internes et externes développées, de l'écartement entre les feuillets et du nombre de substitutions ioniques à l'intérieur des couches

Minéral	Surface interne (m^2/g)	Surface externe (m^2/g)	Surface totale (m^2/g)	C.E.C. (milliéquivalent/100g)
kaolinite	0	10-30	10-30	5-15
illite	20-55	80-120	100-175	10-40
smectites	600-700	80	700-800	80-150
vermiculite	700	40-70	760	100-150
chlorite	-	100-175	100-175	10-40

Surface spécifique et C.E.C. de quelques minéraux argileux (d'après MOREL).

Exercice : Calcul théorique :quelle quantité de calcium peut adsorber 100g d'argile de type smectite?

Pour un ion donné, $1\text{meq} = 1/1000 * \text{masse atomique/valence}$

Ca^{2+} ; masse molaire atomique = 40g/mol Prenons CEC illite = 25 meq/100g, $1\text{meq} = 1/1000 * 40/2 = 20 \text{ mg}$, donc 100g d'illites pourront adsorber $25 * 20 = 500 \text{ mg}$ de calcium

Remarque : une partie des charges des argiles est fixe, une autre (faible) est variable et dépend du pH

- les argiles ont des propriétés colloïdales : c'est une substance faite de particules très fines, non solubles dans l'eau qui y restent en suspension. Un colloïde peut être à l'état floculé ou dispersé.



Dispersed

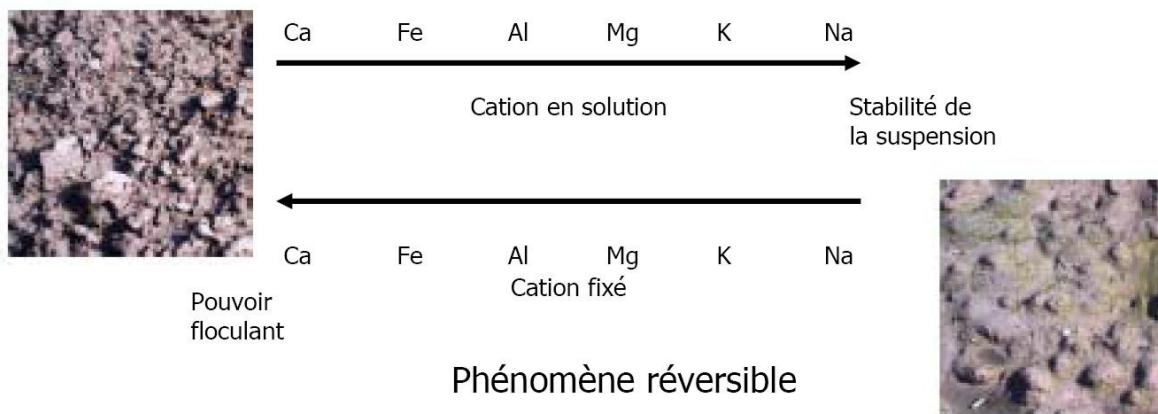


Flocculate

From Yaacov Kapiluto, Utah state university

Les argiles minéralogiques sont donc des colloïdes electronegatifs ; la floculation sera permise par la présence d'ions positifs : le Ca^{2+} est très floculant, le sodium Na^+ est dispersant. Cependant, dans les sols le Fer oxydé est l'élément de liaison le plus important.

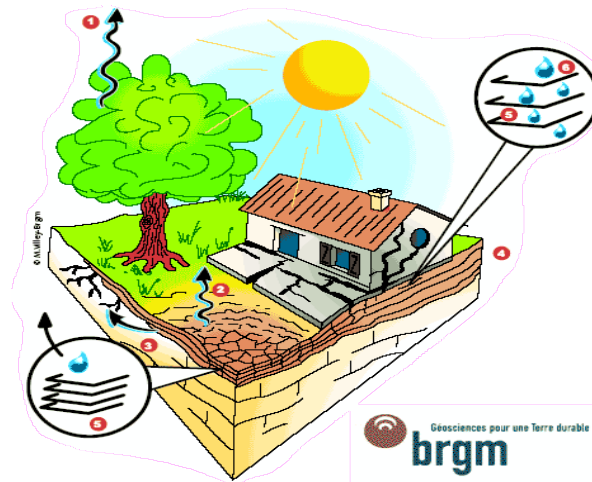
Floculation $\Leftrightarrow$ Dispersion



Dispersion: milieu sodique $\Leftrightarrow$ Floculation : milieu calcique

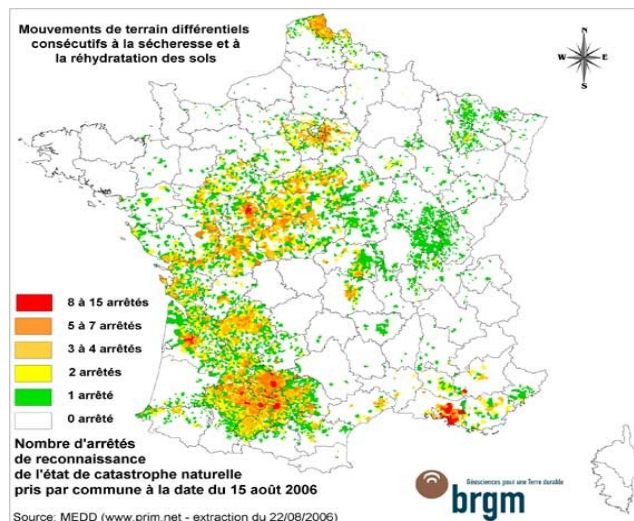
- **Les argiles ont la capacité de retenir des molécules d'eau** (entre feuillets ou à la surface des feuillets) ; c'est donc un composant du sol qui va permettre de constituer une réserve en eau, utilisable par la biologie du sol

- Certaines argiles (smectites-montmorillonites) **peuvent gonfler** en présence d'eau et se rétracter par dessiccation, à l'échelle microscopique (passage de l'écartement de 14 à 17 angström ; 1 angström = $1,0 \times 10^{-10}$ mètres) mais aussi à une échelle macroscopique...



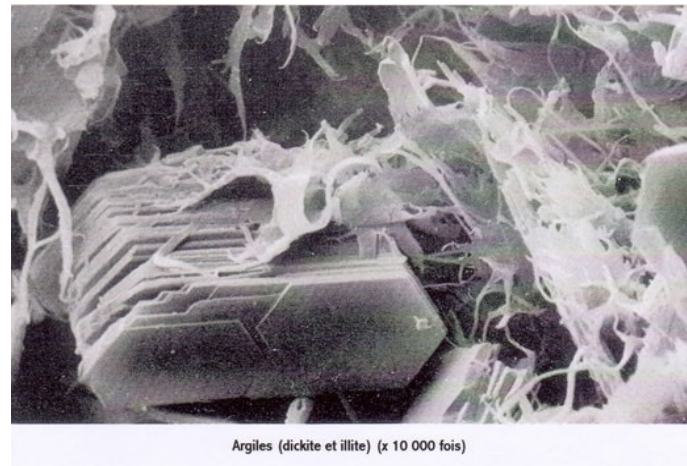
Légende du dessin

- (1) Evapotranspiration
- (2) Evaporation
- (3) Absorption par les racines
- (4) Couches argileuses
- (5) Feuilletés argileux
- (6) Eau interstitielle



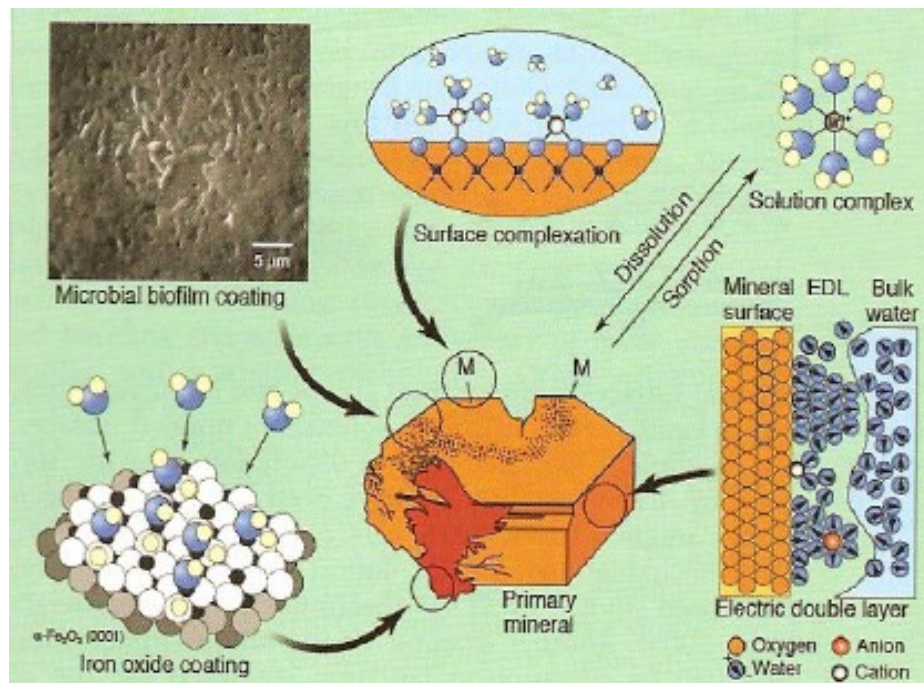
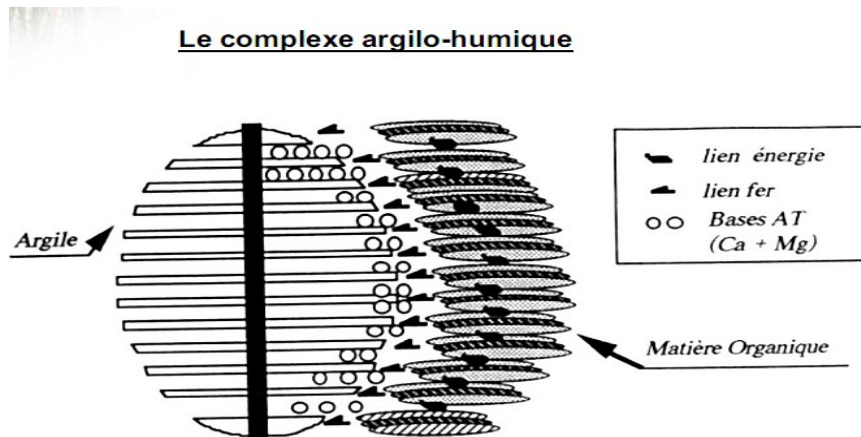
- Les argiles, en quantité importante **donnent des sols 'lourds'**, collant en présence d'eau, + difficiles, délicats à travailler ; comme ils retiennent + d'eau, ils se réchauffent + lentement au printemps

- Les argiles **vont pouvoir se lier à d'autres composants du sol** (composés organiques, carbonates, oxydes de fer...) grâce à des forces électriques (rôle des ions polyvalents, surtout le fer, renforcé par le calcium, le magnésium en pH alcalin ; l'Aluminiun joue ce rôle en pH acide) et orienter les propriétés physiques du sol (agrégation, structure, stabilité structurale, porosité...)



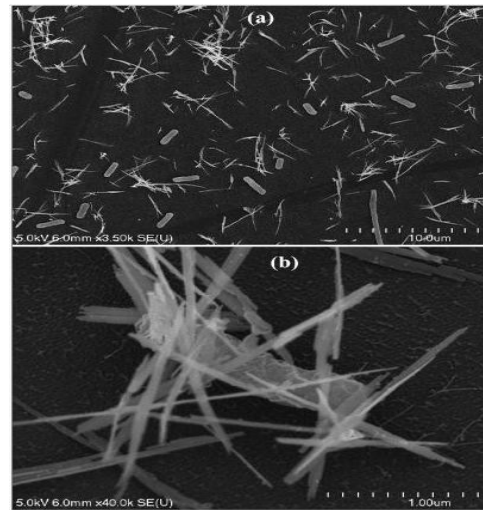
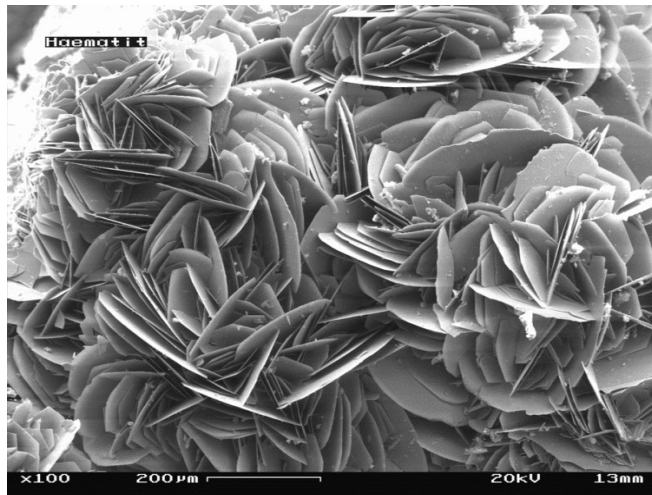
Argiles (dickite et illite) (x 10 000 fois)

Voici 2 représentations schématiques de ces liaisons Argiles/MO :



2.1.2.3 Les oxydes (oxyhydroxydes)

Ce sont surtout des oxydes de fer et d'aluminium dans le sol qui peuvent être de différentes tailles selon qu'ils sont cristallisés, amorphes (gels)

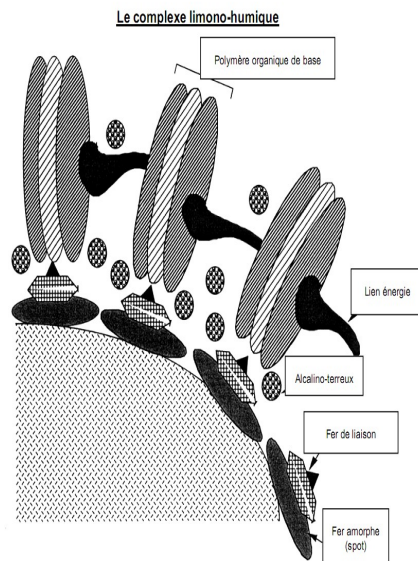


Ils ont la propriété de fixer des ions, comme les argiles, mais ils sont globalement électro positifs et donc adsorbent les ions négatifs (Phosphates PO_4^{3-} , HPO_4^{2-} , H_2PO_4^- , sulfates SO_4^{2-} , nitrates NO_3^- ...)

Ils vont participer à la capacité d'échange anionique (CEA) du sol, mesurée aussi en meq/100g.



Ils peuvent, sous forme amorphe, être à l'origine de liens entre limons fins et matière organique :



Ils ont la propriété de donner une couleur au sol : la goethite donne une couleur jaune et l'hématite une couleur rouge

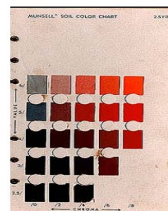


Sol tempéré contenant de la goethite



Sol tropical contenant de l'hématite

Extraits de la charte Munsell

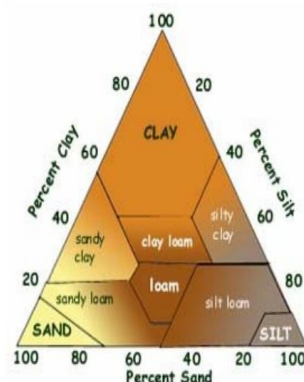


Sol hydromorphe (Fe^{2+})

2.2 Granulométrie de la terre fine et notion de texture

Nous avons vu qu'au laboratoire, la terre fine, débarrassée du calcaire et de la MO, peut être analysée dans le but de donner sa composition granulométrique : par un jeu de tamis, puis de tubes de sédimentation.

Avec les trois données en pourcentage des fractions argiles, limons et sables on peut, à l'aide d'un diagramme, définir la classe de texture du sol dont la terre a été analysée :



Exemple de triangle textural



En France le diagramme le plus utilisé est celui nommé GEPPA :

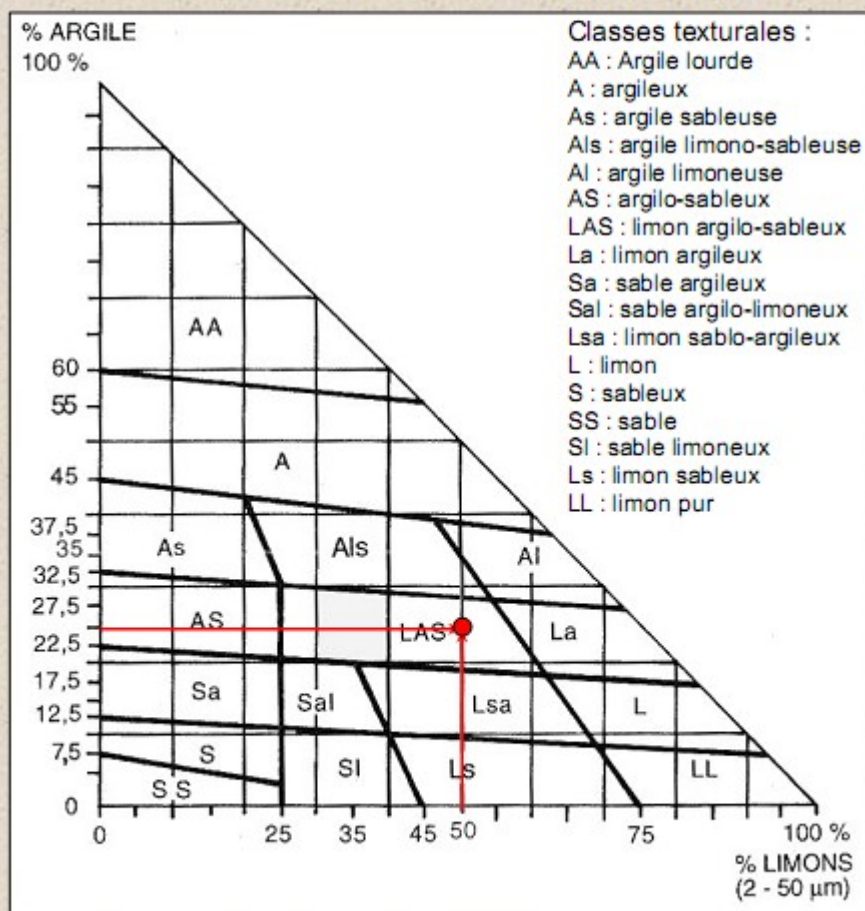
UTILISATION DU TRIANGLE DES TEXTURES GEPPA

Publié en 1963 et élaboré par un groupe de pédologue, le triangle GEPPA se présente sous la forme d'un triangle rectangle isocèle dont les côtés représentent les teneurs en argile (axe vertical), limons (axe horizontal) et sable (axe oblique), chaque axe étant gradué de 0 à 100%.

Positionnons dans ce triangle un point dont l'analyse granulométrique nous a donné la répartition suivante : 25% d'argile, 50% de limons et 25% de sable.

On repère tout d'abord la graduation 25 sur l'axe des argiles et on trace une droite perpendiculaire à cet axe et passant par ce point 25. On fait de même avec l'axe des limons en traçant une droite perpendiculaire à cet axe et passant par la graduation 50. L'intersection entre ces droites nous donne l'emplacement du point recherché dans le triangle de texture. Ce point se trouve dans la classe LAS, c'est-à-dire qu'il représente un échantillon de sol dont la texture est limono-argilo-sableuse.

Dix-sept classes sont identifiées dans le triangle des textures GEPPA.



Source : Guide pour la description des sols (D. BAIZE, 1995)

Exercice : donner, en s'aidant du diagramme de texture fourni, la classe texturale des échantillons de terre suivant :

A : 11 L : 40 S

A : 40 L : 20 S

A : 25 L : 10 S



Exercice/TP : On peut aussi tenter d'estimer cette texture sur le terrain, à partir de tests simples : Avec les différents échantillons de terre (6) présents sur vos paillasses, estimez manuellement la texture...



L'examen du sol à la main, sur place, permet de rapidement identifier la texture du sol. La première étape est de déterminer sa teneur en sable. Frottez un peu de terre dans votre main – contient-elle plus ou moins 50 % de sable?



Si la teneur en sable est inférieure à 50 %, ajoutez de l'eau si nécessaire afin que la terre soit assez mouillée pour être roulée.



Pressez la terre entre votre pouce et le côté de votre index pour former le ruban le plus long possible. Un loam formera seulement un ruban court.



Les sols argileux formeront un ruban beaucoup plus long.

Conclusion : La texture du sol peut être considérée comme étant une propriété inhérente du sol que l'on ne peut pas influencer facilement (cas des apports de sables en maraîchage...). Cependant, il vous faut connaître la texture de votre sol et prendre en compte ses limites.

2.3 La matière organique

De la 'litière' à la matière organique humifiée : la mort des êtres vivants, leurs déchets et sécrétions apportent au sol sa matière organique, qualifiée de fraîche avant qu'elle ne se transforme en matière humifiée (humus).

2.3.1 Matière organique fraîche: la litière

La première catégorie de matière organique, la *litière* au sens large, est constituée de l'ensemble des matières organiques d'origine biologique, à différents stades de décomposition, qui représentent une source d'énergie potentielle pour les espèces qui les consomment. Elle comprend les organismes et les parties d'entre eux qui viennent de mourir et qui en sont détachés, qu'ils soient végétaux, animaux ou microbiens, aériens ou sou-terrains, ainsi que les excréments des animaux et différents composés émis directement dans le milieu.

2.3.1.1 Quelques données quantitatives

La quantité de litière aérienne est variable selon les formations végétales, elles-mêmes dépendantes du climat (voir tableau ci-dessous); dans les sols cultivés les restitutions organiques sont en général faibles, ce qui pose le problème de la gestion de l'état humique d'un sol (cad la quantité de matière organique qu'il contient...)



Végétation	Chute annuelle de litière aérienne (t/ha-an)	Masse totale sur la planète (10 ⁹ t)
Toundra arctique et alpine	1,0 - 4,0	8,0
Toundra arbustive, fourrés	2,5 - 5,0	5,1
Forêt boréale d'épicéa	3,5 - 7,5	48,0
Forêt tempérée caducifoliée	11,0	14,0
Savane	9,5	3,0
Semi-désert	0,6 - 1,1	0,4
Forêt tropicale et équatoriale	20,0 - 40,0	7,2
Prairie tempérée	7,5	3,6
Cultures, agroécosystèmes	0,3 - 2,0	1,4
Zones marécageuses	5,0 - 35,0	5,0

Tableau Chute annuelle et masse totale de litière aérienne de quelques formations végétales (diverses sources).

Dans certains cas, la litière d'origine animale peut être importante, par exemple, un troupeau de vaches dans un pâturage, avec une densité de deux bovins à l'hectare, laisse environ 4 500kg/an de bouses recouvrant quelques 300 m². Sans décomposition, le sol serait entièrement recouvert en 33 ans (Matthey, in Schwarz, 1988; § 8.3.2) !

En général, les données de la littérature concernent la définition étroite de la litière, oubliant d'autres apports très importants, comme la litière souterraine issue de la mort des racines. Or, Fogel (in Fitter, 1985) mentionne que la production racinaire peut représenter 85% de la production primaire nette totale et la perte annuelle en racines fines 92% de leur biomasse. De plus, le taux de renouvellement de la biomasse des racinelles est rapide.

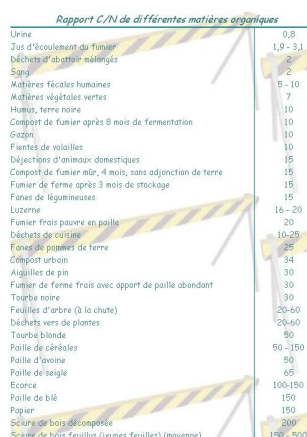
Les sécrétions végétales liquides peuvent être fort concentrées en carbone et jouer ainsi un rôle majeur dans les bilans. Il suffit de penser aux exsudats des racines : le carbone sécrété par les racinelles dans la rhizodéposition peut représenter 20 à 50% du carbone organique fourni au sol, voire plus (Coleman & Crossley, 1996).

Dans cette litière liquide figurent aussi de nombreux composés industriels volatils, rabattus au sol par les précipitations, comme des hydrocarbures polychlorés (Benckiser, 1997). Certains sont dégradés par les organismes du sol mais d'autres peuvent persister très longtemps.

2.3.1.2 Quelques aspects qualitatifs

Un indicateur fort utilisé de la qualité des litières est le *rapport C/N*. Les valeurs élevées de ce rapport, au-dessus de 25 à 30, traduisent des litières à faible pouvoir de dégradation, résistantes aux organismes et aux attaques biochimiques. Les valeurs basses, néanmoins supérieures à 6 ou 7, signalent des litières riches en azote et bien accessibles aux décomposeurs.

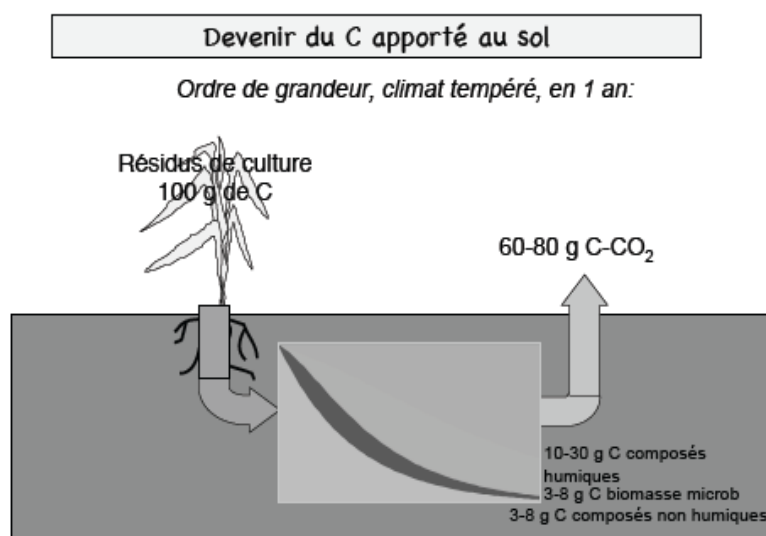
Remarque : Le rapport C/N est aussi appliqué aux autres catégories de matière organique du sol, comme les produits humifiés





2.3.2 Matière organique héritée ou évoluée?

Si certaines des molécules organiques sont héritées directement des débris organiques, la plupart sont synthétisées dans le sol, à la suite de processus chimiques et biochimiques complexes qui constituent l'humification.



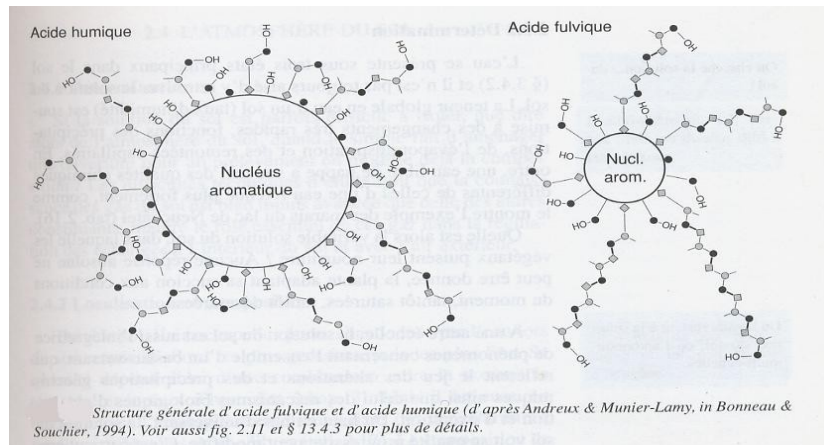
Parmi les premières (héritées) dominent la cellulose, la lignine, les protéines et les lipides.

Dans les secondes (humifiées = évoluées) se retrouvent des composés **aromatiques** à des degrés divers de **polycondensation** :

Type	Masse moléculaire (dalton)	Solubilité			
		Eau	Alcool	Alcalin	Acide
Acides créniques	100 - 500	oui	oui	oui	oui
Ac. hymatomélaniques	500 - 900	non	oui	oui	non
fulviques	900 - $2 \cdot 10^3$	oui	oui	oui	oui
humiques:		non	non	oui	non
• gris	$2 \cdot 10^3$ - $5 \cdot 10^4$	• insolubles en solution saline • solubles en solution saline			
• bruns	$5 \cdot 10^4$ - 10^5				
Humines	10^5 - $5 \cdot 10^5$	non	non	non	non

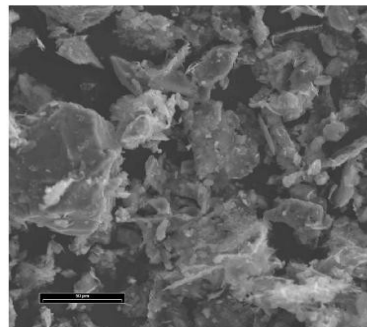
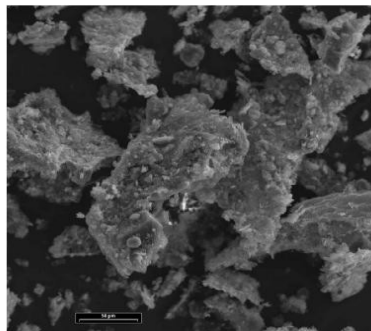
(Un dalton est défini comme égal à 1/12e de la masse d'un atome de carbone 12)

- les **acides créniques** sont les plus petits, solubles dans l'eau, sont formés par polycondensation de deux ou trois noyaux aromatiques. Reconnus en 1806 déjà par le chimiste suédois Berzelius - qui a aussi distingué par la suite les acides humiques et l'humine (Bou-laine, 1989) - ils sont maintenant souvent assimilés à des acides fulviques très légers.
- Un peu plus gros que les précédents, les **acides hymatomélaniques** se composent de polycondensats des précédents mais aussi de molécules héritées en grande partie aliphatiques, comme les **bitumes** fréquents dans les humus bruts et les tourbes.
- De couleur jaune, les **acides fulviques** comportent de longues chaînes latérales de nature aliphatique ou peptidique et un nucléus aromatique de petite taille. Ils sont très réactifs par leurs groupes -COOH dissociés, qui leur fournissent, par leur électronégativité, une bonne aptitude à la liaison avec les cations bivalents ou trivalents.



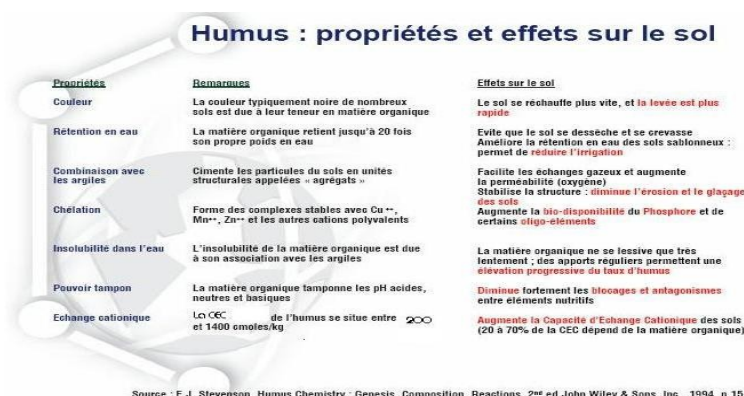
- les **acides humiques** diffèrent des précédents par des chaînes latérales plus courtes rattachées à un nucléus aromatique plus important. Ils en dérivent généralement par polycondensation.
- Avec un très gros nucléus et de courtes chaînes, l'**humine** est extrêmement stable et se fixe solidement sur les argiles ou les gels colloïdaux, garantissant la pérennité structurale. Elle résulte soit de polycondensation d'acides fulviques et humiques (**humine d'insolubilisation**), soit de néosynthèse bactérienne (**humine microbienne**), soit encore d'héritage de produits déjà présents dans la litière (**humine résiduelle** ou **héritée**).

Photographies au MEB de l'humine



2.3.3 Propriétés de ces matières humifiées

Les **substances humiques** (acides fulviques, acides humiques, humines) sont stables, leur minéralisation étant très lente. L'ensemble de ces substances humiques constitue l'**humus** (bien que ce mot soit aussi utilisé pour désigner l'ensemble des constituants organiques morts) dont le **rôle sur les propriétés du sol** est essentiel :



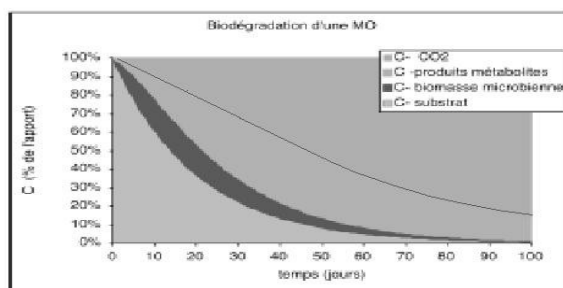
- amélioration de la stabilité structurale
- capacité de rétention des cations
- réserve d'éléments minéraux
- substrat de la vie microbienne
- agent de rétention de substances polluantes... Les principales propriétés de ces molécules sont dues aux groupements acides (carboxyliques et phénoliques) qui en font des échangeurs de cations et des agents complexant des métaux .

2.3.4 Dynamique d'évolution des matières organiques dans le sol

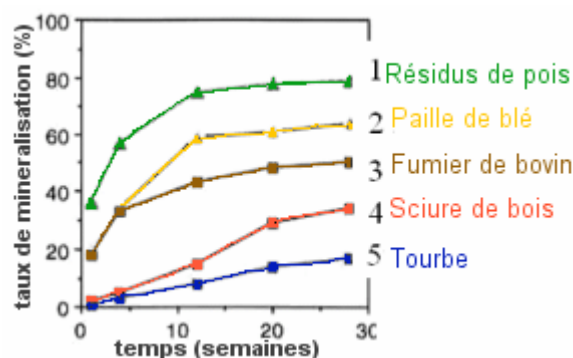
L'évolution des matières organiques est assez rapide en climat tempéré (moins qu'en climat tropical, plus qu'en boréal !...), notamment la minéralisation (qui dépend aussi du rapport C/N, de l'activité biologique du sol...).

On peut retenir qu'environ 100 jours en bonnes conditions (humidité, température), 80% de la matière organique est minéralisée pour une MO à C/N bas.

Biodégradation : devenir du carbone



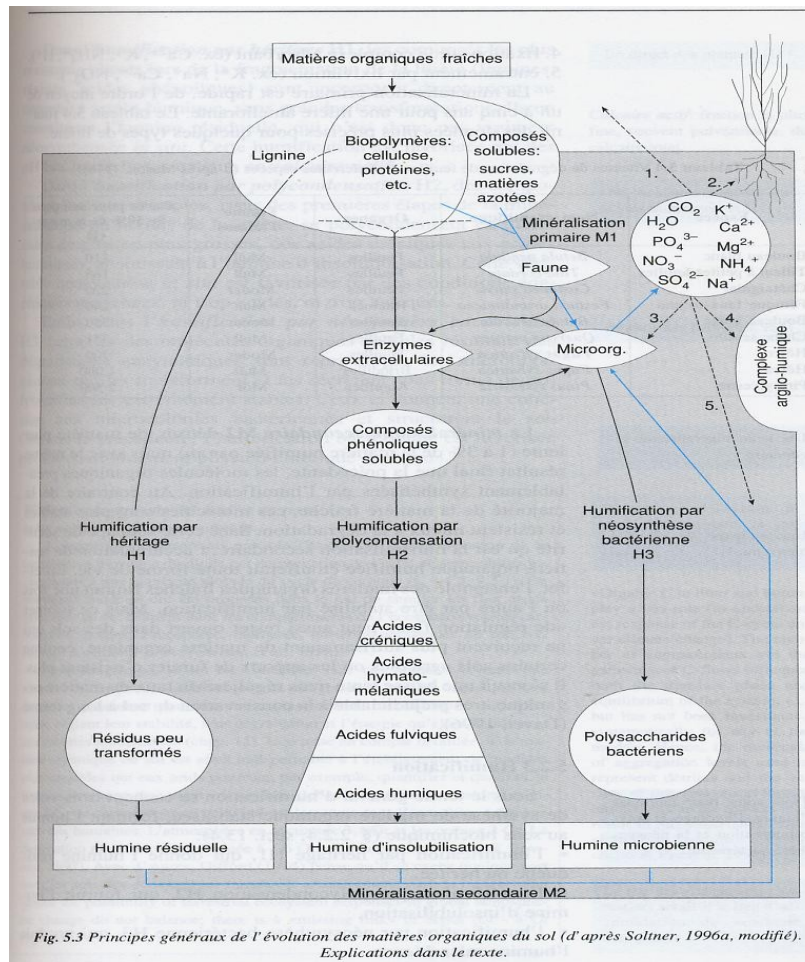
Mais le rapport C/N reste important ! :



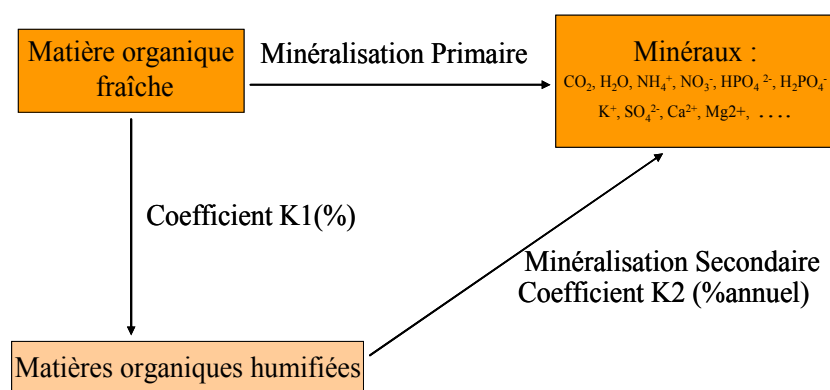


2.3.5 Cycle des matières organiques dans le sol

Des matières organiques fraîches aux molécules minérales qui pourront être prélevées de nouveau par les végétaux, le cycle peut être compartimenté dans le sol avec différentes voies d'évolution et différents degrés d'évolutions. (cf schéma ci dessous)



De manière plus simple, il peut être écrit de la manière suivante :

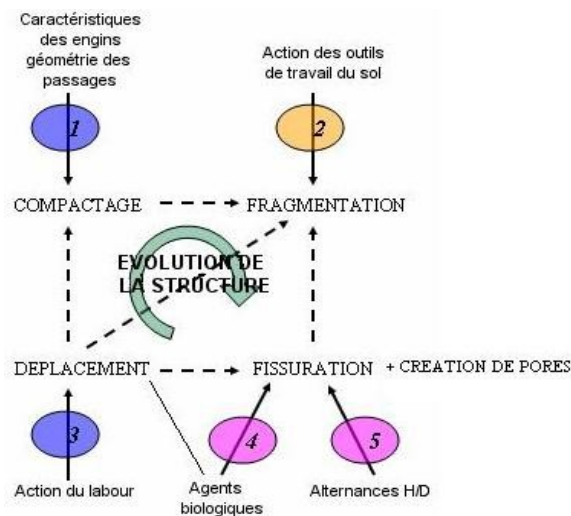


3. La structure

Caractériser la structure d'un sol sur le terrain est essentiel. En effet, la *structure du sol* a un impact direct sur le fonctionnement du couvert végétal (germination, développement racinaire, respiration racinaire...) et, ce qui est aussi lié au développement du végétal, au comportement vis à vis de l'eau (infiltration surtout).



Aussi, la structure d'un sol (contrairement à la texture) est une caractéristiques qui évolue fortement et parfois très rapidement. Elle évolue au cours du temps sous l'effet des contraintes mécaniques qui sont appliquées au sol lors des opérations culturales et qui entraînent fragmentation, déplacement ou compactage. Les agents naturels (climat, faune, racines,...) agissent également sur la structure et la porosité.

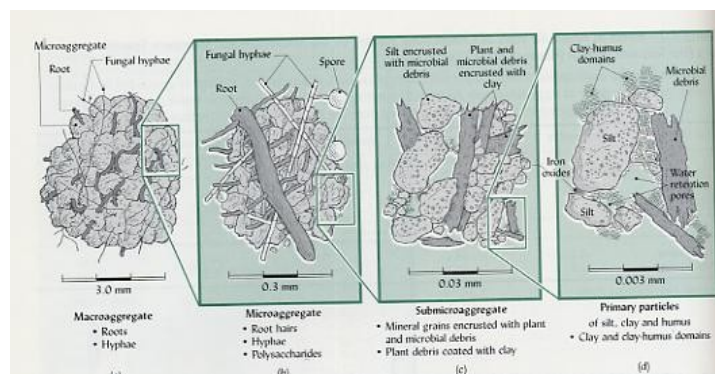


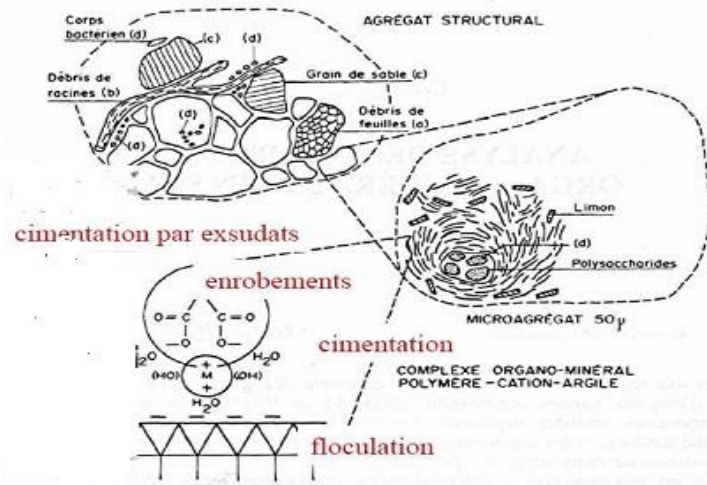
3.1 Définition

La structure est le mode d'agencement des particules du sol (sable, de limon et d'argile, matière organique) entre elles. Les particules isolées, une fois assemblées, apparaissent comme des



particules plus grosses. C'est ce qu'on appelle des grumeaux. Ces grumeaux s'organisent en agrégats. Ils peuvent être envisagés à différentes échelles :



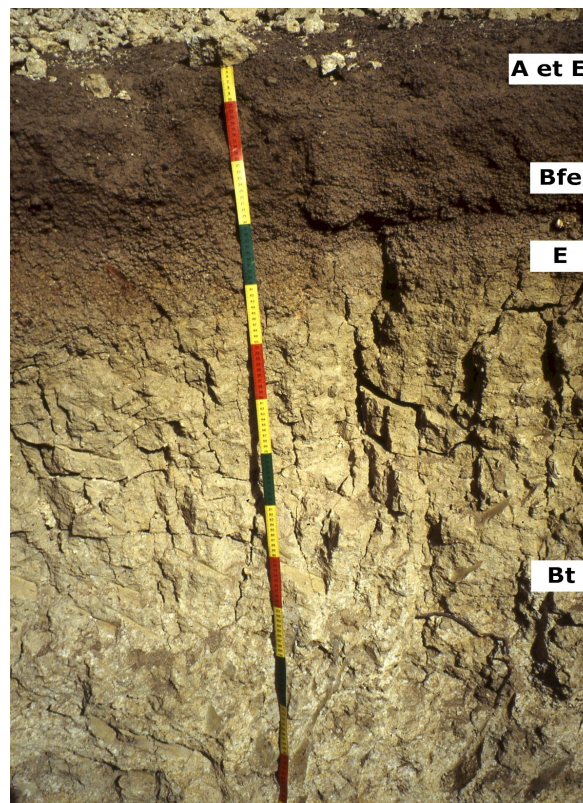


3.2. Décrire la structure d'un sol

Sur le terrain, on décrit généralement la structure de chaque horizon à 3 niveaux :

- degré de structure (intensité d'agrégation)
- classe (taille moyenne des agrégats)
- type de structure (forme de l'agrégation)

Note: Il est plus facile d'identifier les caractéristiques de la structure d'un sol quand celui-ci est sec ou à peine humide. Quand vous étudiez le profil d'un sol en vue de déterminer le degré de structure, examinez le à l'état frais. Dans les sols agricoles il arrive fréquemment que la structure d'un même horizon varie fortement sur quelques mètres voire quelques dm (voir chapitre profil cultural, dans lequel la méthode de description diffère un peu et TP 'Profil')





3.2.1 Degré de structure

Par définition, le degré de structure est l'intensité d'agrégation, qui exprime la plus ou moins grande cohésion* d'assemblage des particules à l'intérieur des grumeaux et l'adhérence* entre les grumeaux dans les agrégats. Comme ces propriétés varient avec la teneur du sol en eau, il faut établir le degré de structure alors que le sol n'est ni exceptionnellement humide, ni exceptionnellement sec. Il y a quatre principaux degrés de structure, classés de 0 à 3, comme suit:

0 Sans structure. Il n'y a aucun agrégat, ni organisation visible des lignes naturelles de faiblesse, comme dans:

- une structure massive (sol cohérent), où l'horizon entier paraît cimenté en une seule masse;



- une structure à grains isolés (sol non cohérent), où les particules ne montrent aucune tendance à s'agréger, comme dans le cas du sable pur.

1 Structure faible. On y observe à peine, par endroits, des agrégats indistincts. Quand on le détache du profil, le matériau de sol se brise en un mélange comprenant un très petit nombre d'agrégats entiers, de nombreux agrégats brisés et quelques éléments hétérogènes.

2 Structure modérée. Le sol est bien constitué d'agrégats distincts, moyennement durables et visibles, mais non distincts dans un sol intact. Quand on le détache du profil, le matériau se brise en un mélange comprenant de nombreux agrégats entiers, quelques agrégats brisés et une petite quantité d'éléments hétérogènes.

3 Structure forte. Le sol est bien constitué d'agrégats distincts, durables et très visibles dans un sol intact. Quand on le détache du profil, le matériau consiste en très grande partie d'agrégats entiers et comprend un petit nombre d'agrégats brisés et peu ou pas d'autres éléments non agrégés.

3.2.2 Classe de structure

Par définition, la classe de structure décrit la taille moyenne des agrégats individuels. On distingue généralement cinq classes, en fonction du type de structure du sol dont les agrégats proviennent. Ce sont les structures:

- Très fine ou très mince
- Fine ou mince



- Moyenne
- Grossière ou épaisse
- Très grossière ou très épaisse

3.2.3 Types de structure des sols

Par définition, le type de structure décrit la forme des agrégats individuels. Le tableau ci-dessous présente les différents types de structures :

exemple anguleux prismatique

	<i>grenue</i> agrégats plus ou moins sphériques, peu ou non poreux, à faces courbes, pas d'arête ni d'orientation préférentielle		<i>prismatique</i> agrégats allongés suivant une direction préférentielle généralement verticale, faces planes, arêtes anguleuses
	<i>grumeleuse</i> agrégats poreux, irréguliers, mamelonnés et qui présentent un ensemble de faces courbes dominantes		
	<i>lamellaire</i> agrégats à orientation préférentielle dans deux directions de l'espace, arêtes anguleuses		<i>columnnaire</i> agrégats allongés, de type prismatique mais à sommet arrondi
	<i>cubique</i> agrégats à faces planes et peu nombreuses, arêtes anguleuses et toutes sensiblement de même dimension		
	<i>polyédrique anguleuse</i> agrégats à nombreuses faces planes, sans orientation préférentielle, arêtes anguleuses		<i>en plaquette oblique</i> agrégats à orientation préférentielle oblique, à faces gauchies, presque toujours lissés et souvent striés, arêtes vives
	<i>polyédrique subanguleuse</i> agrégats à plusieurs types de face ou d'arêtes, forme mal définie, arêtes souvent émoussées		



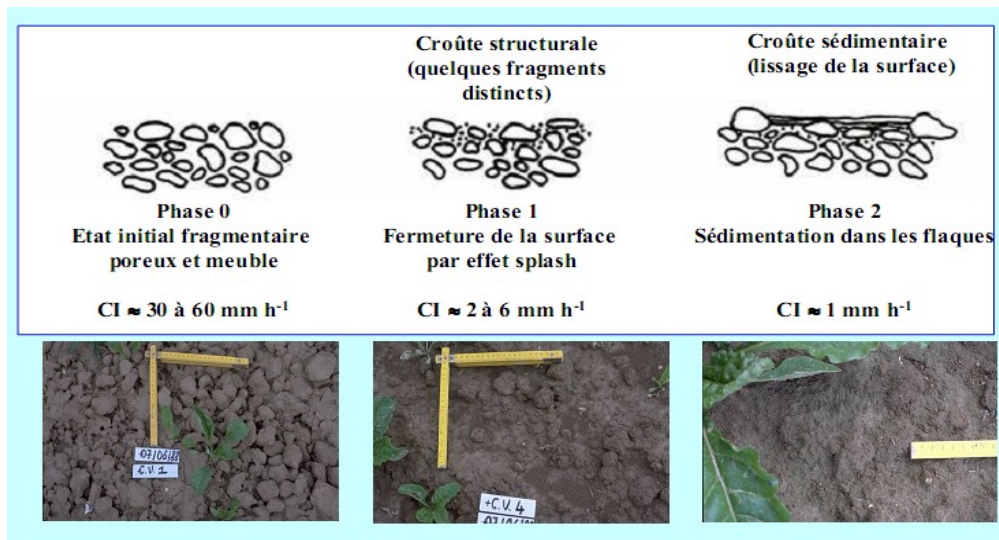


3.3 Lien entre structure et propriétés physiques

Selon le degré de structuration des particules solides du sol, celui-ci sera plus ou moins poreux, c'est à dire qu'il aura des vides qui seront remplis d'air ou d'eau suivant l'humectation du sol.

Plus les particules sont agrégées, plus la porosité est importante. Aussi, plus cette agrégation est stable (rôle de la MO et des ions flocculants : Fer, Calcium, Magnésium), plus la porosité est durable et non détruite par l'action de la pluie.

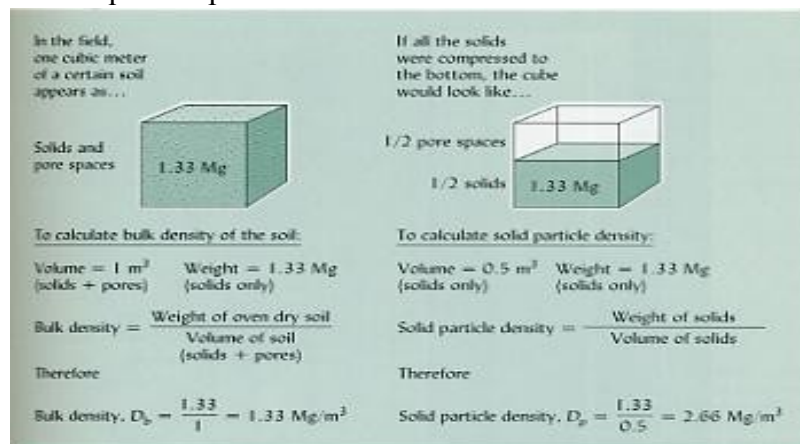
Remarque : c'est la première fois que nous introduisons la notion de stabilité de la structure : elle correspond au test réalisé en cours, qui consiste à plonger un agrégat dans l'eau et d'observer son évolution. Au champ, cela peut être illustré par ce document :



4. Densités, porosité ; atmosphère du sol et l'eau dans le sol

4.1 Les densités du sol : densité réelle et densité apparente

On distingue 2 densités que l'on peut mesurer dans le sol :



4.1.1 La densité des particules du sol ou densité réelle.

Pour la plupart des sols, elle est en moyenne entre 2,6 et 2,7. (C'est à dire qu'un sol qui n'aurait aucune porosité, aucuns espaces entre ses particules solides (ce qui n'existe pas !..) pèserait entre 2,6 et 2,7 kg/L ou t/m³)



Mais ce chiffre est une moyenne entre les différentes particules du sol qui ont des densités différentes :

Argiles, minéraux silicatés :	2,65
Oxydes :	> 2,65
MO :	entre 0,9 et 1,3

Ainsi, plus un sol aura une teneur organique élevée, plus sa densité réelle sera faible.

Exemple : un même sol à 5% de MO a une densité de 2,55 et à 15 % de MO passe à 2,4.

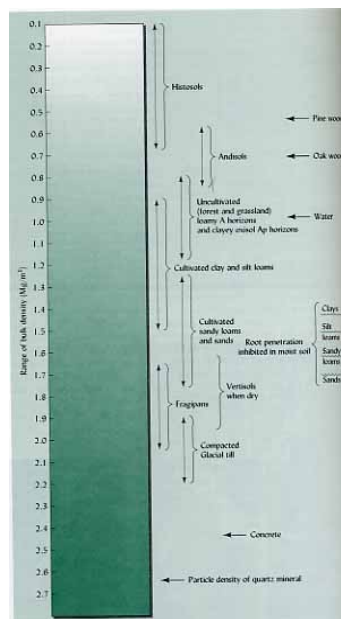
Comment mesure-t-on la densité réelle des particules ?

- on pèse un échantillon de sol sec
- on le met dans l'eau et on mesure le déplacement du volume de liquide
- on réalise le rapport masse sur volume d'eau déplacé

4.1.2 La densité apparente



C'est la mesure de la densité du sol en tenant compte qu'il y a des vides entre les particules solides du sol. Pour cela, on prélève un échantillon de sol non remanié, souvent cylindrique et on le pèse après séchage : le rapport masse sur volume donne alors la densité apparente.





Voici un document (ci dessus) qui présente la 'gamme ' de valeurs de densités apparentes que l'on peut avoir dans les sols ; retenez que pour les sols cultivés, la Dapp est autour de 1,5.

- Questions :

① Plus la granulométrie d'un sol est fine et plus il a tendance à avoir une densité apparente faible... pourquoi ? Matériau + réactif (A, LF...) donc agrégation avec MO, les vides augmentent donc Dapp diminue

② En profondeur, les Dapp augmentent, pourquoi ? MO diminue, moins d'agrégation, moins de racines...

③ Quel effet a la mise en culture des sols sur leurs densités apparentes ?

TABLE 4.4 Bulk Density and Pore Space of Some Surface Soils from Cultivated and Nearby Uncultivated Areas (One Subsoil Included)

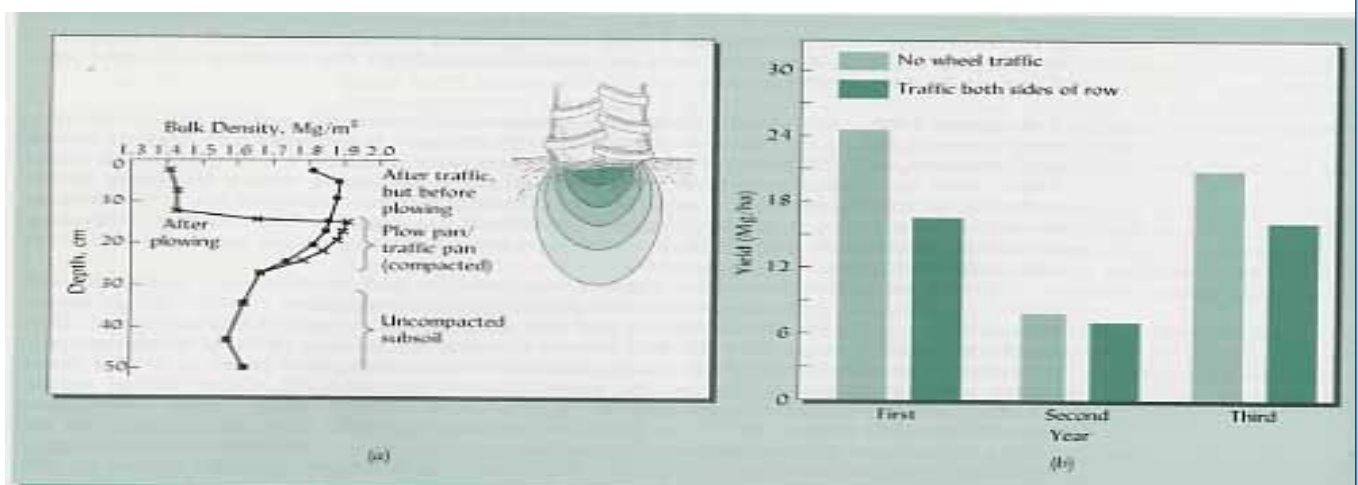
The bulk density was increased, and the pore space proportionately decreased, in every case.

Soil	Texture	Years cropped	Bulk density, Mg/m ³		Pore space, %	
			Cultivated soil	Uncultivated soil	Cultivated soil	Uncultivated soil
Udalf (Pennsylvania)	Loam	58	1.25	1.07	50	57
Udalf (Iowa)	Silt loam	50+	1.13	0.93	56.2	62
Aqualf (Ohio)	Silt loam	40	1.31	1.05	50.5	60
Ustoll (Canada)	Silt loam	90	1.30	1.04	50.9	60
Cambid (Canada)	Clay	70	1.28	0.98	51.7	63
Cambid, subsoil (Canada)	Clay	70	1.38	1.21	47.9	54
Mean of 3 Ustalfs (Zimbabwe)	Clay	20-50	1.44	1.20	54.1	62
Mean of 3 Ustalfs (Zimbabwe)	Sandy loam	20-50	1.54	1.43	42.9	47

Data for Canadian soils from Tiessen, et al. (1982), for Zimbabwe soils from Weil (unpublished), and for other soils from Lyon, et al. (1952).

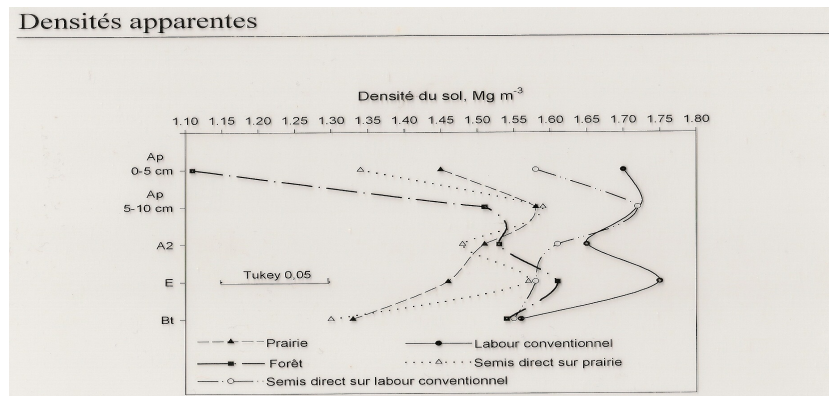
Hypothèses qui expliquent que Dapp des sols cultivés > Dapp sols naturels ?

- Baisse des teneurs en MO et dilution sur profondeur plus importante (labour)
- Nombreux chocs mécaniques avec Travail du sol
- faune du sol diminue en biomasse donc agrégation diminue, porosité diminue
- Matériels lourds, tassement (pneumatiques, charrues) surtout si sol humide

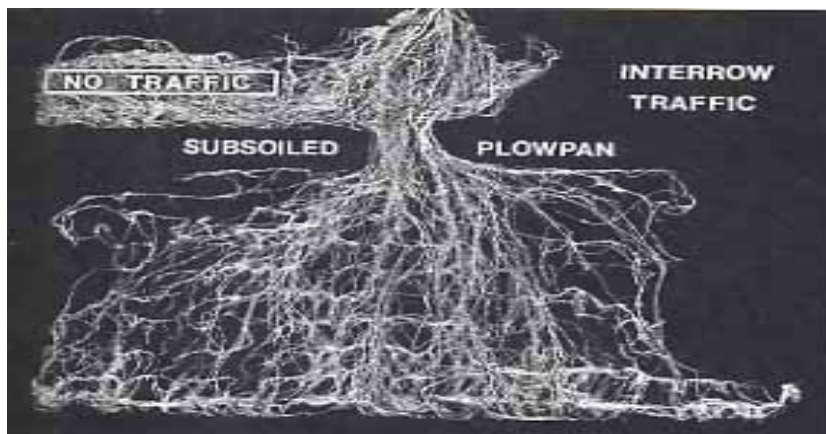




Exercice : Voici un exemple de densités apparentes mesurées sur différents usages du sol et différents systèmes de culture sud du Brésil). Qu'observez-vous ? Est-ce contradictoire avec les éléments précédents ?



Exercice : Des chercheurs ont pris en photos (par fluorescence) un système racinaire de coton au champ. Qu'observez-vous ?



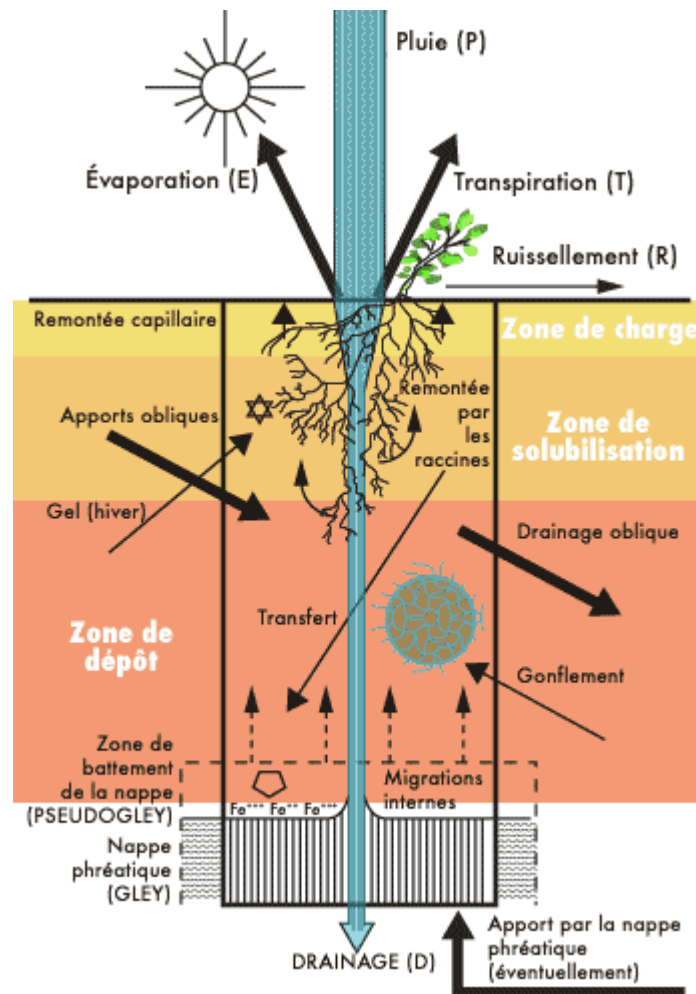
4.2 Porosité du sol

Un sol sans structure n'a quasiment pas de porosité : elle est très faible, ce sont quelques vides créés par l'assemblage des grains, on parle de porosité texturale. Cette porosité texturale est surtout de la microporosité ($< 0,08\text{mm}$).

L'agrégation par liaison des colloïdes, l'activité biologiques (racines, faune...), le climat (humectation, dessiccation) vont créer une porosité structurale qui est surtout d'origine biologique. Cette porosité structurale est à la fois de la microporosité ($< 0,08\text{ mm}$: chenaux de racelles, de myceliums...) et surtout de la macroporosité (0,08 à 5mm).

Les hausses de densités apparentes dans les sols agricoles sont synonymes de diminution des porosités des sols (surtout la macroporosité). On considère qu'un minimum de 50 % de porosité totale, sur l'ensemble de la profondeur exploitable par les racines, est un seuil de bonne condition de croissance pour les plantes.

La porosité des sols agricoles va de 25 % (sols compactés) à 60% (sols bien agrégés, riche en MO, avec une biomasse importante...)



Pour le drainage, l'eau de gravité a un écoulement rapide dans les pores $> 50 \mu\text{m}$ (quelques heures) et lentement dans les pores entre 10 et $50 \mu\text{m}$ (quelques jours).

L'eau est retenue dans les pores $< 10 \mu\text{m}$, c'est une eau capillaire absorbable par les racines ; dans les pores $< 0,2 \mu\text{m}$, c'est une eau liée non absorbable par les racines.

4.4.2 Quelques définitions

4.4.2.1 L'état de l'eau dans le sol

Différentes forces s'appliquent à l'eau dans le sol ; on parle de potentiels : potentiel de gravité, un potentiel osmotique, et un potentiel créé par l'attraction des particules solides (= potentiel matriciel, c'est lui qui domine...)....

Pour extraire de l'eau du sol, il faut exercer une force de succion au moins égal à l'ensemble de ces forces : c'est ce que l'on nomme le **potentiel hydrique, noté Ψ** . Cette succion représente la force d'attraction exercée du sol sur l'eau (cette succion est considérée comme une pression, ainsi que le potentiel hydrique) Il est égal mais de signe opposé à l'énergie qu'il faut appliquer pour libérer l'eau. La valeur de ce potentiel est donc toujours inférieure à 0. Plus cette valeur est basse, plus les liaisons eau/sol sont fortes.

Quand un sol se dessèche, Ψ va donc baisser. On exprime le potentiel hydrique Ψ en hecto pascal ou millibars ou en cm d'eau. Le pF est le log décimal de cette force (exprimée en cm d'eau) Ex : force de - 10000 cm d'eau (Ψ) correspond à un $\text{pF} = -4$



Dans le cas où il existe différents potentiels hydriques, l'eau s'écoule toujours du plus fort potentiel vers les potentiels les plus faibles.

Exemple de la plante : *module 1 séquence 1 de do it your soil L'eau du sol Animation*

Remarque : la plante ne dispose pas d'un système actif de pompe pour que l'eau soit extraite, puis circule dans la plante et s'évapore par les stomates...c'est une différence de potentiel hydrique entre l'atmosphère et le sol qui fait circuler cette eau, car le potentiel de l'eau dans l'atmosphère est alors plus bas que celui dans le sol.

Exemple du laboratoire : Courbes désorption (introduction, animation, synthèse) de do it your soil : Dispositif expérimental de mesure : échantillon de sol sous cloche hermétique + pompe

4.4.2.2 La capacité au champ ou capacité de rétention.

Elle correspond à un pF de -2,5. C'est le maximum d'eau retenue dans un sol après le ressuyage. Elle est calculée sur le terrain après une forte pluie, ou en mettant des échantillons de sols non remaniés, sous cloche, à un potentiel pF de -2,5.

4.4.2.3 Le point de flétrissement

À partir d'un pF de -4,2, les racines ne sont plus en mesure d'absorber l'eau, qui est trop fortement liée aux particules du sol.

4.4.2.3 La réserve utile en eau du sol

a. Explication

Lors d'une forte pluie : un front d'humectation se forme et descend par gravité:



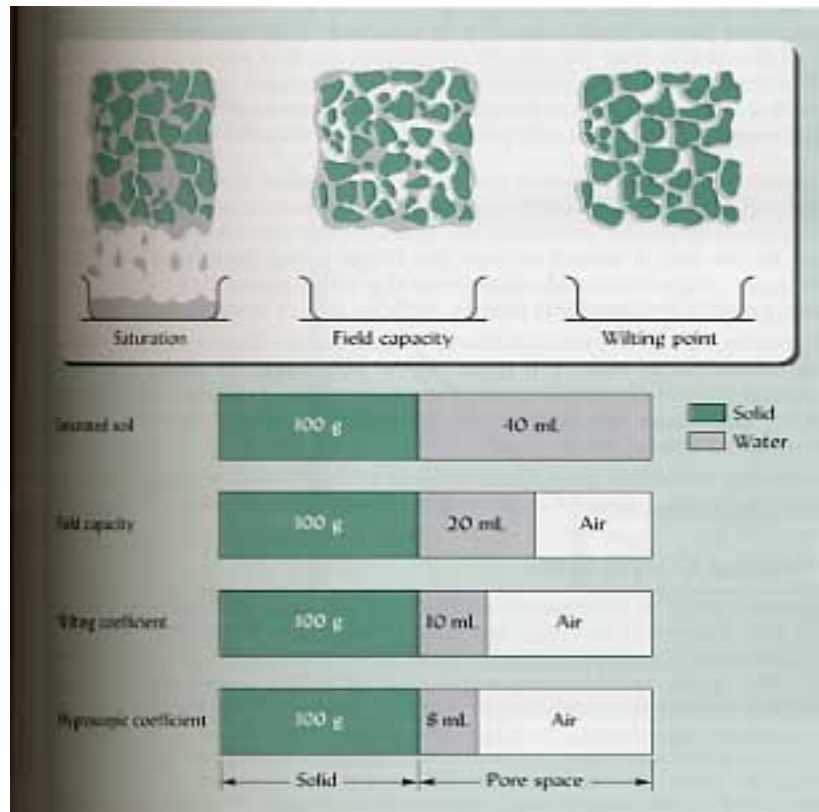
Si la pluie est suffisamment importante et longue, le sol peut se retrouver saturé en eau : la quasi totalité de ses pores sont remplies d'eau (saturation, soit un pF proche de 0)

Dans cet état de saturation l'eau s'infiltre selon un coefficient K qui peut varier de seulement qq mm/h jusqu'à 50 cm/h selon la structure du sol !

Après saturation, si il n'y a plus d'apport d'eau, on considère après une durée de 3 jours, que l'on a atteint **la capacité au champ**, c'est à dire la quantité maximale d'eau qu'un sol peut retenir sur toute sa profondeur.

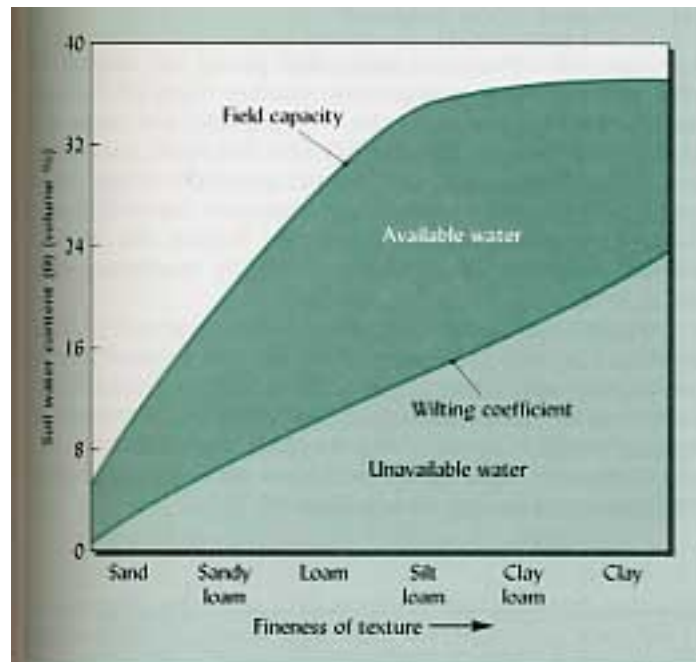


Imaginons un couvert végétal sur un sol dans cet état de capacité au champ, les plantes vont absorber l'eau du sol par leurs poils racinaires et, s'il n'y a pas de nouvel apport d'eau, les plantes vont atteindre **leur point de flétrissement**, alors qu'il reste encore une quantité d'eau dans le sol, non utilisable par les plantes.

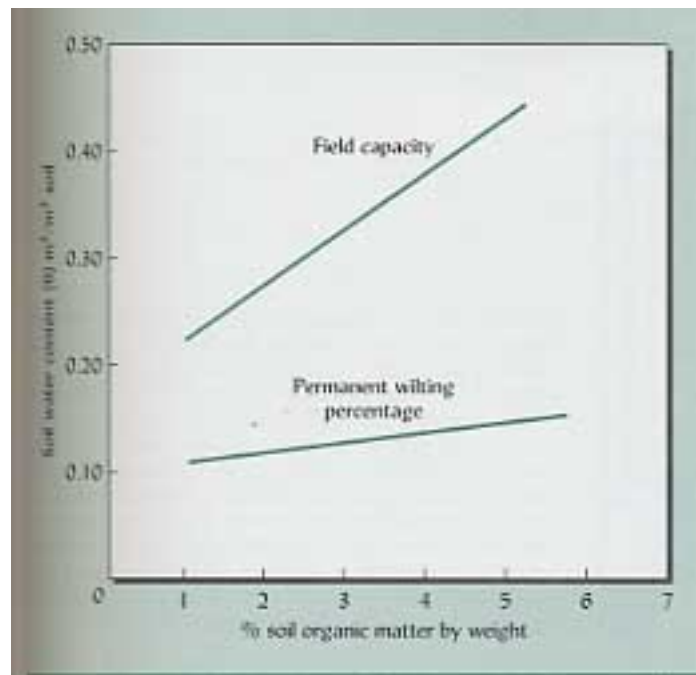


La quantité d'eau entre la capacité au champ et le point de flétrissement s'appelle la réserve en eau utile du sol (RU). On l'exprime en mm d'eau pour un sol donné.

Lien entre granulométrie du sol et réserve utile?



Effet de la matière organique sur la réserve utile ?



b. estimation de la réserve utile d'un sol ('taille du réservoir')

Il est très intéressant de connaître cette réserve utile d'un sol lorsqu'on a en la responsabilité de la gestion de ce sol en vue de réaliser une production végétale :

- prévoir si certaines cultures, exigeantes en eau, vont pouvoir être cultivées
- prévoir une gestion de l'irrigation
-

L'INRA d'orleans a réalisé de nombreuses courbes de désorption sur un grand nombre d'échantillons de sols pour produire un tableau indicateur des réserves utiles des sols.

Exercice : profil de sol lessivé avec 4 horizons, % pierres, texture : estimer RU

Tableau 2 - Réserve en eau utile (RU) des horizons A et E, B, C en fonction de leur texture seule, puis de leur texture et de leur densité apparente.

Table 2 - Available water capacity for A horizons and E, B, C horizons according to their texture, then to both their texture and bulk density

Type d'horizon	Texture	Réserve en eau en mm cm ⁻¹					
		Sans prise en compte de Da		Da horizon	Avec prise en compte de Da		
		$0_{1,5} - 0_{4,2}$ (pF1,5 - pF4,2)	$0_{2,0} - 0_{4,2}$ (pF2,0 - pF4,2)		$0_{1,5} - 0_{4,2}$ (pF1,5 - pF4,2)	$0_{2,0} - 0_{4,2}$ (pF2,0 - pF4,2)	
A	ALO	1,42	1,24	1,10	1,53	1,30	
				1,30	1,56	1,31	
	AL	1,49	1,36	1,30	1,53	1,41	
				1,50	1,50	1,41	
	AS	1,73	1,73	1,30	1,80	1,58	
	A	-	-	-	-	-	
	LA	1,88	1,73	1,30	1,81	1,71	
				1,50	1,85	1,76	
	LAS	1,82	1,67	1,30	1,84	1,72	
				1,50	1,73	1,67	
	LSA	1,63	1,43	1,50	1,55	1,48	
	LM	2,28	2,13	1,30	2,37	2,26	
				1,50	2,33	2,19	
	LMS	1,94	1,83	1,30	1,98	1,83	
				1,50	2,00	1,92	
	LS	1,73	1,62	1,70	1,77	1,72	
	LLS	-	-	-	-	-	
	LL	-	-	-	-	-	
E, B, C	SA	1,47	1,28	1,70	1,52	1,34	
	SL	1,74	1,31	1,50	1,57	1,28	
				1,70	1,89	1,49	
	S	0,83	0,60	1,30	1,00	0,72	
				1,50	0,72	0,49	
	ALO	1,24	1,12	1,25	1,67	1,49	
				1,35	1,25	1,04	
				1,45	1,23	1,12	
				1,55	1,01	0,93	
				1,65	0,75	0,68	
	AL	1,29	1,13	1,35	1,42	1,26	
				1,45	1,30	1,20	
				1,55	1,27	1,11	
				1,65	1,14	1,04	
	AS	1,15	0,95	1,55	1,28	1,10	
				1,65	1,15	1,01	
				1,75	0,98	0,85	
	A	1,10	0,93	1,65	1,18	1,07	
				1,75	0,96	0,87	
	LA	1,68	1,49	1,45	1,81	1,55	
				1,55	1,78	1,57	
	LAS	1,65	1,48	1,55	1,68	1,44	
				1,65	1,63	1,50	
	LSA	1,50	1,27	1,55	1,41	1,08	
				1,65	1,48	1,24	
	LM	2,15	2,07	1,55	2,42	2,36	
	LMS	2,19	1,96	1,55	2,11	1,80	
	LS	-	-	-	-	-	
	LLS	-	-	-	-	-	
	LL	-	-	-	-	-	
	SA	1,26	1,03	1,65	1,34	1,07	
	SL	1,55	1,16	1,55	1,74	1,44	
	S	1,27	0,73	1,65	1,32	0,92	



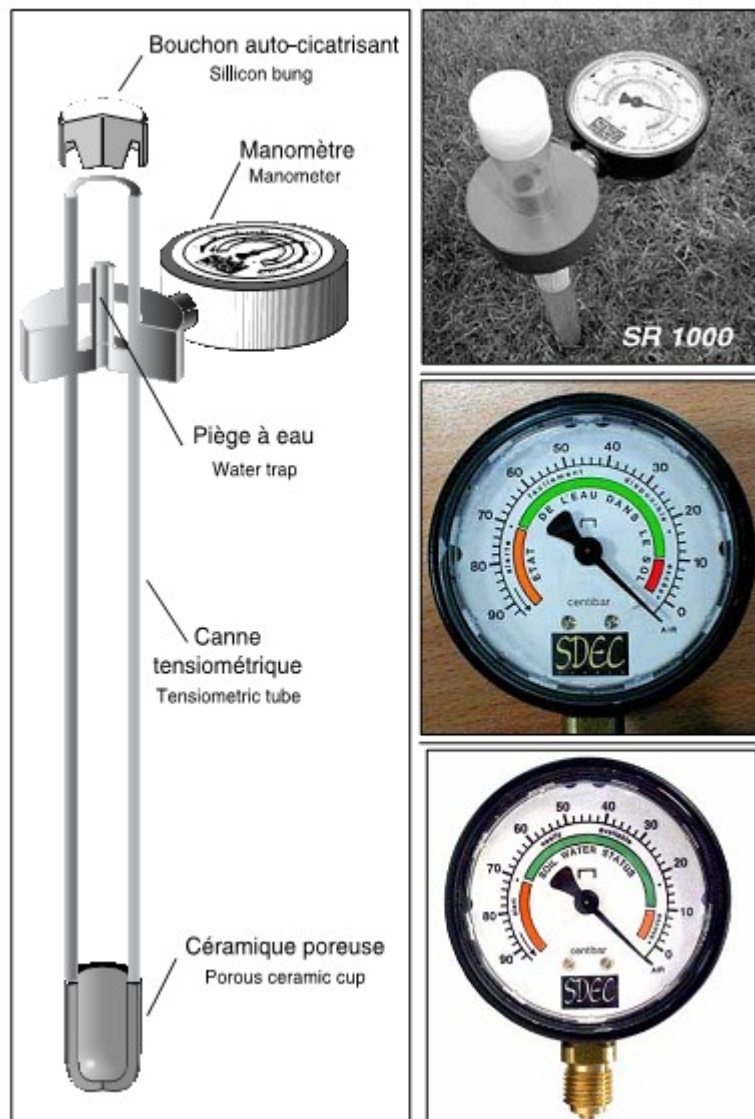
Connaître la réserve utile d'un sol est intéressant pour connaître son potentiel agronomique mais ce n'est pas suffisant pour gérer les apports d'eau au cours d'une culture, car la méthode du bilan hydrique (comment varie la réserve du sol en fonction de l'ETP, des précipitations, de l'irrigation..) est lourde à réaliser et n'est faite en pratique par aucun agriculteur...

Il existe un moyen qui se développe depuis quelques années, très pratique, rapide et peu coûteux : les sondes tensiométriques....

4.4.3 Tensiométrie

Il existe 2 types de sondes :

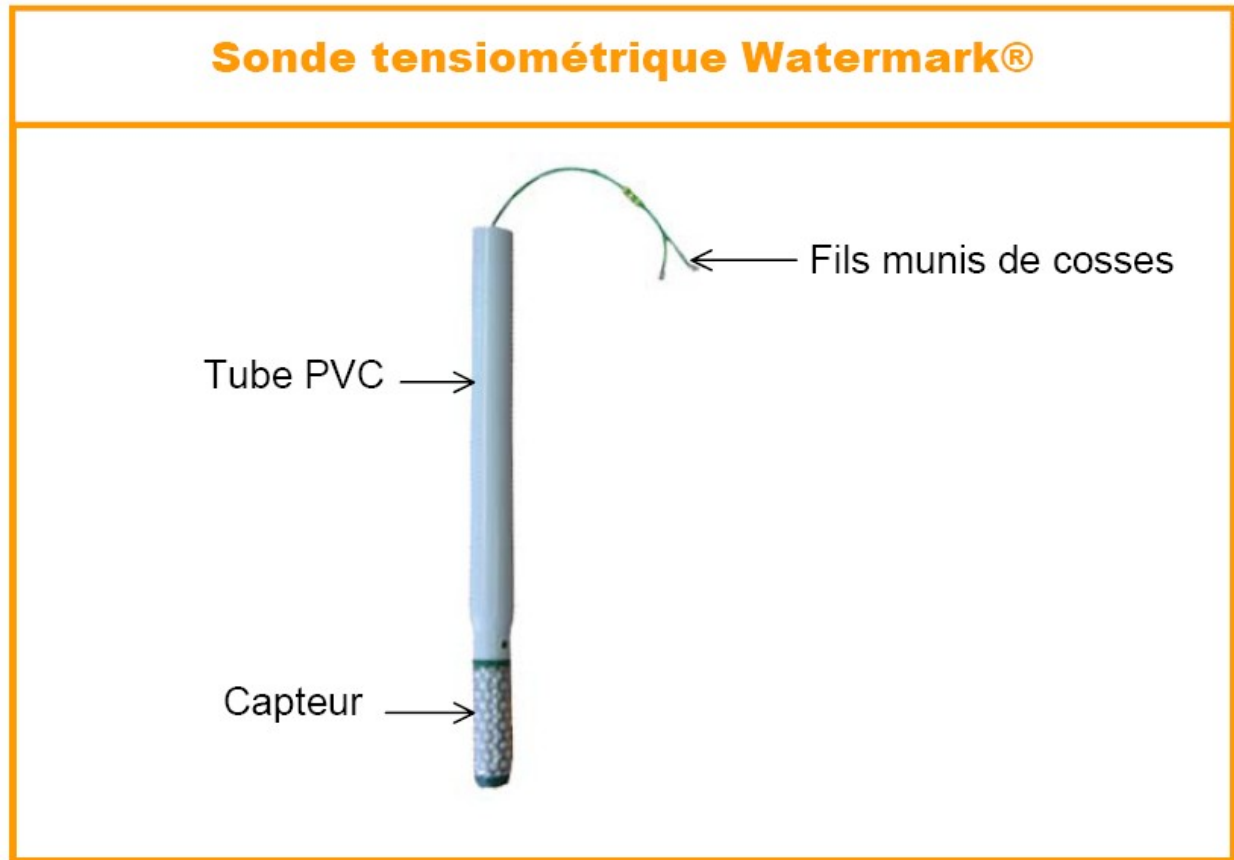
- les tensiomètres à eau (bougies poreuses céramique) ; le principe de mesure est basé sur la différence de potentiel hydrique entre le sol et l'intérieur de la sonde (saturation). La force engendrée active un manomètre à aiguille.





- les sondes tensiométriques

Elles mesurent la résistivité du sol, qui est corrélée au potentiel hydrique du sol (pF). L'avantage par rapport aux tensiomètres à aiguille est qu'elles ne nécessitent pas de remplissage à l'eau et qu'elles 'décrochent' à des potentiels plus élevés.



Exercice : Exemple de suivi de courbes tensiométriques

Chapitre 2 : caractéristiques et propriétés biologiques des sols

Nous venons de voir dans la partie précédente les caractéristiques et propriétés physiques du sol. Pour certaines, elles vont être en lien direct avec les êtres vivants du sol ; mais nous allons voir que ceux-ci peuvent aussi modifier les caractéristiques et propriétés chimiques du sol.

Nous commencerons par une partie générale sur la biologie du sol, puis nous verrons plus en détails quelques exemples :

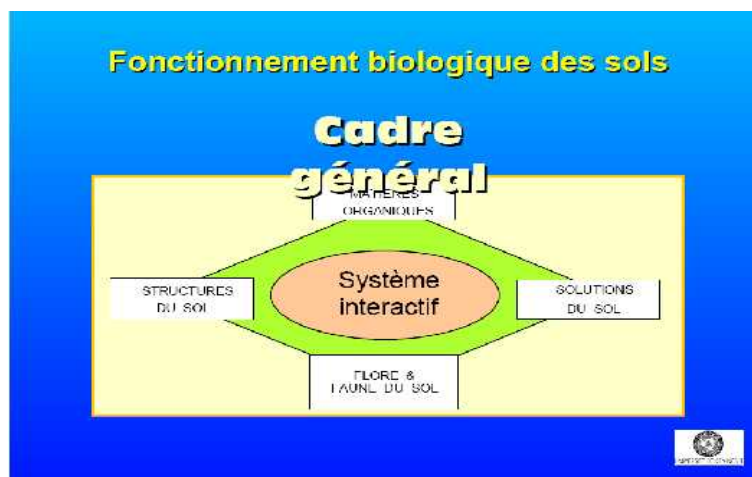
- ◆ les vers de terre (lombrics)
- ◆ la plante, au travers de sa racine et le fonctionnement particulier de l'interaction racine/sol (rhizosphère), avec des interactions racine/bactéries et racines/champignons (mycorhizes)
- ◆ les bactéries du sol
- ◆ quelques 'bioagresseurs' du sol

1. Notions de base sur les Propriétés biologiques du sol

1.1 Le sol est un système interactif

La présence de racines, d'animaux et de micro-organismes dans le sol est en interaction avec ses propriétés physiques et chimiques (structure, dynamique MO, solution du sol...).

1.1.2 Interaction entre biologie et physique du sol



Cette présence d'êtres vivants est synonyme d'activité biologique. Celle-ci est en interaction :

- ◆ à long terme sur sa composition physique et sa dynamique (transformation des minéraux, enrichissement en MO via les producteurs primaires : les végétaux, évolution des MO)
- ◆ À court terme sur sa structure (qui elle-même définit un 'comportement' physique du sol en terme de porosité, de circulation des fluides, eau et air) et la stabilité de cette structure

- ◆ Ces liens peuvent être envisagés dans l'autre sens : par exemple, une structure avec très peu de porosité aura un impact direct sur la biomasse du sol...

1.1.3 Interaction entre biologie et chimie du sol :

- ◆ Les êtres vivants vont être des facteurs clefs dans les cycles des éléments. Ils peuvent les faire passer d'une forme organique à minérale (minéralisation) ou, à l'inverse, de la forme minérale à organique (on parle d'organisation ou de rétrogradation). De plus, ils peuvent (surtout les bactéries), faire passer les éléments d'un état oxydé à un état réducteur (ou vice-versa)

1.1.4 Exemples concrets de ces interactions

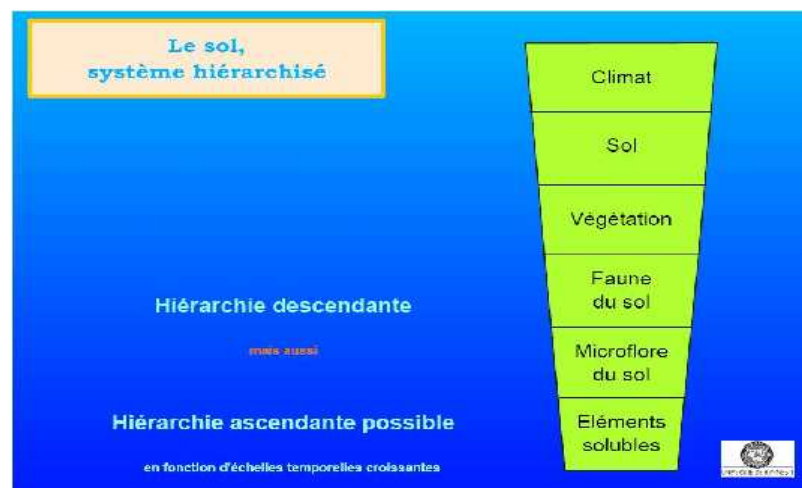
Par exemple :

-la nature chimique et physique du sol change lorsqu'il passe dans les intestins des vers ou à proximité d'une racine.

-Les bactéries à proximité des racines vont rendre disponibles pour la plante les éléments nutritifs.

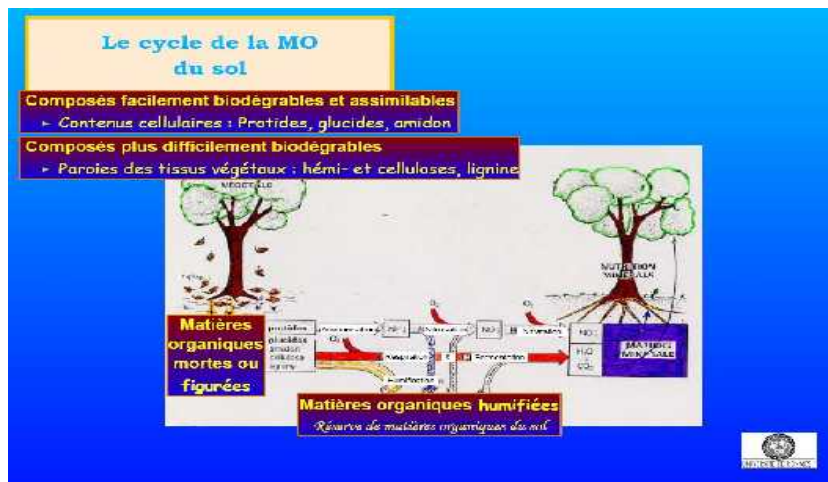
-Les résidus de plantes ont en soi peu de valeur nutritive dans la forme dans laquelle ils retournent au sol. Les organismes du sol, qu'ils soient grands (macro-organismes) ou petits (micro-organismes), se nourrissent toutefois de ces résidus et les décomposent dans un processus continu.

1.2 Le sol et sa composante biologique forment un système hiérarchisé



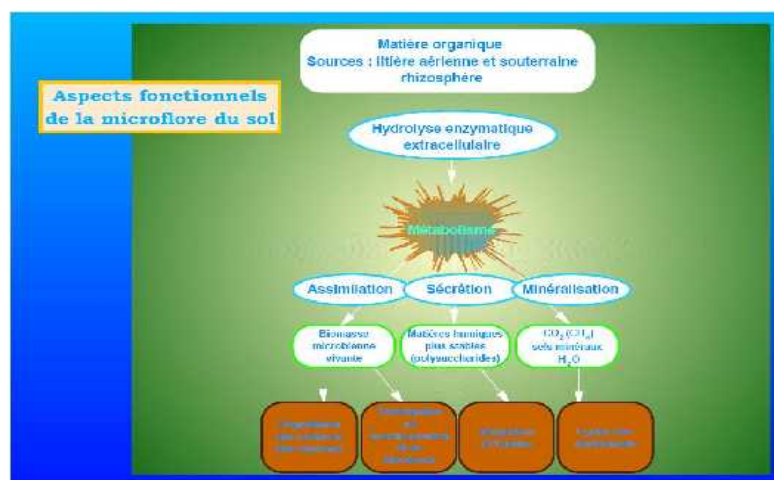
Cette hiérarchie signifie qu'un étage supérieur conditionne l'étage inférieur; dit autrement, une modification d'un étage va 'commander' des modifications dans l(es) étage (s) inférieur(s). Parfois, il arrive que cela peut marcher dans l'autre sens....

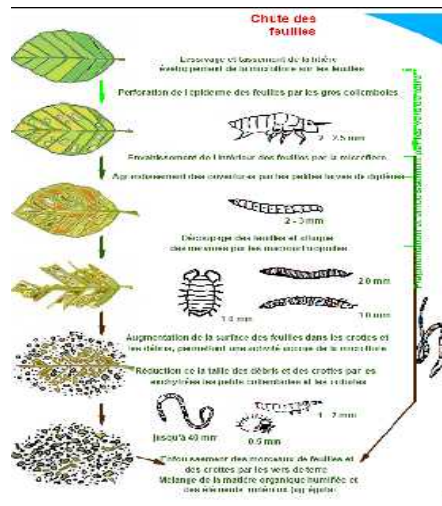
1.3 La biologie du sol et le cycle de la MO



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

- ◆ l'assimilation: les êtres vivants ingèrent, digèrent la matière organique et l'assimilent en matière organique vivante
- ◆ La sécrétion : les êtres vivants sécrètent des molécules organiques dans le sol ; citons en particulier les polysaccharides pour leur effet d'agrégation des particules du sol.
- ◆ La minéralisation : une partie de la matière organique est minéralisée, sous forme d'ions minéraux, solubles, qui sont assimilables par les végétaux.

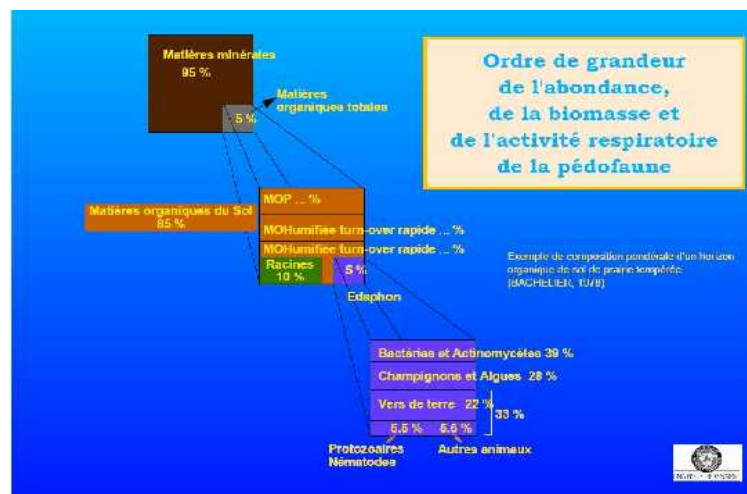




Un cortège d'êtres vivants fait évoluer la matière organique fraîche vers des formes humifiées et des minéraux : certains commencent par ingérer les tissus végétaux, les digèrent en interaction avec des bactéries, d'autres se nourrissent des boulettes fécales des premiers, des champignons vont dégrader les tissus végétaux à C/N élevés...sans oublier les consommateurs secondaires (prédateurs, qui consomment les premiers)....

1.4 Notions sur l'abondance et aperçu de la diversité biologique du sol

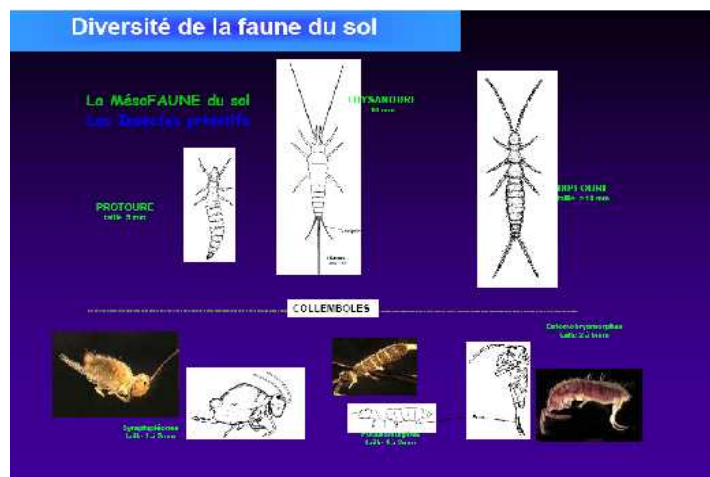
La biologie du sol représente en masse 5% de...5%... donc 0,25% de la masse du sol ; ceci est assez faible en part mais représente tout de même environ 4,5t/ha (à comparer avec 6 vaches sur une prairie qui travaillent, mangent, respirent!....)



La porosité du sol constitue l'habitat de ces organismes, très diversifiés en nombre d'espèces et nombreux en population. Ainsi, il peut y avoir des milliards de protozoaires (animaux unicellulaires) et de bactéries, des dizaines de millions de nématodes et des centaines de milliers d'acariens dans un mètre carré de couche arable. Certains sont des consommateurs primaires , d'autres des prédateurs, et enfin certains autres des décomposeurs.

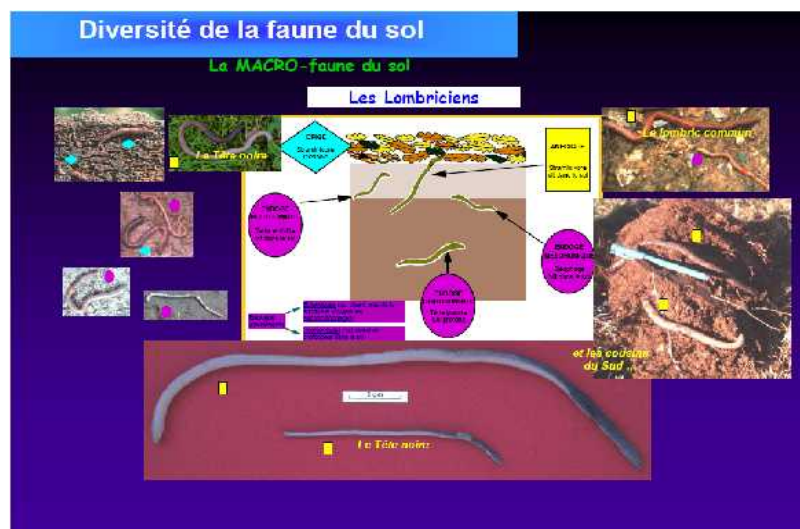
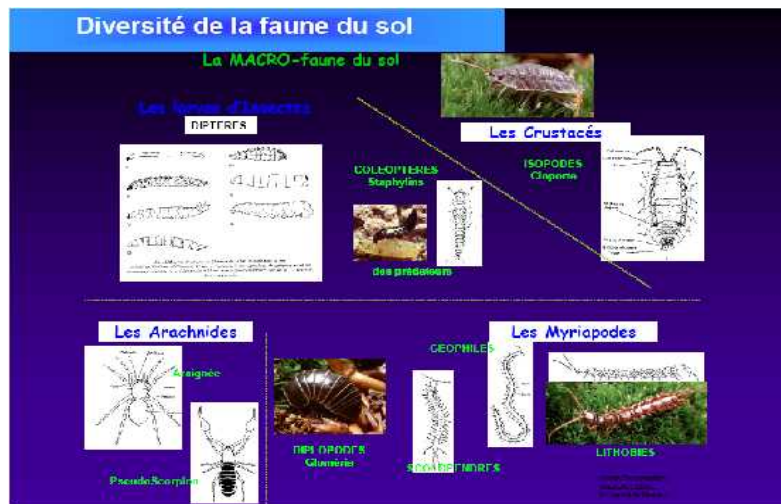


Parmi cette diversité d'êtres vivants la faune co-agit systématiquement avec les bactéries, surtout via leur système digestif (voir exemple du lombric plus loin.)



De plus, certains organismes ont la propriété de modifier l'écosystème non pas seulement pour eux mais pour d'autres organismes : on les appelle les ingénieurs de l'écosystème.

Certains d'entre eux, les lombrics, ont sous nos latitudes un rôle prépondérant dans le fonctionnement du sol ; c'est ce que nous allons découvrir dans la partie suivante.



Epigeic



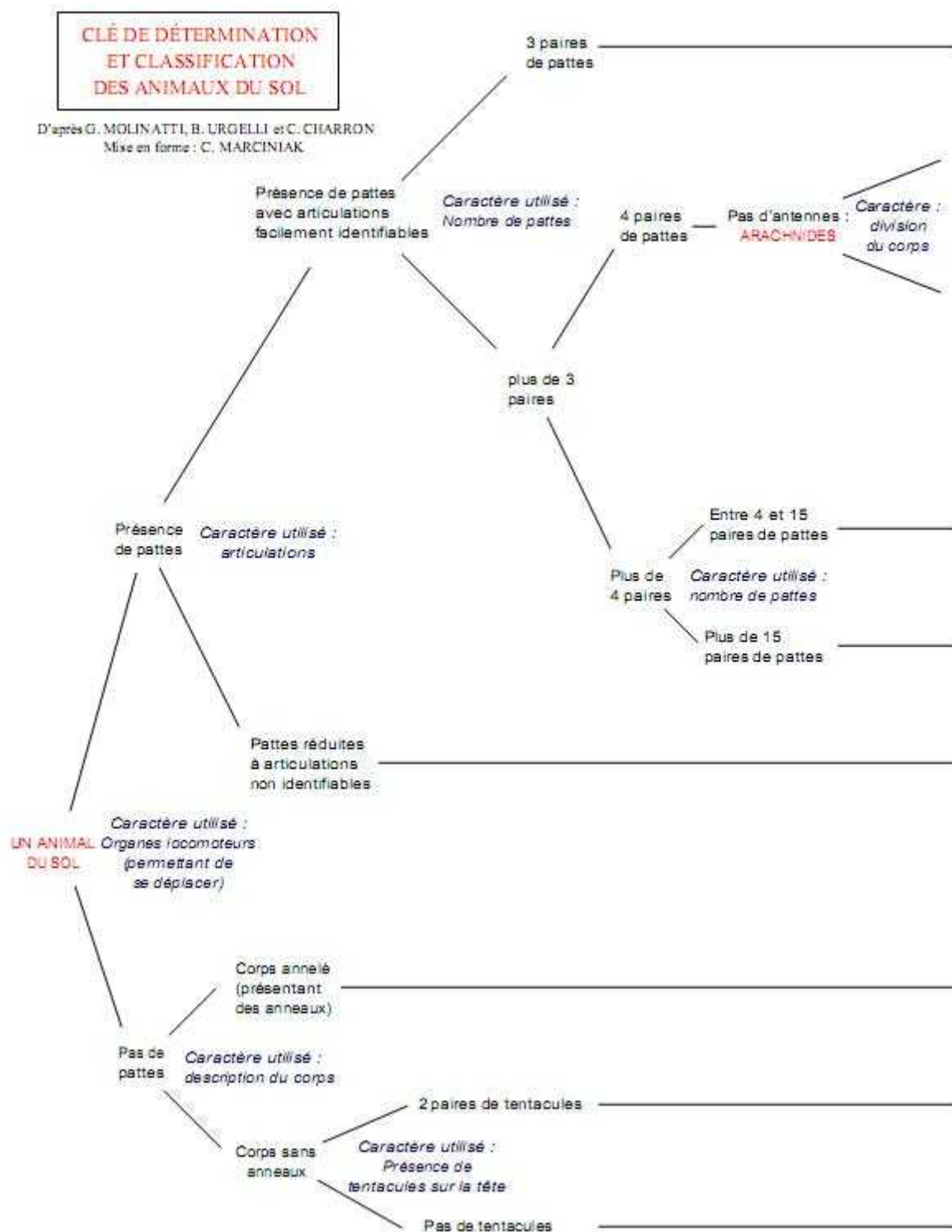
Endogeic

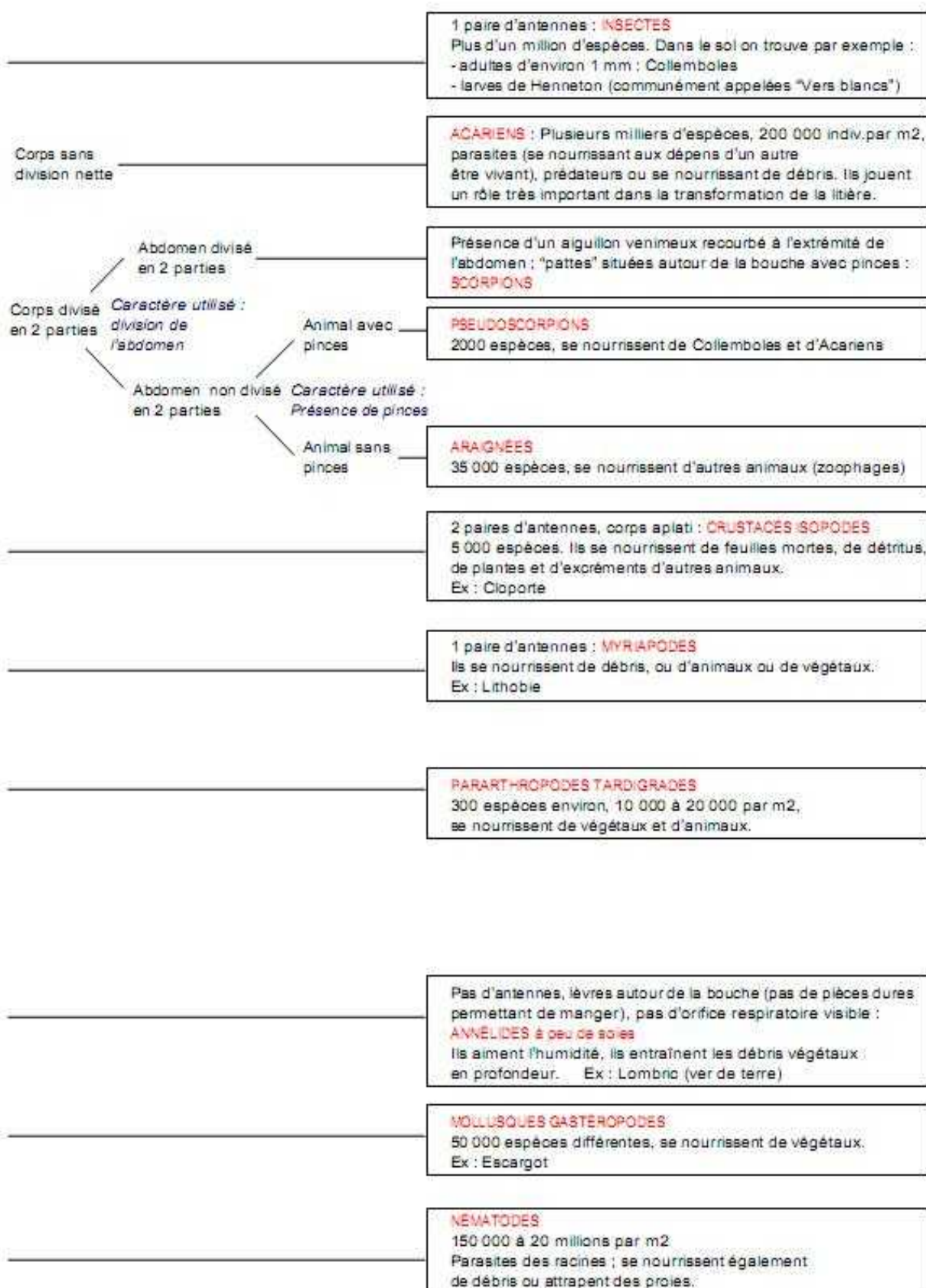


Anecic



1.5 Clef de détermination simple de la faune du sol





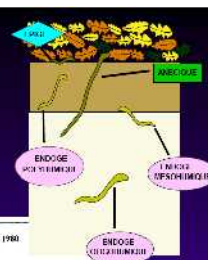
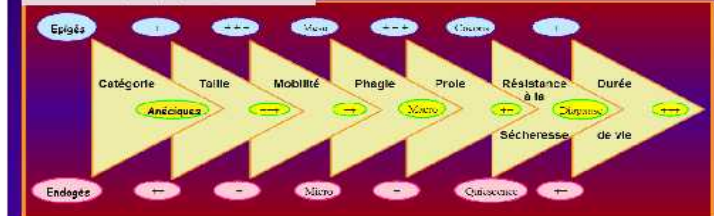


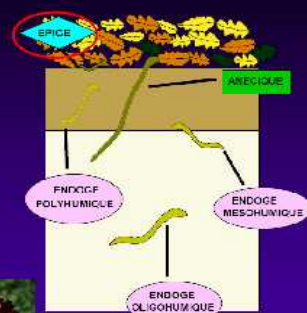
Diagramme de répartition de quelques espèces toxiques sur le système néphrétique du 3 principaux catégories écologiques. D'après Boucas (1977).



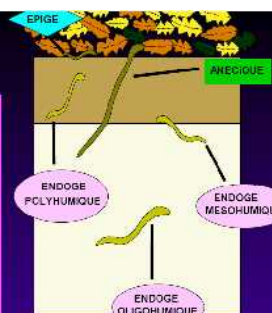
*Évolution de 3 groupes fonctionnels ionisables
en fonction des positions spatiales,
des adaptations morphologiques, nutritionnelles et hydriques
(Roulet, 1977, 1978)*



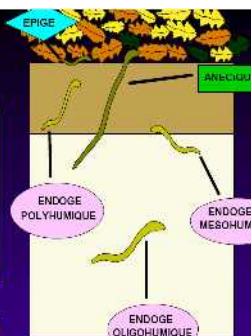
Taille : 1,6 cm,
Couleur : rouge sombre
Mode de vie :
- Localisation en surface :
 * dans amas organique
(fumier, compost, lierre de feuilles, écorce)
 * dans 1ère cm du sol
- ingestion de peu de matière minérale
- Participe au fractionnement de la M.O
- Creusent peu ou pas de galerie



- Taille : moyenne à grande (1-20 cm)
- Couleur : faiblement pigmentée (rose à gris clair)
- Mode de vie :
 - Localisation dans le sol (ne remontent presque, mais à la surface)
 - Se nourrissent de MO plus ou moins dégradée
 - en fonction de la richesse organique du sol alimentaire :
 - * encogés oligohumiques
 - * encogés méso-humiques
 - * encogés polyhumiques
 - Creusent galeries temporaires d'orientation sub-horizontales à horizontales, très ramifiées



- Taille : espèces les plus grosses (10-110 cm)
- Couleur : rouge, gris clair, brun
- Mode de vie :
 - Localisation dans le sol
 - Mixent matière organique et matière minérale.
 - Creusent galeries permanentes d'orientation sub-verticales à verticales, ouvertes en surface (5-6 m)
 - Rejetent des déjections à la surface du sol (turricules)





2.2 Rôle et influence / propriétés physiques

TABLE 11.4 Comparative Characteristics of Earthworm Casts and Soils

Average of six Nigerian soils.

Characteristic	Earthworm casts	Soils
Silt and clay, %	38.8	22.2
Bulk density, Mg/m ³	1.11	1.28
Structural stability ^a	849	65
Cation exchange capacity, cmol/kg	13.8	3.3
Exchangeable Ca ²⁺ , cmol/kg	8.9	2.0
Exchangeable K ⁺ , cmol/kg	0.6	0.2
Soluble P, ppm	17.8	6.1
Total N, %	0.33	0.12

^a Numbers of raindrops required to destroy structural aggregates.
From de Vrieschauer and Lal (1981).

221. Effets sur la texture et la structure du sol

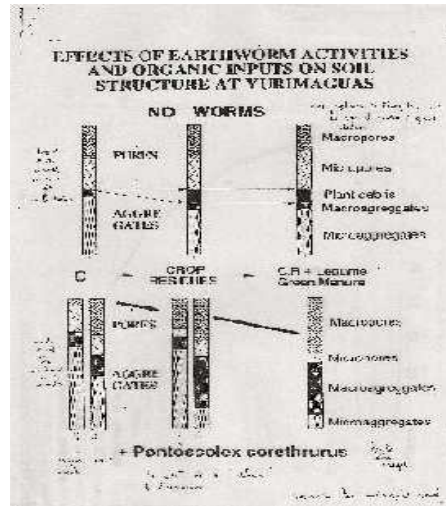
2211 Texture

Les rejets des vers de terre ont généralement une texture plus fine (teneurs en limon et en, argile plus importantes) que celle du sol environnant. Cette différence de texture, entre sol et les turricule, serait due à une ingestion préférentielle des particules fines (limons et argiles) plus riches en matière organique. Actuellement, le processus par lequel les lombriciens sélectionnent ces particules n'est pas encore connu. Cependant, les vers possèdent des cellules sensorielles situées plus particulièrement au niveau du prostomium (extrémité antérieure du ver) (Mill, 1978). Ces cellules sensorielles réceptrices de stimuli tactiles, chimique et lumineux permettraient aux lombriciens de sélectionner les particules à ingérer.

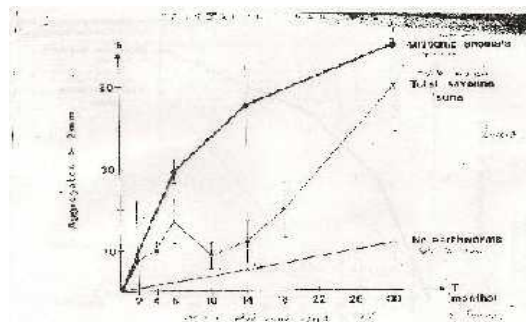
La texture des rejets dépend de la taille des vers : plus ils sont gros, plus la taille des particules de sol ingérées puis excrétées est importante (Lee, 1985). En effet, Bolton et Phillipson (1976) ont comparé la taille maximum des particules minérales dans la partie postérieure du tube digestif d'*Apporectodea rosea*, *Allolobophora caliginosa* et *Octolasion cyaneum* : les résultats obtenus sont 100, 200 et 500 µm respectivement. Ces dimensions sont corrélées au diamètre des individus composant ces espèces (environ 2-3,5 mm, 3,5- 4,5 mm et 6-8 mm respectivement). On préfère les particules fines (limons et argiles), plus riches en matière organique.

2212 Structure :

expérience1 *Pontoscolex corethrurus* : Explications protocole ; quelles conclusions ?



Expérience 2 *Millsonia anomala* Explications protocole ; quelles conclusions ?

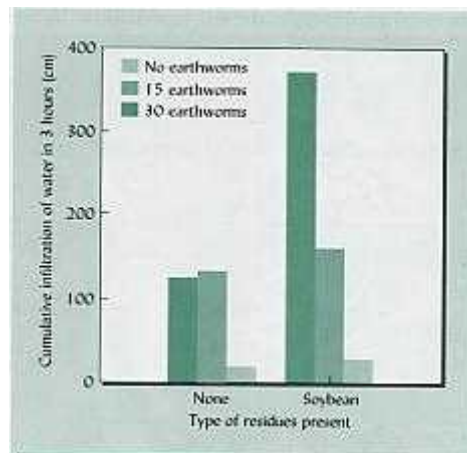


En plus de ces modifications de texture, la structure du sol est également affectée lors du transit intestinal. Dans le tube digestif des vers, les particules de sol ingérées sont soumises à des traitements divers : mécanique, chimique, enzymatique (Barois et al, 1993). Lors de ce transit, la sécrétion de mucus ainsi que l'apport d'une certaine quantité d'eau favorisent l'activité des micro-organismes présents dans le tube digestif du ver et dans le sol ingéré. Au fur et à mesure du transit, les particules minérales sont réorganisées autour de colonies bactériennes ou de particules organiques, affectant à la fois la microstructure et la macrostructure des particules du sol.

222. Effet sur la stabilité structurale du sol

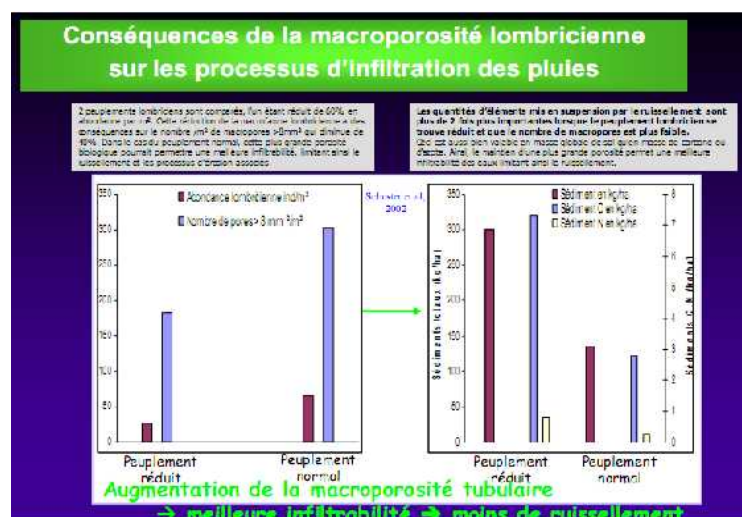
La stabilité structurale et la cohésion des agrégats du sol en général et des turricules en particulier influencent très largement les propriétés hydrauliques du sol et donc sa résistance à l'érosion. En Europe, bénéficiant d'un climat tempéré, les turricules de vers de terre sont plus stables que les macro-agrégats de taille comparable trouvés au champ et ont donc un rôle de stabilisation de la structure des sols (Marinissen, 1994).

L'amélioration de la porosité permet une augmentation de l'infiltration de l'eau. Si les galeries sont connectées avec la surface, elles permettent à l'eau de pluie de s'infiltrer puis de s'écouler dans les galeries et autres structures grumeleuses. Certaines de ces galeries parcourent l'ensemble du profil de sol, assurant un écoulement de l'eau par gravité et limitent le ruissellement



de surface et donc l'érosion. Selon Lee (1985), beaucoup d'auteurs signalent que l'infiltration de l'eau est de deux à dix fois plus rapide, et parfois plus, dans les sols avec des vers de terre que dans les sols qui en manquent. Mac Credie et Parker (1991) ont mesuré des taux d'infiltration dans un sol brun sableux de l'ouest de l'Australie en présence et en absence de *Aporrectodea trapezoides*. En présence de vers de terre, ils ont montré que les taux augmentent de 122% et de 247%, pour les pores de taille inférieure à 2,1 mm et supérieure à 2,1 mm respectivement (les pores sont différenciés par infiltrométrie).

Ainsi, selon la hauteur de la lame d'eau présente au dessus de la colonne de sol, les pores recrutés ne sont pas les mêmes: une hauteur de lame d'eau importante recrute des «gros» pores (diamètre > 2,1mm), et inversement. Les résultats de Pères (2003) suggèrent qu'un réseau de galeries long et volumineux n'entraîne pas forcément un transfert hydrique plus important qu'un réseau plus court et moins volumineux. Par contre, la continuité des pores contribue de façon importante au bon fonctionnement hydrique du sol.



Les sols dont la porosité est augmentée ont également une meilleure aération car la diffusion gazeuse s'y effectue plus facilement.

2.3 Rôle et influence sur la MO et son cycle

En tant qu'ingénieurs de l'écosystème, les vers de terre participent activement à la dégradation

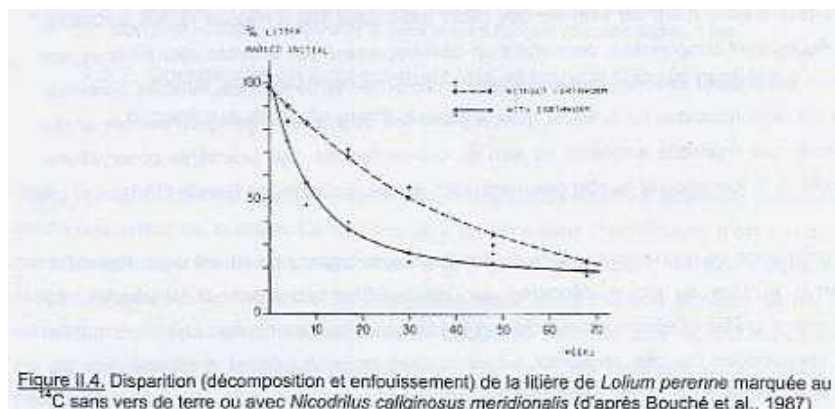
des matières organiques mortes et les mélangent intimement avec la matière minérale provenant de l'ensemble du profil (Lofty, 1974). Par ces activités de bioturbation, ils transfèrent des horizons de surface vers les horizons de profondeurs, des ressources nutritives, utilisables par la microflore et par les racines. Edwards et Heath (1963) considèrent qu'ils sont responsables de plus de 78% de la transformation totale de la litière

231. Fragmentation et enfouissement des débris organiques



La fragmentation, première étape de la décomposition de la litière, est réalisée essentiellement par les vers de terre, les diplopodes, les isopodes, les larves de diptère, les collembolles et les oribates (Lofty, 1974). Les lombriciens sont capables de consommer (ou de faire disparaître de la surface) une proportion considérable des débris végétaux produits annuellement dans différents écosystèmes (Lofty, 1974) : Raw (1962) a montré que *Lumbricus terrestris* peut supprimer plus de 93% de feuilles tombées en automne dans un verger de pommiers entre octobre et fin février de l'année (le pic d'activité se situant entre octobre-décembre pour l'automne et mars et mai pour le printemps).

De même, Satchell (1967) a calculé qu'une population de *Lumbricus terrestris* d'une forêt mixte du nord-ouest de l'Angleterre a la capacité de consommer la totalité de la litière annuelle en trois mois. Le fait que la litière disparaisse de la surface n'implique pas forcément que toute la litière est ingérée immédiatement : certaines espèces, notamment *Lumbricus terrestris*, introduisent des feuilles ou des fragments de feuilles dans leurs galeries et les consomment au fur et à mesure, quand elles sont partiellement décomposées. La figure ci dessous indique que la disparition de la litière de la surface du sol est beaucoup plus rapide en présence de vers de terre.



Les sols pauvres en vers de terre ont souvent une couche de litière non décomposée en surface

qui se démarque nettement du sol sous-jacent dont la structure est peu grumeleuse. Ainsi, Barley et Kleinig (1964, cités par Bachelier, 1978) ont observé, dans certaines prairies australiennes irriguées et ensemencées avec des espèces végétales exotiques, l'accumulation d'une épaisse litière feuillue et des excréments du bétail, faute d'une faune endémique capable d'incorporer les débris organiques au sol. Une introduction volontaire ou accidentelle d'*Allolobophora caliginosa* et *Microscolex dubius* par les moutons et l'eau d'irrigation a permis l'incorporation au sol du matelas organique de surface

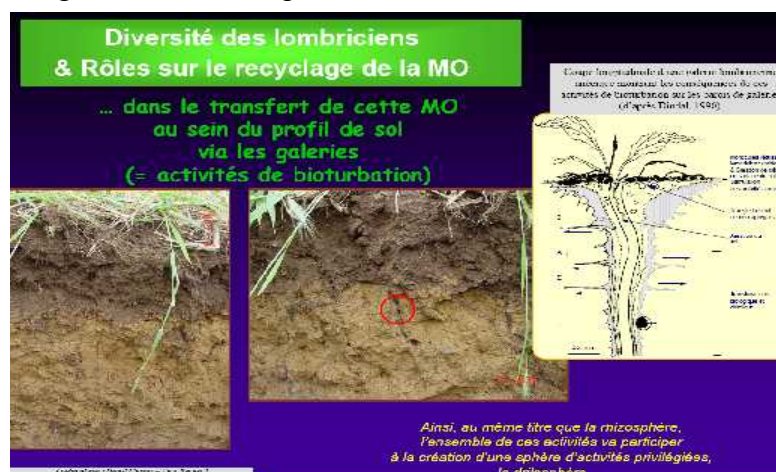
De même, l'immersion en 1944 puis en 1953 des polders de la province de Zeeland (Pays-Bas) a éliminé les populations lombriciennes. Dans une prairie âgée de sept ans implantée sur ces sols, Van Rhee (1963) a observé une litière d'herbe et de racines partiellement décomposées plus épaisse dans les secteurs dépourvus de vers de terre que dans ceux où ils avaient été réintroduits.

Dans les sols cultivés, les résidus organiques des cultures après récolte, les sarments et branches broyés issus des tailles hivernales ou les feuilles mortes tombant à l'automne sont autant de ressources trophiques que les lombriciens anéciques vont rassembler en amas plus ou moins enfouis dans les orifices de galeries lombriciennes et mélangés aux déjections de surface. Au sein de ces petits monticules (ou « midden »), les variations climatiques sont tamponnées, permettant un développement des activités microbiennes, en premier lieu à partir des mucopolysaccharides, composés facilement assimilables contenus dans les déjections des lombriciens, puis à partir des fragments organiques enfouis et réhumectés par l'humidité ambiante au sein de ces monticules. Les premières observations précises de la formation et du rôle des monticules ont été réalisées par Darwin (1881).

Les lombriciens se nourrissent ensuite de ces fragments organiques attendris par l'humidité ambiante et plus ou moins dégradés par les activités microbiennes. Néanmoins, ils s'alimentent préférentiellement des colonies bactériennes ou des hyphes mycéliens qui se sont développées sur ces nouveaux substrats organiques. Au fur et à mesure que les fragments organiques sont dégradés et consommés par les vers, ils sont enfouis progressivement dans les galeries et le cycle réhumectation / dégradation microbienne / consommation lombricienne recommence jusqu'à disparition complète des débris organiques.

232. Complexation organo-minérale et transfert de la MO dans le profil de sol

Après la fragmentation et l'incorporation au sol, l'humification constitue le dernier processus de décomposition de la litière. Le rôle des vers de terre dans l'humification n'est pas clair mais presque tous les auteurs s'accordent à dire qu'ils y participent, du moins dans les régions tempérées (Bachelier, 1978). Leur action serait plutôt indirecte et passerait par la stimulation des microorganismes humificateurs séjournant dans leur tube digestif mais aussi par l'association de la matière organique fragmentée avec les particules du sol facilitant l'action de la microflore.



Diversité des lombriciens & Rôles sur le recyclage de la MO

... via ces activités de bioturbation, redistribution du carbone-litière dans les parois de galeries lombriciennes

Selon les espèces, les réseaux de galeries vont être se valent et de complexité très différents: cela permet de regrouper ces deux familles, soit la communauté des Rhytides et la communauté des rhytides (selon la complexité du réseau) soit la communauté des rhytides (selon la complexité du réseau) et la communauté des rhytides (selon la complexité du réseau).



Diversité des lombriciens & Rôles sur le recyclage de la MO

**Conséquences de cette Redistribution du carbone-matière
dans les parois de galeries lombriciennes
sur les activités microbiennes**



Malgré la diversité des MO, les micro-organismes des parois des galeries sont le plus souvent des bactéries et des champignons microbiens :

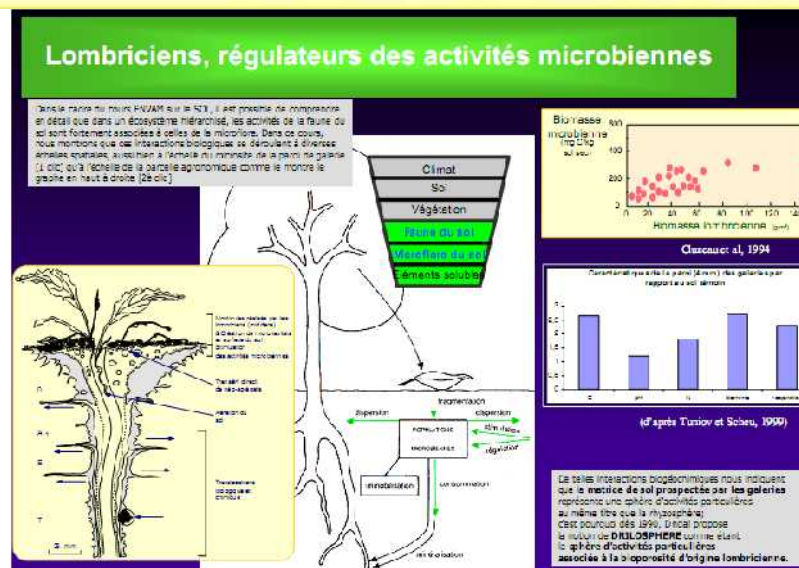
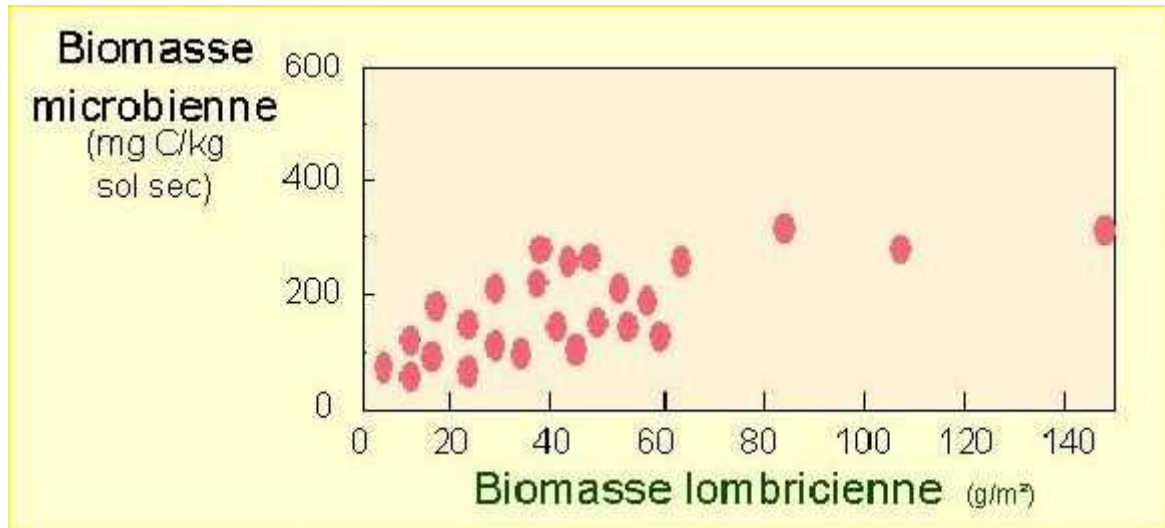
- les champignons sont le résultat de la décomposition de la MO ; le mycélium est souvent le premier à occuper les parois des galeries (150 et 800 mg dans des échantillons construits par des déjections lombriciennes)
- Les effets de la redistribution à une augmentation des activités microbiennes, mesurées par la biomasse microbienne (jusqu'à 100%) et de la respiration (+200%)



environnant, avec une quantité de nutriments biodisponibles plus importante.

2.4 Régulation des activités microbiennes

De nombreux auteurs s'accordent à dire que les vers de terre stimulent l'activité des microorganismes. Il existe en effet une corrélation positive entre la biomasse lombricienne et la biomasse microbienne dans le sol.

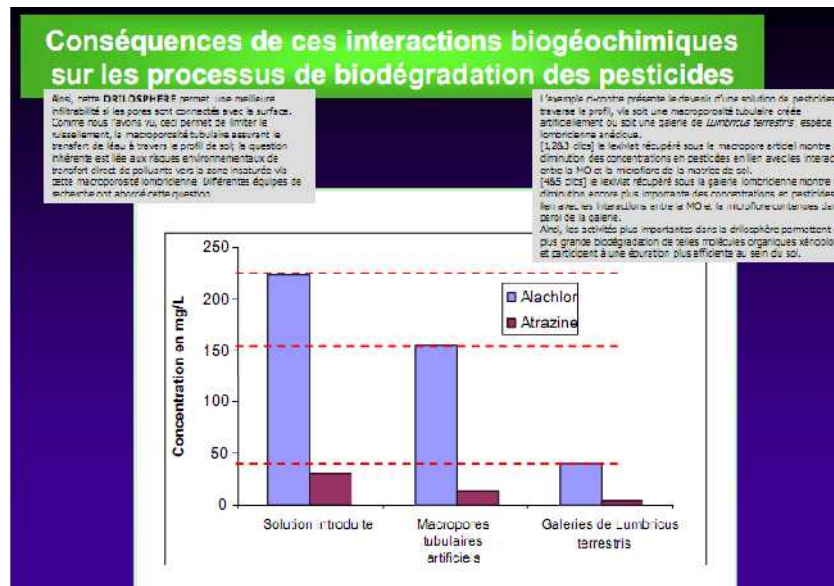


Une des hypothèses les plus répandues dans la littérature (Lee, 1985) est que la stimulation microbienne observée en présence d'invertébrés du sol est sans doute due à l'utilisation de substances nutritives additionnelles (produits de sécrétion et d'excrétion) que les invertébrés produisent.

Les vers de terre exercent une régulation globalement positive des activités microbiennes :

- le passage des micro-organismes dans le tube digestif permet la multiplication exponentielle des bactéries et des actinomycètes mais limite le développement des champignons ;
- en vieillissant, les turricules sont le siège du développement des hyphes mycéliens et des levures ;
- la drillosphère est également un lieu d'activité (micro) biologique intense ;
- ils participent à la dissémination des microorganismes dans le sol.

La stimulation des activités microbiennes et de la biologie du sol en général améliore le fonctionnement global du sol.



2.5. Influence sur la productivité végétale

En climat tempéré, la croissance des plantes repose sur différentes propriétés physiques, chimiques et biologiques du sol qui sont en partie contrôlées par l'activité des vers de terre. Selon plusieurs résultats de recherches, les effets des lombriciens sont généralement positifs vis à vis de plantes, plus rarement nuls ou négatifs. La réponse des plantes semble proportionnelle à la biomasse de vers de terre (essais en N^{elle} Zélande sur prairies, travaux de Lee et Van Rhee en grandes cultures).

Quels sont les mécanismes qui peuvent expliquer un tel effet ?

251 Stimulation chimique de la croissance des plantes

Les vers de terre, en interaction avec les bactéries, peuvent libérer des vitamines (vitamines du groupe B), protéines et facteurs de croissance, qui ont un effet positif sur la croissance des végétaux.

Les complexes organo-minéraux formés dans le tube digestif des lombrics participent à la fixation d'ions nutritifs utilisables par les plantes ; ainsi l'activité des lombrics permet notamment d'augmenter la quantité de calcium, de potassium et de magnésium échangeables, ainsi que d'oligo-éléments.

252 Dispersion des graines

L'ingestion, le transport et la répartition dans le sol de graines par les lombrics avaient déjà été observée par Darwin.. Une fois ingérées, les graines peuvent être excrétées dans les turricules à la surface du sol où les conditions sont favorables à leur germination, ou dans les galeries en profondeur où leur germination est retardée. Seule une faible part des semences sont broyées dans le gésier des vers de terre (10 à 25 %). Divers travaux sont menés pour voir si les vers de terre peuvent 'orienter' le peuplement végétal d'un agrosystème par ces actions sur les semences.

253 Distribution et densité des racines

Les vers de terre affectent la distribution des racines dans les sols. En effet, les galeries des

anéciques, tapissées de mucus et de déjections, constituent des voies préférentielles pour le développement des racines :

- d'un point de vue physique : cette bioporosité facilite la progression des racines
- mais aussi chimique et biologique (activité microbiologique intense, plus d'ions minéraux pour la nutrition ...) ; ainsi, les racines développent des radicelles circulaires pour épouser le contour des galeries pour absorber les éléments nutritifs déjà présents ou issus de la minéralisation microbienne.

254 Limitation des infections

Diverses études ont montré qu'en affectant directement ou indirectement les populations de bactéries pathogènes, de nématodes phytoparasites et d'insectes nuisibles, les vers de terre contribuent à la santé des racines.

255 Effets négatifs des vdt

Quelques effets négatifs sont parfois évoqués :

- En zone tempérée certaines observations ont montré que certains vers de terre peuvent consommer des racines vivantes ; cependant ce phénomène est sûrement peu significatif : des études menées sur les contenus digestifs d'une trentaine d'espèces a révélé que les racines n'en représentent qu'une infime partie (Brown et al. 1999)
- en sols tropicaux, certaines observations relatent des compactations de sols dans des cas d'intenses développement de vers de terre sécrétant un fluide visqueux 'ciment', avec une effet négatif sur la croissance végétale.
- Les vers de terre peuvent aussi être les hôtes de certains parasites (cestodes et nématodes) et en faciliter la dispersion

2.6 Conclusion

Les **vers de terre** sont **des acteurs essentiels** du fonctionnement du sol, tant sur le long terme (formation du sol) que sur le court terme (action sur la structure/porosité, dynamique de la MO, libération d'éléments nutritifs...). Ils ont un **impact globalement positif sur la croissance végétale** ; s'ils ont parfois évoqués, les effets négatifs restent très limités...



On a donc tout intérêt dans la **gestion des systèmes de production végétale** à faire en sorte de **favoriser les populations de vers de terre** et éviter de les dégrader ! Nous verrons plus loin cette année comment.....

3. La rhizosphère

3.1 Introduction et définition

Nous venons de voir comment les vers de terre modifient le sol ; l'ensemble du volume de sol ainsi modifié par les lombrics prend le nom de drillosphère.

La rhizosphère, désigne quant à elle le volume de sol sous influence des racines de sol. D'une manière pratique, on peut dire qu'il s'agit de la terre 'restant attachée' aux racines quand on déterre une plante....



Ce volume de sol va être le lieu de modifications physiques, chimiques et biologiques de fortes intensités, qui va le rendre différent du sol non rhizosphérique, où elles n'ont pas lieu.; c'est aussi le lieu privilégié des échanges plantes/sol.

D'un point de vue quantitatif, le sol rhizosphérique peut représenter de moins de 1% (en forêt dense, sans étage arbustif et herbacé) à quasiment 100%, en prairie par exemple.

3.2 La rhizosphère, une stratégie évolutive pour la nutrition végétale

Avant de décrire les spécificités de la rhizosphère, voyons un peu quelle est la contrainte pour les plantes de se nourrir à partir de la solution du sol....

Elément	Eau de mer (mM)	Solution de sol (mM)	C _{min} (mM)
H ⁺	0.0001	0.00001-0.1	—
K ⁺	10	0.1-1	0.001-0.002
Ca ²⁺	10	0.1-2	0.001-0.005
Mg ²⁺	50	0.1-2	—
NO ₃ ⁻	—	1-5	0.001-0.05
SO ₄ ²⁻	30	0.1-2	0.001-0.05
HCO ₃ ⁻	0.5	0.0001-1	—
H ₂ PO ₄ ⁻	0.002	0.001-0.005	0.00001-0.0001

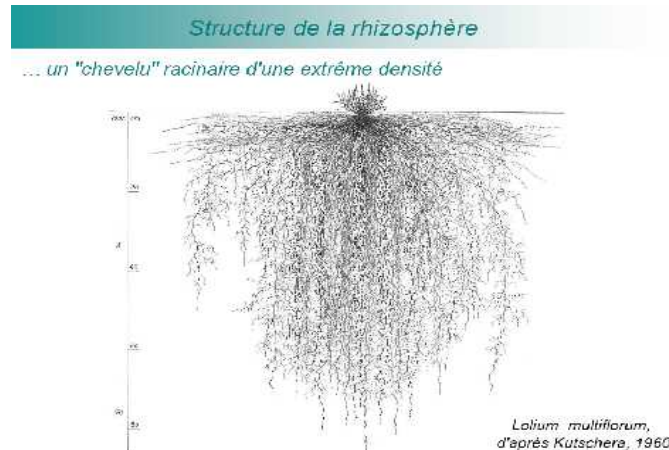
Valeurs de concentrations dans l'eau de mer,
dans la solution du sol, et capacité de prélèvement des racines

La solution du sol, comparé par exemple à l'eau de mer, est un milieu peu concentré en ions ; 10 fois, 100 fois moins pour certains. Et pourtant, si on regarde la colonne de droite, on peut voir que les racines ont une capacité de prélèvement à des concentrations minimales encore bien plus

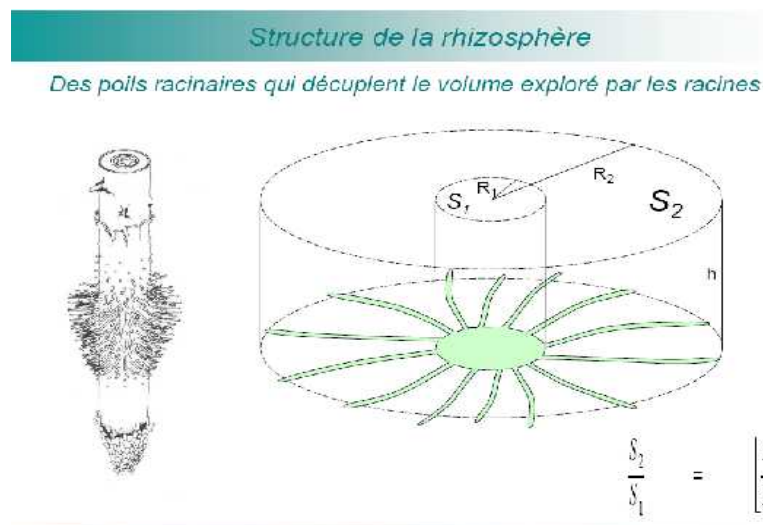
faible...Comment cela est-il possible ? Et bien en regardant de plus près comment fonctionne la rhizosphère, nous allons avoir des éléments de réponses, car les végétaux ont développés de nombreuses stratégies d'adaptation, de coopération pour pouvoir se nourrir dans ce milieu qu'est la solution du sol.

3.3 Rhizosphère et biologie,, des adaptations biologiques évolutives

Les plantes ont pour certaines sélectionné une capacité à développer un linéaire de racines important pour augmenter la surface d'échange avec le sol pour effectuer leur nutrition végétale.



Si on regarde un peu plus en détail les racines, la présence de poils racinaires permet de fortement augmenter la rhizosphère (si le poil fait 10 fois le diamètre de la racine, la surface d'échange est 100 fois plus grande!)



3.4 Rhizosphère et biologie : des développement de coopération/synergie

3.4.1 Avec les bactéries du sol

La majorité des bactéries du sol sont hétérotrophes vis à vis du carbone : elles sont dépendantes de formes organiques de carbone pour réaliser leur métabolisme (comme nous !). Les végétaux, en sécrétant dans le milieu extérieur des exsudats racinaires (molécules organiques, qui représentent, selon les espèces, entre 5 et 40% du carbone photo synthétisé !), vont 'réveiller' les bactéries qui vont croître et atteindre de fortes populations dans la zone rhizosphérique (jusqu'à 10^{10} à 10^{12} bactéries par gramme de sol : entre 10 milliards et 1000 milliards !), bien plus que dans le sol

environnant.

Cette sécrétion de produits synthétisés par la plante dans le sol par les racines porte le nom de **rhizodéposition**. Sous le terme exsudats racinaires sont englobés diverses molécules organiques qui diffèrent selon les espèces de plantes (voir ci dessous le tableau 'diversité des exsudats racinaires')



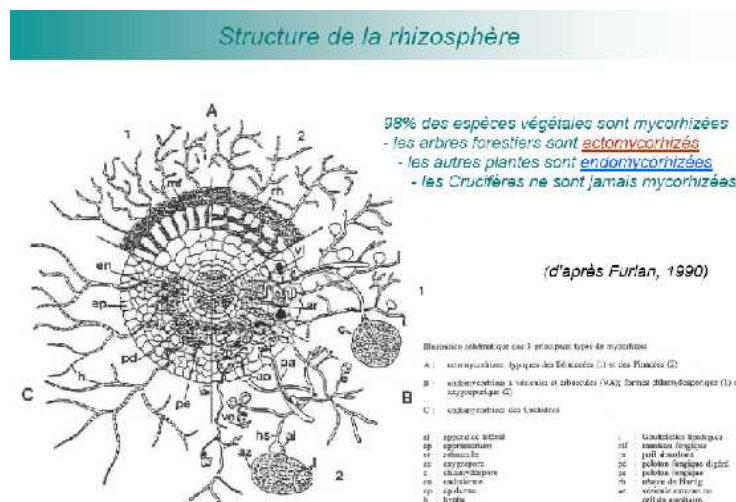
On peut classer en trois grandes catégories les bactéries ainsi stimulées par la rhizodéposition et présentes au sein de la rhizosphère, et qui vont avoir une action bénéfique pour la plante:

- **La première** est constituée **des bactéries symbiotiques** : c'est le cas bien connu des bactéries des genres *Rhizobium*, *Bradyrhizobium*, *Sinorhizobium* et *Azorhizobium*. Elles vont permettre la nutrition azotée des végétaux de la famille des *Fabacées* en fixant l'azote atmosphérique N_2 .



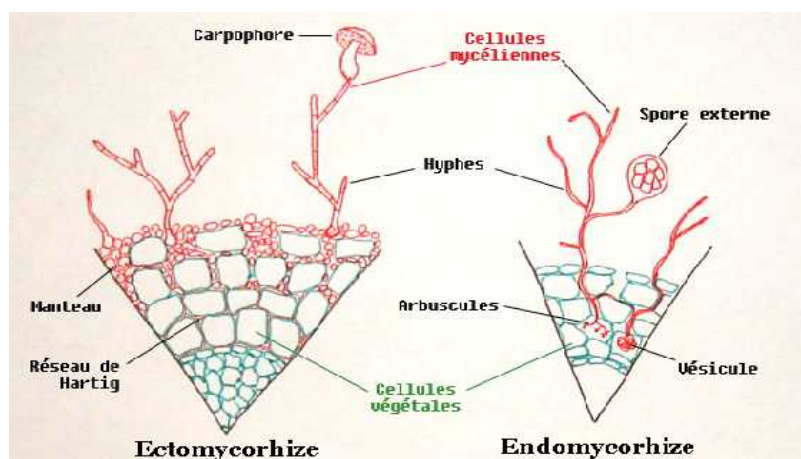
Le fonctionnement de l'échange de stimuli qui précèdent la constitution de la nodosité sont connus : les rhizobiums exercent une action stimulante sur la plante en synthétisant des flavanones et chalcones à proximité des racines. Suite à l'accroche des bactéries en limite de zone d'élongation de la racine. Puis elles 'infectent' les poils racinaires après qu'ils se soient recourbés en prenant une forme de crosse, qui évoluera vers la nodosité. La plante répond aux stimuli des bactéries en synthétisant des nodulines, précédant et accompagnant l'infection. Plusieurs gènes vont être impliqués pour accompagner la symbiose, sur plusieurs actions :

- déformation des poils racinaires
- formation du cordon d'infection
- morphogénèse de la nodosité
- formation de la membrane enveloppante
- alimentation énergétique des bactéries



3.4.2.1. L'association à l'intérieur de la plante

Il existe trois types de mycorhizes ; celles qui nous concernent au premier plan sont les endomycorhizes, qui s'associent aux plantes cultivées. Le terme endo signifie que le champignon pénètre à l'intérieur des tissus végétaux. L'hyphes pénètre les cellules corticales et la progression dans le parenchyme se fait à la fois inter et intra cellulièrement. A l'intérieur des cellules, le champignon forme des suçoirs très ramifiés, les **arbuscules**, enveloppés par une membrane formée par l'hôte. Cette interface est de siège d'échanges actifs.



Des vésicules volumineuses (lieu de stockage des réserves), riches en lipides et en calcium, se différencient le long des hyphes et parfois dans les cellules

L'infection par un champignon à arbuscules et vésicules n'entraîne pas de modification apparente de l'aspect extérieur des racines, ce qui explique que le caractère quasi-universel de ces associations soit souvent méconnu.

3.4.2.2 Hors de la plante

Les champignons mycorhiziens vivent en parties à l'intérieur des tissus des végétaux, où leurs mycéliums sont en contact étroit avec les cellules vivantes du parenchyme cortical mais aussi à **l'extérieur** où les filaments prospectent un volume incomparablement plus grand que le volume des poils absorbants.



Les hyphes appliquées à la surface des agrégats, sont en contact avec les particules élémentaires du sol et leur faible diamètre leur permet de pénétrer dans les pores les plus fins.

3.4.2.3 Les échanges Plantes/Champignons

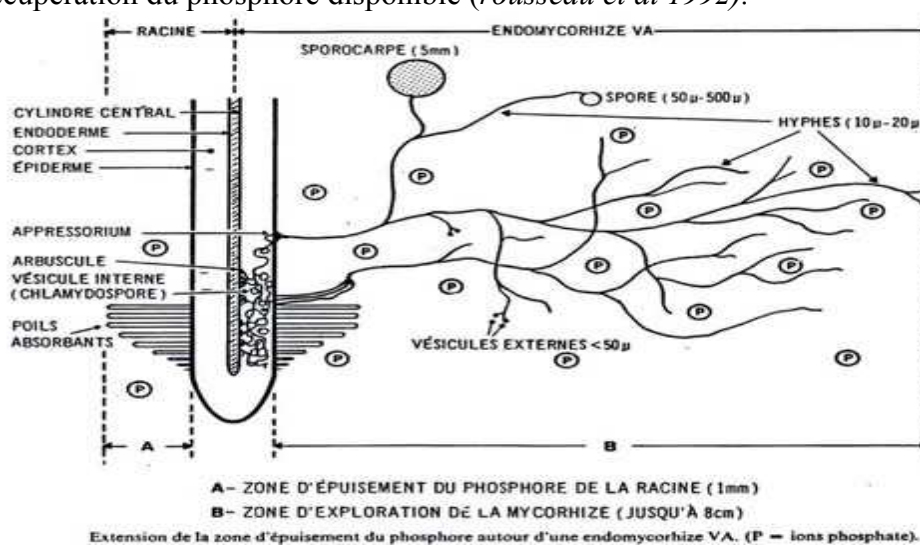
Les champignons reçoivent des plantes des substrats carbonés simples (de 5% à 10% des composés photosynthétisés) et des substrats de croissances. Ils bénéficient d'une situation qui le mets a l'abri des compétiteurs.

Les plantes tirent de l'association des avantages qui se traduisent par une amélioration de leur croissance.

Le bénéfice le plus direct et le plus étudié est l'amélioration de la nutrition phosphatés ; on a montré que des plantes possédant des endomycorhizes avaient un coefficient d'utilisation des engrais phosphatés 3 à 5 fois plus élevé que des plantes témoins non mycorhizées (Blal et al 1990).

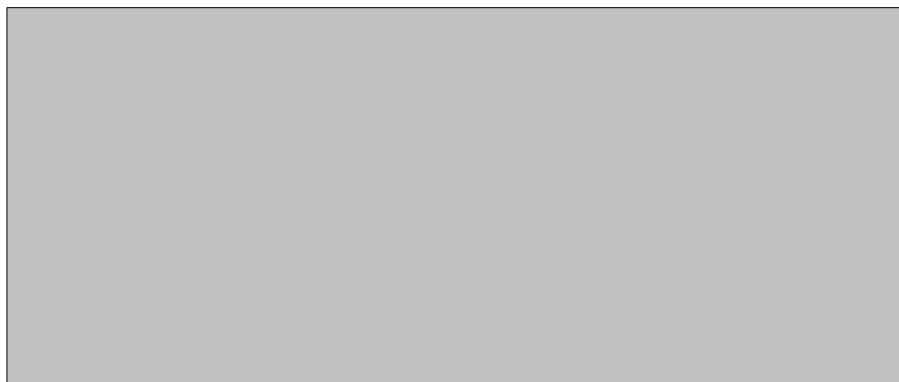
Le phosphates, très peu solubles, est en effet rapidement épuisé dans la solution du sol au voisinages des racines et le relargage, puis la diffusion des ions solubles immobilisés sont rarement assez rapide pour satisfaire la totalité des besoins de la plante.

Les champignons mycorrhizogènes, en explorant un grand volume de sol, permettent une meilleure récupération du phosphore disponible (rousseau et al 1992).



Les mycorhizes peuvent aussi contribuer à la solubilisation des phosphates minéraux insolubles, mais cet effet est négligeable, comparé à la minéralisation du phosphore organique, assuré grâce à leurs enzymes (phytase, phosphatase acide). Le phosphore ainsi extrait du sol est accumulé sous forme de polyphosphates dans les vacuoles des filaments mycéliens, d'où il transporté vers les racines.

En ce qui concerne les autres éléments, les plantes mycorhizées assimilent mieux le zinc, peu mobile comme le phosphore (Kothari et al 1991), mais aussi K, Ca, Mg, Cu, Mn, Fe (voir tableau ci dessous).



Plusieurs auteurs observent une meilleure assimilation de l'azote.

IL semble que la mycorhization améliore aussi l'assimilation de l'eau par la plante en conditions limitantes.

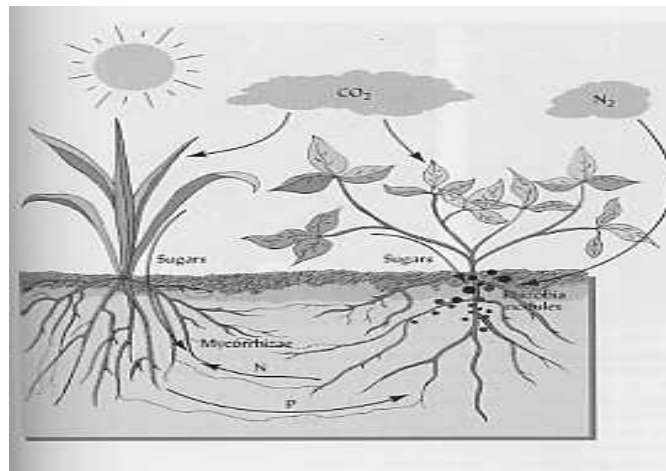
3.4.2.4 Autres effets favorables

La rhizosphère d'une racine mycorhizées n'est pas la même que celle d'une racine non mycorhizées, de sorte qu'il est plus juste de parler de mycorhizosphère.

Aux produits de la rhizodéposition s'ajoute les exsudats propre au champignon (acides organiques , antibiotiques). Comme nous l'avions évoqués pour des bactéries et champignons de la rhizosphère, ces sécrétions des champignons mycorhiziens se traduisent souvent par une protection des racines contre un grand nombre de parasites du sol : champignon, bactéries, nématodes.

La structure du sol est, aussi, considérablement modifiée au voisinage des racines mycorhizées. La grande abondance des filaments mycéliens assure un assemblage des particules de sol en agrégats stables et volumineux, ce qui améliore à la fois la circulation des gaz et la rétention de l'eau.

Un autre aspect de la symbiose est la possibilité, pour un champignon, de coloniser à partir de ses hôtes les racines qui se trouvent à proximité. Il se crée des ponts mycéliens multiple qui relient entre elles non seulement des plantes de la même espèce, de genre, de familles différentes.



Grâce à ces connexions, le passage des nutriments d'une plante à une autre est possible.

Ceci a deux conséquences écologiques importantes : d'une part, les matériaux des racines sénescents peuvent être récupérés et réutilisés immédiatement dans les racines en croissance : d'autre part , dans des milieux où la concurrence entre espèces est intense, les plantes peu compétitives peuvent néanmoins subsister grâce au transfert nutritionnel assuré par les ponts mycéliens entre les espèces dominantes et les espèces dominées .

Le maintien d'une grande diversité spécifique demeure ainsi possible, notamment en système prairial(grime et al 1987).

3.5 Fonctionnement chimique de la rhizosphère

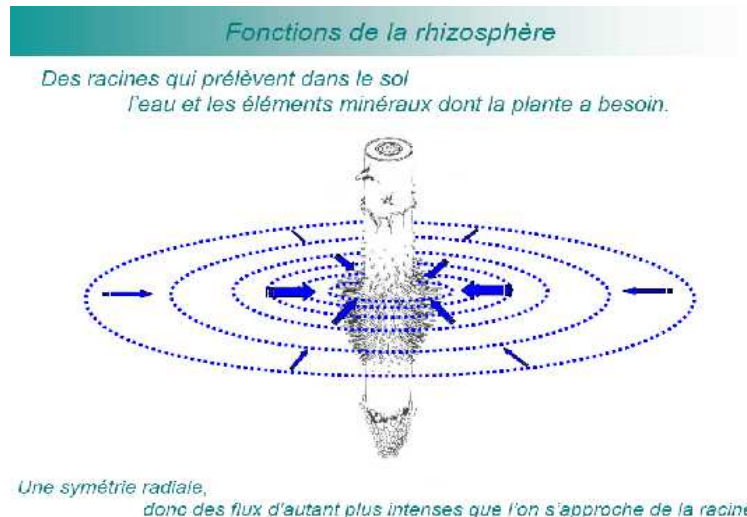
Nous venons de voir le fonctionnement biologique de la rhizosphère. Mais comment fonctionne-t-elle du point de vue chimique?

3.5.1 Un flux d'ions du sol vers la racine....

3.5.1.1 ...assuré par le mouvement d'eau

Le système racinaire d'une plante est composée d'autant de terminaisons qui sont des sièges actifs de flux d'eau, dans la zone pilifère. En absorbant de l'eau, la racine crée un point de potentiel

hydrique plus faible à sa proximité, et donc un flux d'eau se crée (rappel : l'eau va toujours du potentiel le plus élevé vers le potentiel le plus faible).



C'est ce flux d'eau qui permet à la plante d'absorber des ions minéraux nécessaires à sa croissance. Les plantes vont les prélever de manière sélective, pour répondre à leur besoin.

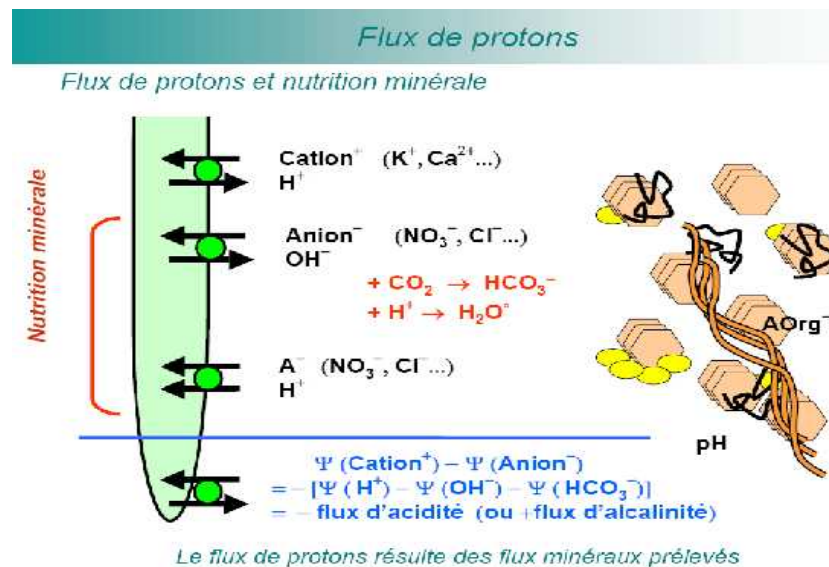
3.5.2.2 ...et qui a des conséquences sur le pH de la rhizosphère

18 éléments sont nécessaires à la croissance des végétaux ; si l'on enlève C, H, O qui sont absorbés sous forme de CO_2 et de H_2O , il reste 15 éléments, que les plantes prélèvent dans le sol sous forme d'ions en solution ; ceux-ci peuvent être soit positifs, soit négatifs :

Pour les positifs :	Potassium	K^+
	Calcium	Ca^{2+}
	Azote (Ion Ammonium)	NH_4^+
	Magnésium	Mg^{2+}
	Fer	$Fe^{2+}, Fe(OH)_2^+, Fe(OH)^{2+}, Fe^{3+}$
	Manganèse	Mn^{2+}
	Zinc	$Zn^{2+}, Zn(OH)^{2+}$
	Cuivre	$Cu^{2+}, Cu(OH)^+$
	Cobalt	Co^{2+}
	Nickel	Ni^{2+}, Ni^{3+}
Pour les négatifs :	Azote (Ion Nitrate)	NO_3^-
	Phosphate	HPO_4^{2-} ou $H_2PO_4^-$
	Sulfate	SO_4^{2-}
	Chlorure	Cl^-
	Molybdène	$MoO_4^{2-}, HMoO_4^-$
	Bore	$H_2BO_3^-$

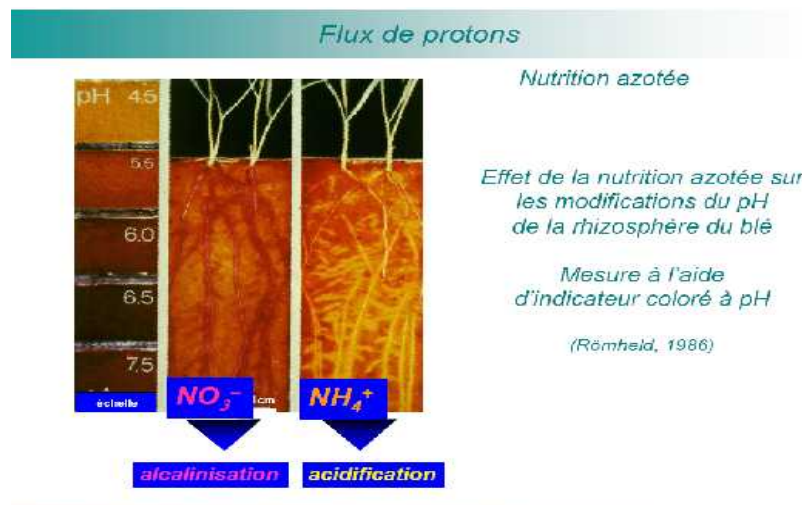
Lorsque la racine absorbe ces ions, elle rejette dans le milieu extérieur des ions H^+ dans le cas de l'absorption de cations et des ions OH^- (ou HCO_3^-) dans le cas d'une absorption d'anions, pour équilibrer les charges de part et d'autre de la membrane.

On peut alors distinguer 2 cas : si la plante a absorbé plus de cations que d'anions (bilan cations-anions > 0), il y aura un flux de protons positifs dans le milieu extérieur et donc acidification (baisse du pH)



Au contraire, si la plante a absorbé plus d'anions que de cations ((bilan cations-anions < 0), il y aura un flux de protons négatifs dans le milieu extérieur et donc alcalinisation (hausse du pH)

Comme les ions azotés peuvent être soit des cations (NH_4^+) soit des anions NO_3^- et qu'il s'agit du principal élément absorbé en quantité, la forme azotée absorbée détermine soit qu'il y ait acidification, soit alcalinisation.

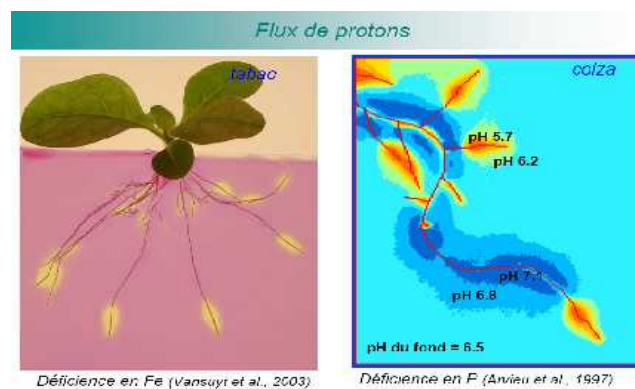


3.5.2 Différentes voies pour rendre disponibles les éléments

Nous avons vu qu'un flux d'eau entraîne les ions vers la racine, siège d'une absorption sélective de ces éléments. Or il faut que l'ensemble des éléments se présentent en quantité suffisante pour pouvoir réaliser cette sélection. Le problème est que certains éléments sont présents en quantité très faibles ou sous des formes peu disponibles (passage en solution très lent et difficile). Faisons un point sur les stratégies qu'ont les plantes pour assurer leurs besoins en éléments dans ces conditions :

- ce que nous avons déjà vu :
 - hausse des surfaces d'échanges = poils racinaires
 - associations bactériennes symbiotiques = hausse disponibilité azote

- associations mycorhizienne = hausse disponibilité phosphore, zinc
- stimulation de populations bactériennes minéralisatrices= hausse de la disponibilité d'éléments qui étaient sous forme organique
- stimulation de populations bactériennes sécrétant des acides organiques solubilisant certains ions peu disponibles (ex : phosphore)
- Autres stratégies
 - forte absorption d'un élément dans la rhizosphère et désorption de formes adsorbées de cet élément au sein du complexe d'échange (ex : potassium interfoliaire des feuillettes d'argile)
 - sécrétions parmi les exsudats racinaires d'acides organiques qui, en plus du flux de protons du à l'absorption d'ions minéraux, génèrent une acidité dans la rhizosphère. Celle-ci permet de libérer dans la solution des éléments combinés et peu disponible (ex. du Fer) et doté d'une charge négative, ils peuvent désorber des ions phosphates eux aussi négatifs. Enfin, certains de ces acides organiques vont pouvoir chélater les ions Fe^{3+} , Zn^{2+} et $\text{Zn}(\text{OH})^{2+}$, Cu^{2+} , Mn^{2+} , et les complexes formés restent solubles, et vont pouvoir rejoindre par le flux d'eau la surface de la racine où l'ion chélaté sera séparé du chélatant, puis absorbé.



- chez les graminées, sécrétion d'acides aminés appelés phytosidérophores, puissants chélatant d'ions Fe^{3+} , Zn^{2+} et $\text{Zn}(\text{OH})^{2+}$, Cu^{2+} , Mn^{2+} , qui au contraire des autres chélatants ci-dessus, peuvent pénétrer dans la racine.

3.6 Conclusions

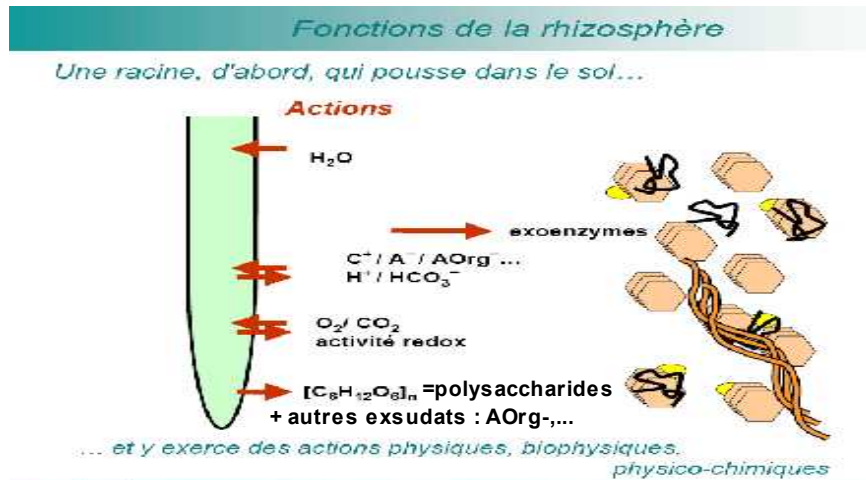
La rhizosphère est donc différente du sol environnant par :

- son pH, souvent plus acide (même si des alcalisations sont possibles)
- une abondance et une composition des MO différente (exsudats racinaires, acides organiques)
- une forte biomasse microbienne et fongique
- son potentiel d'oxydoreduction Eh (souvent plus faible)

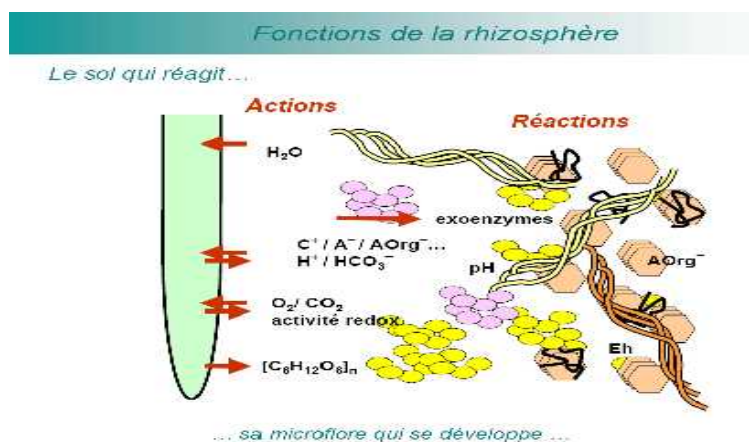
Ces différences sont dues à l'arrivée de la racine ; comme pour les vers de terre, où la drillosphère est différente du sol environnant, la racine mérite son nom d'ingénieur de l'écosystème, au sens où elle influence les populations de microorganismes, les propriétés physiques et chimiques de son environnement.

On peut résumer cela en 3 étapes :

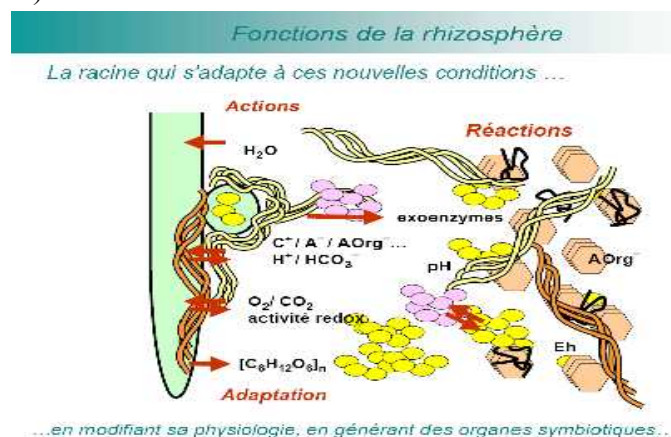
Lorsque la racine arrive dans le sol, elle y exerce des actions physiques, des secretions, et des modifications chimiques



En réaction, le sol 'répond' et la microflore (bactéries, champignons, mais aussi algues et protistes..) se développent



La racine s'adapte à son tour à ces réponses du sol : elle modifie sa physiologie en générant des organes symbiotiques, et va recueillir des avantages de ces modifications d'environnement : flux d'éléments via ces organes symbiotiques (N et P surtout) et flux d'eau enrichi d'une part en éléments nutritifs, pour certains à l'état chélaté et d'autre part en facteurs de croissance (phyto-hormones, vitamines, acides-aminés).



4. Bactéries du sol

Nous avons déjà abordé certaines fonctions des bactéries du sol dans les parties précédentes : cycle de la matière organique, rôle au sein de la rhizosphère... Nous allons ici voir les grandes fonctions assurées par ces êtres vivants du sol.

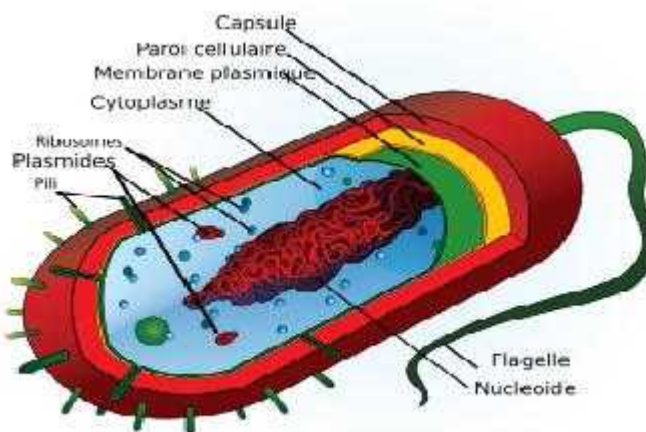
Les bactéries sont des êtres très petits, entre 0,5 et 5 μm : les plus petits sont donc de la taille moyenne des particules d'argile. Elles représentent **le groupe le plus diversifié** des organismes du sol : un gramme de sol contient environ 20 000 différentes espèces.

En conditions satisfaisantes **d'aération du sol**, les bactéries aérobies prédominent. Une microflore anaérobie s'installe pour un potentiel Eh $< 200\text{mV}$.

Les bactéries sont aussi sensibles au **pH du sol**. En conditions acides, elles sont moins présentes, alors que les champignons y résistent plus facilement.

Au niveau de leur métabolisme, certaines utilisent du carbone contenu dans des matières organiques, elles sont **hétérotrophes** et utilisent l'énergie issue de la dégradation de ces molécules organiques ; d'autres sont **autotrophes** vis à vis du carbone, c'est à dire qu'elles utilisent le carbone du CO_2 ou des carbonates CO_3^{2-} , HCO_3^- pour leur métabolisme, et tirent leur énergie de l'oxydation d'éléments comme l'ammonium NH_4^+ , le fer, le soufre.

En terme de fonctions, les bactéries sont donc impliquées dans de nombreuses réactions d'oxydoréduction d'éléments dans le sol. D'autres fonctions concernant le cycle de la matière organiques sont 'pilotees' par des bactéries : humification, minéralisation.



4.1 Bactéries et oxydoréductions

4.1.1 Dans le cycle de l'azote

Le cycle de l'azote a une grande importance dans les sols cultivés ; cet élément est celui du sol absorbé en plus grande quantité par les végétaux. Nous verrons dans la partie suivante en détail le cycle de l'azote ; il s'agit ici d'aborder des étapes clefs de ce cycle maîtrisées par des bactéries

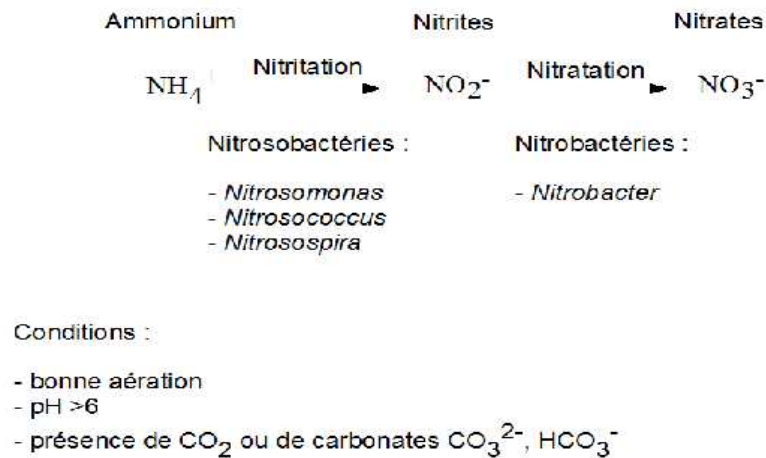
4.1.1.1 Nitrification

L'azote issu de la minéralisation des matières organiques est en majorité de l'ammonium NH_4^+ ; cette forme azotée peut aussi être apportée sous forme d'engrais. En conditions aérobies, des micro-organismes ont l'oxyder en 2 étapes pour se procurer de l'énergie (bactéries autotrophes).

Cette transformation de l'ammonium en nitrates est très rapide, et si les conditions sont réunies, les sols ne contiennent en général que peu d'ammonium ; cependant, dans la rhizosphère, il y a généralement une chute de l'oxygène disponible par augmentation de la respiration, et les conditions

anaérobies font que la forme ammonium est souvent bien présente.

La nitrification



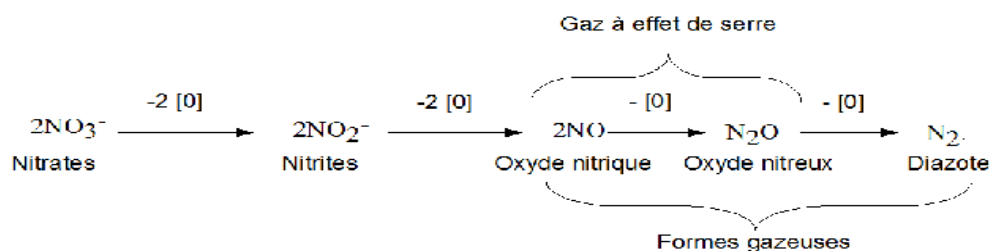
4.1.1.2 Dénitrification

La dénitrification, au contraire de la nitrification, est un processus en partie biologique réducteur, en conditions anaérobies. Il est réalisé par des bactéries hétérotrophes du genre *Bacillus*, *Pseudomonas*, *Micrcoccus*, *Achromobacter* qui réduisent les nitrates en composés gazeux : les oxydes d'azote NO, N_2O parfois même jusqu'au N_2 . (des bactéries autotrophes, tirant leur énergie de l'oxydation du soufre, peuvent aussi dénitrifier : ex de *Thiobacillus denitrificans*) Cela se traduit par des pertes d'azote depuis le sol jusqu'à l'atmosphère. Les oxydes d'azote volatils NO et N_2O sont des gaz très problématiques. NO contribue fortement à l'effet de serre (pour une quantité identique, 300 x plus que le CO_2) et N_2O contribue à la destruction de la couche d'ozone.

Une partie des engrais azotés utilisés par l'agriculture, qui ont déjà beaucoup consommé d'énergie pour leur synthèse peuvent donc se retrouver (en conditions de sols tassés ou saturés en eau) dans l'atmosphère, participer à l'effet de serre et à la destruction de la couche d'ozone !

Ce processus est utilisé pour dénitrifier des eaux polluées par les nitrates.

La dénitrification



Conditions (dans le cas des bactéries hétérotrophes):

- aération faible (sols compactés ou sols gorgés d'eau (Hydromorphie))
- pH > 5
- présence de composés organiques

Conditions (dans le cas de *Thiobacillus denitrificans*)

- aération faible
- présence de composés soufrés réduits
- pH > 5

4.1.1.3 Fixation de N₂ atmosphérique

Des bactéries spécifiques peuvent utiliser l'azote gazeux atmosphérique N₂. On distingue la fixation libre et la fixation symbiotique. Dans la littérature, certains auteurs mettent en avant une troisième voie de la fixation d'azote : la fixation associative au sein de la rhizosphère.

Toutes ces bactéries fixatrices possèdent sensiblement le même complexe enzymatique, en particulier une enzyme Nitrogénase qui leur permet d'oxyder l'azote gazeux.

- **La fixation libre** est effectuée soit par des bactéries hétérotrophes aérobies comme *Azotobacter* ou *Beijerinckia*, ou anaérobies comme *Clostridium*, soit par des organismes photosynthétiques : les algues bleues (*Cyanophycées*). Ces bactéries exigent des composés carbonés organiques, du phosphore et du molybdène, une très bonne aération. Une forte quantité d'azote nitrique (NO₃⁻) déprime la fixation.

La fixation libre est estimée entre 5 et 40 unités d'azote (unité = Kg.ha⁻¹)

- **La fixation symbiotique** est due à des bactéries du genre *Rhizobium* principalement qui vivent en symbiose avec les racines des plantes, principalement les *Fabacées*, en formant des nodosités. La plante fournit des composés carbonés aux bactéries et utilise une partie des composés azotés élaborés par les bactéries. Des composés azotés sont aussi exsudés dans le sol.

Une culture de trèfle ou de luzerne peut fixer plus de 200 unités d'azote/an. Des espèces tropicales peuvent fixer jusqu'à 500 unités d'azote/an

4.1.2 Autres oxydoréductions

Comme l'azote, d'autres éléments peuvent passer d'un état red-ox à un autre, selon les conditions, sous l'action de bactéries ; citons notamment :

- le soufre
- le fer
- le manganèse

Nous reverrons cela dans le chapitre suivant, concernant la chimie du sol ; gardons juste à l'esprit que des états chimiques différents d'éléments sont souvent dus à une action biologique, ici les bactéries en l'occurrence.

4.2 Bactéries et cycle de la matière organique

4.2.1 Humification

Nous avons vu que pour passer de la matière organique fraîche (résidus de culture, amendement organiques divers) aux molécules organiques humifiées, un cortège d'êtres vivants très divers est en jeu, et pour l'ensemble des bactéries entrent aussi en jeu dans les tubes digestifs notamment, mais aussi dans le sol.

Au niveau de leur action, elles condensent les molécules organiques simples (c'est à dire qu'elles lient les molécules les unes aux autres) en composés de plus en plus 'lourds', qui atteignent des poids moléculaires très importants (acides humiques, humine).

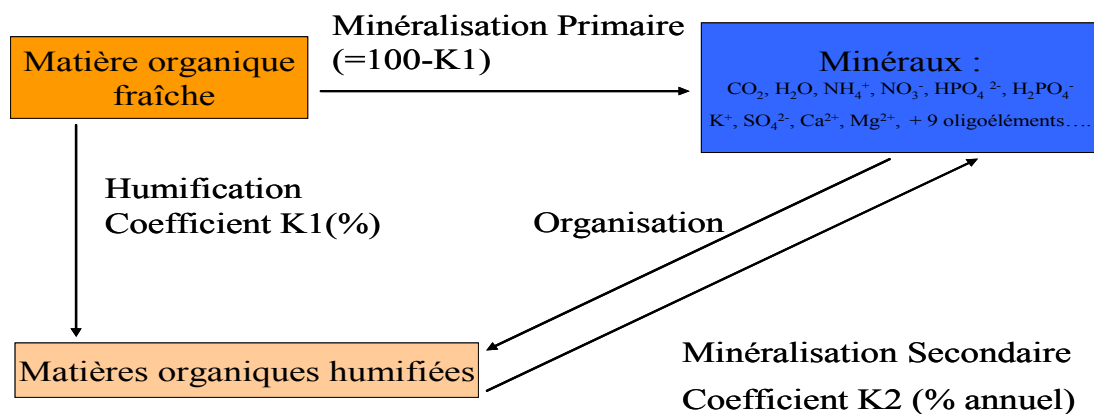
4.2.2 Minéralisation/organisation

Les bactéries peuvent aussi dégrader les substances organiques (fraîches ou humifiées) pour se procurer de l'énergie et des éléments : ces derniers passent sous formes de molécules simples, ioniques : on parle de **minéralisation**.

Mais les bactéries utilisent une partie de ces éléments minéraux pour élaborer leurs cellules, tissus et organes. Ce processus est nommé **l'organisation**.

Les 2 processus existent toujours de manière simultanée dans le sol ; leur importance varie selon

les conditions (température, humidité, conditions red-ox, pH...). Si la minéralisation l'emporte, il y a minéralisation nette.



5. Biologie du sol et bioagresseurs

Tout n'est pas 'rose' dans le sol ! Parmi les êtres vivants du sol, de nombreux peuvent être nommés des bioagresseurs, c'est à dire qu'ils vont causer des dégâts aux plantes cultivées.

La diversité des bioagresseurs des végétaux cultivés sera abordée par des exposés d'étudiants BTSA TV, par trinôme (10 thèmes cette année, au choix):

Champignons :

- Fusarioses (*Fusarium roseum* et *Microdochium nivale*)
- Carie (*Tilletia caries*)
- Septoriose
- Aphanomyces
- Sclerotinia

Insectes :

- Taupin
- Zabres

Bactéries :

- *Ralstonia solanacearum*
- *Rhizoctonia solani*

Nématodes

Limaces

A traiter dans document (max 2 pages) + exposé (5 minutes)

1. Biologie, Cycle+étapes dans le sol
2. Plantes parasitées, Symptômes, incidence économique
3. Moyens de lutte : prophylaxie, moyens agronomiques, auxiliaires, matières actives, lutte biologique

Les teneurs seuils sont définies en tenant compte de la nature du sol, la dynamique du phosphore variant beaucoup selon que le sol est calcaire ou non, fortement limoneux. Elles sont interprétées en les combinant avec l'exigence de la culture : un sol considéré comme 'pauvre' pour une culture exigeante peut contenir des quantités d'éléments biodisponibles suffisantes pour une culture peu exigeante.

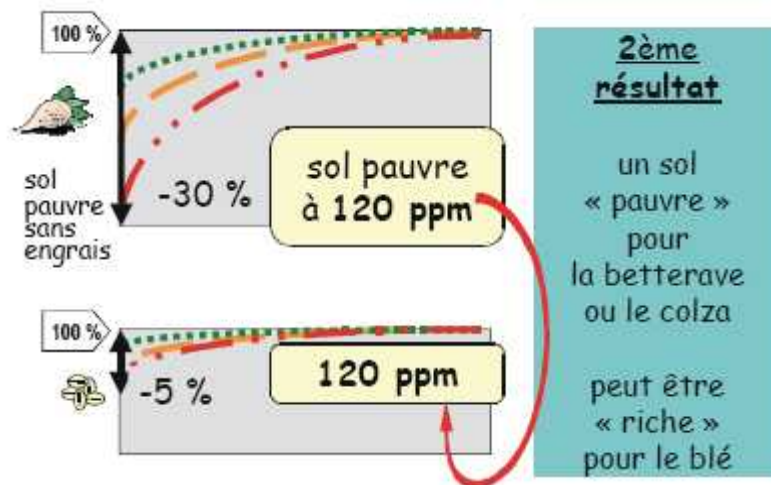


Figure 2 : L'interprétation de l'analyse de sol est liée à la classe d'exigence des cultures. (ITCF 1995).

Ainsi en croisant exigence de la plante et teneur du sol, on arrive à trois stratégies :

- *le renforcement* : cas des sols faiblement pourvus où la biodisponibilité est faible sur lequel on implante une culture d'exigence moyenne à forte. Les quantités de phosphore à apporter seront supérieures aux exportations.
- *l'entretien* : cas des sols où la biodisponibilité est intermédiaire, la préconisation est de compenser par l'apport d'engrais les exportations des cultures.
- *l'impasse* : cas des sols où la biodisponibilité est élevée et pour des cultures peu à moyennement exigeantes, il n'est pas utile d'apporter des engrais.

-③ **le devenir des résidus du précédent** : les résidus du précédent, parties aériennes et/ou racines, contiennent du phosphore qui sera disponible pour la culture suivante. Si les résidus du précédent sont exportés, la méthode propose d'augmenter la dose à apporter sur la culture suivante, mais pas si on est en situation d'impasse.

-④ **le passé récent de fertilisation** : on intègre ce dernier facteur comme indicateur d'une éventuelle évolution du phosphore vers des formes peu assimilables. On utilise le nombre d'années sans apport de phosphore : plus cette durée est longue, plus on considère que la situation est défavorable, avec des risques d'évolution vers des formes insolubles, peu disponibles du phosphore.

En croisant ① avec ② et ③ et ④ on détermine un coefficient multiplicateur avec lequel on va multiplier la quantité de Phosphore exporté par la plante pour laquelle on calcule la dose de phosphore à apporter.

Tableau 2 : grille schématique de détermination du coefficient multiplicateur des exportations. (ITCF 1995).

		Résidu du précédent	Nb d'années sans apport	Teneur du sol		
exigence FORTE 	exporté	2 et + 1 0	2	↑	r	↑
	enfoui	2 et + 1 0	x E	↓		1 x E
MOYENNE	exporté	2 et + 1 0	2 x E	↑	r	↑
	enfoui	2 et + 1 0	↓	1 x E	i	0
 FAIBLE	exporté		1 x E	↑	i	0
	enfoui		↓			

On obtient ainsi une dose d'engrais totale à apporter :

$$\text{Dose d'engrais à épandre} = \text{Rendement} * \text{Exportations} * \text{Coefficient}$$

(kg de P₂O₅ ou K₂O /ha) (Unités de rendement /ha) (kg de P₂O₅ ou K₂O /unité de rendement)

4.3.6 Les engrais phosphatés

Voici les principaux engrais phosphatés : des plus solubles (en haut) aux moins solubles :

Nom	Composition	Remarque
Superphosphates de chaux	- Normal : 18% de P ₂ O ₅ (22,5 à 30% de SO ₃ , 28 % de CaO) - Concentré : 25 à 35 % de P ₂ O ₅ (15 à 22,5 % de SO ₃) - tripe 46% de P ₂ O ₅ (17 % de CaO)	Pas d'action su le pH
Phosphates d'ammoniaque	Engrais binaires, plusieurs teneurs : 11-48-0 10-51-0 18-46-0 18-50-0	
Phosphate bicalcique	38% de P ₂ O ₅ , 40% de CaO	
Phosphal	35% de P ₂ O ₅ , 11% de CaO	A éviter en sols acides (contient Al), recommandé en sols calcaires
Scories de déphosphoration ou scories Thomas	12 à 20% de P ₂ O ₅ , 45 à 50% de CaO 1 à 3 % MgO	Action amendante (VN 35 à 40), également riche en Fer

Phosphates naturels 	25 à 35 % de P_2O_5 , 30 à 55% de CaO	A réserver aux sols acides
--	---	----------------------------

Il est important de noter que les engrais phosphatés ont une action plus ou moins rapides, en fonction de leur solubilité, et qu'ils sont utilisables pour des valeurs de pH différentes (Orange = déconseillé ; Jaune Utilisable, Vert : bien adapté) :

Type d'engrais	Très acide pH<5	Peu acide pH 6	Neutre pH 7	Peu calcaire pH 8	Très calcaire pH 8,5	Remarques
Superphosphate et phosphate d'ammoniaque						Action très rapide
Phosphate bi calcique						Action rapide
Phosphal						Action lente
Scories						Action lente Epandre Hiver
Phosphates naturels						Action très lente Epandre Hiver

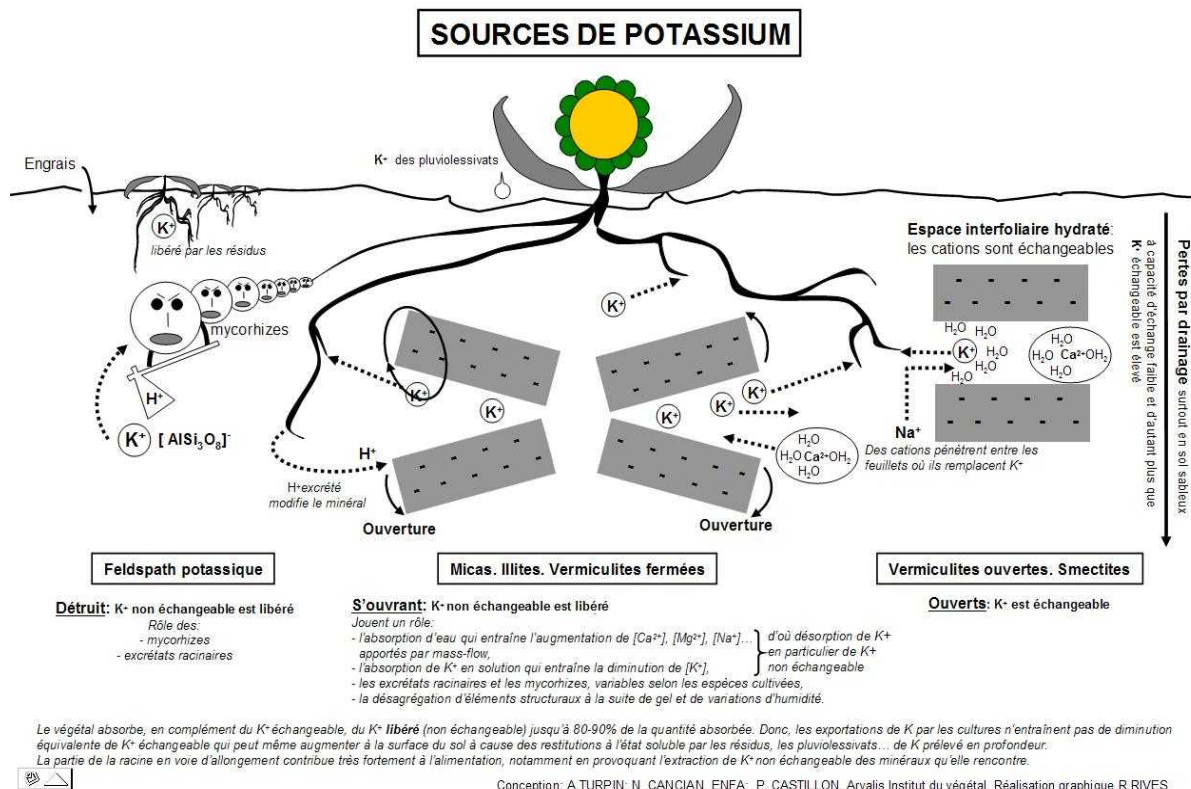
4.4 Le potassium (K₂O)

4.4.1 Différentes formes du potassium

Le potassium n'est pas lié au carbone dans la matière organique. Il reste libre sous la forme K⁺, dont une part est adsorbée par les molécules organiques. Il est donc en grande partie libéré lors de la minéralisation, sans être lui même minéralisé.

On trouve le potassium dans le sol sous quatre formes :

- 1 en solution dans l'eau du sol.
- 2 échangeable, (adsorbé) à la surface du système d'échange : il sert à compenser les prélèvements effectués par les racines dans la solution du sol.
- 3 inclus entre les feuillets des argiles, et donc peu échangeable.
- 4 Combiné, entrant dans la constitution des minéraux primaires (ex : micas et feldspaths)



4.4.2 Quantités dans le sol

L'unité utilisée pour exprimer les quantités de potassium en agronomie est le K₂O, donc en Kg de K₂O/ha (ou unité de K₂O), même si, comme pour le phosphore P₂O₅, cette forme n'existe pas dans le sol.

Les quantités de potassium du sol sont souvent très importantes dans les sols, jusqu'à 30, voire 50 tonnes !

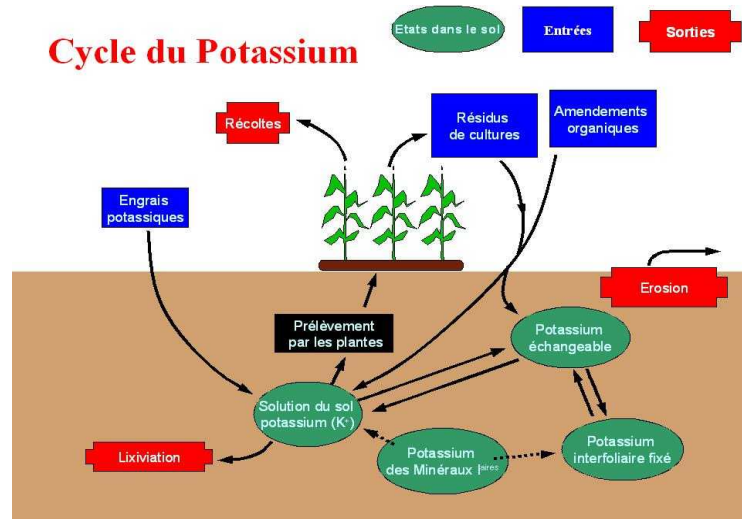
La part en solution, donc de K⁺ libre, représente entre 20 et 80 unités de K₂O, soit très peu par rapport au total.

La part adsorbée, échangeable représente quelques centaines d'unités K₂O, entre 200 et 1000.

Le reste est du K⁺ interfoliaire des argiles minéralogiques et du K⁺ constitutif des minéraux primaires.

Au laboratoire, l'analyse de sol exprime le plus souvent la part de K⁺ échangeable du sol, que l'on mesure par échange en saturant l'échantillon de sol avec NH₄⁺. Ce potassium échangeable n'est en rien le potassium disponible pour les végétaux, car on vient de le voir, les racines peuvent libérer du K⁺ interfoliaire, celui-ci pouvant représenter la majorité du K⁺ absorbé.

4.4.3 Cycle du potassium



4.4.4 Bases pour le raisonnement de la fertilisation en potasse

De m^eme que pour le raisonnement de la fertilisation potassique, on peut avoir une approche bilan 'entrées/sorties' sur une rotaion, ou une approche par culture, seloan une approche analogue au phosphore.

4.4.4.1 Approche par bilan entrée/sortie sur la rotation de culture

L'approche est en tout point similaire :

- somme des entrées sur la rotation : engrais + amendements
- somme des sorties sur une rotation : exportations récoltes + lixiviation

4.4.4.2 Approche par culture Méthode COMIFER

La stratégie de fertilisation potassique est basée exactement sur les même 4 critères suivants :

- ① exigence en K₂O de la culture , le classement est différent de celui pour le phosphore

Exigence	Potasse
FORTE	betterave pomme de terre pois conserve* oignon* carotte*
MOYENNE	colza - luzerne tournesol maïs grain maïs fourrage pois protéagineux prairie temporaire soja - féverole*
FAIBLE	blé dur blé tendre blé de blé* orge, escourgeon avoine - sorgho

- ② Teneur en potassium échangeable de l'analyse de terre
- ③ passé récent de fertilisation sur les quatre dernières années,

④ restitution des résidus du précédent cultural.

De la même manière, le croisement de ① avec ② et ③ et ④ , permet de déterminer un coefficient multiplicateur avec lequel on va multiplier la quantité de potassium exporté par la plante pour laquelle on calcule la dose de potassium à apporter.

$$\text{Dose d'engrais à épandre} = \text{Rendement} * \text{Exportations} * \text{Coefficient}$$

(kg de P_2O_5 ou K_2O /ha) (Unités de rendement /ha) (kg de P_2O_5 ou K_2O /unité de rendement)

4.4.5 Le potassium dans le plante, symptômes de carence

Le potassium est toujours abondant dans la matière sèche des végétaux. Très mobile dans la plante, il y joue un rôle multiple :

- il intervient dans l'équilibre acidobasiques des cellules et régularise la pression osmotique
- il réduit la transpiration des plantes, augmentant la résistance à la sécheresse.
- il active la photosynthèse et favorise la formation des glucides dans la feuille.
- il participe à la formation des protéines, et favorise leur migration vers les organes de réserve (tubercules et fruits).
- il contribue à renforcer les parois cellulaires, offrant aux plantes une meilleure résistance à la verse et à l'agression des maladies ou parasites.

Symptômes de carence :



Symptômes de carence en potassium (maïs)



Symptômes de carence en potassium (soja)

4.4.6 Les engrais potassiques

Nom	Teneur minimale en K_2O	Autres exigences
Chlorure de potassium	37% K_2O	Soluble dans l'eau
Chlorure de potassium contenant du magnésium	29 % K_2O 5% MgO	Soluble dans l'eau
Sulfate de potassium	47 % K_2O	Soluble dans l'eau, pas plus de 3% de chlore
 Patenkali	28 % K_2O 8% MgO	Soluble dans l'eau, pas plus de 3% de chlore
Nitrate de potassium	42% K_2O 12% N Nitrique	Soluble dans l'eau, pas plus de 1% de chlore
Extrait sde vinasse	30% K_2O	Soluble dans l'eau, pas plus de 1% de chlore

4.5 Le magnésium

4.4.1 Différentes formes du magnésium

Le potassium est présent dans le sol sous trois formes :

- à l'état d'ions libres, en solution : Mg^{2+}
- à l'état d'ions Mg^{2+} adsorbés sur le complexe, échangeables
- à l'état combiné, entrant dans la composition de minéraux primaires

Comme le potassium, il se trouve dans la matière organique sous forme ionique et donc libéré lors de la minéralisation sans être lui-même minéralisé.

4.4.2 Quantités dans le sol

L'unité utilisée pour exprimer les quantités de potassium en agronomie est le MgO , donc en Kg de MgO/ha (ou unité de MgO).

Les quantités de magnésium varient fortement selon les sols : il peut y avoir entre 1 tonne de MgO total jusqu'à 100 tonnes pour les sols les plus riches, comme par exemple les sols sur roches volcaniques, ou sur roche dolomitique (roche sédimentaire riche en Mg).

Mais la majeure partie (plus de 90%) de ces réserves en magnésium n'est pas échangeable et on trouve des valeurs de MgO échangeables souvent comparables à celles de K_2O , entre 300 et 800 unités de MgO .

Cependant, la concentration en ions dans la solution est généralement 3 à 5 fois plus forte qu'en K_2O et les réserves en MgO non échangeables semblent encore plus mobilisable par la plante que les réserves de potassium.

Les plantes ayant des besoins 4 à 5 fois moins importants qu'en potassium, il en ressort qu'elles ont plus de facilité à s'alimenter en magnésium.

Enfin, des facteurs d'antagonismes interviennent sur la nutrition en Mg^{2+} : la présence en trop forte quantité de K^+/Mg^{2+} , NH_4^+/Mg^{2+} et parfois Ca^{2+}/Mg^{2+} peuvent en limiter l'absorption (exemple des sols surfertilisés en potassium, ou très riches en calcaire actif)

Au laboratoire, l'analyse de sol exprime le plus souvent la part de Mg^{+} échangeable du sol, que l'on mesure aussi par échange en saturant l'échantillon de sol avec NH_4^+ . Comme pour le potassium le MgO échangeable n'est en rien le magnésium disponible pour les végétaux.

4.4.3 Cycle du magnésium

Il est en tous points analogue à celui du potassium.

4.4.4 Bases pour le raisonnement de la fertilisation en magnésium

On a pour le magnésium uniquement une approche 'bilan' entrées/sorties sur la rotation de la culture :

L'approche est en tout point similaire :

- somme des entrées sur la rotation : engrais + amendements organiques + amendements basiques magnésiens éventuels
- somme des sorties sur une rotation : exportations récoltes + lixiviation

s années,

On réalise ces bilans surtout en cas de symptômes ou si des analyses de plantes révèlent des teneurs faibles en magnésium. En plus de l'approche bilan, il peut être intéressant de regarder des ratios Ca/Mg, K/Mg.

Donc dans 2 cas, soit si le bilan est déficitaire, soit si des ratios sont trop élevés, on va utiliser des produits apportant au sol des ions Mg^{2+} :

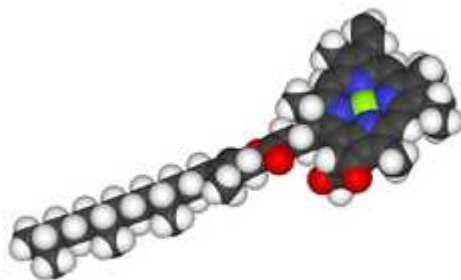
- soit des engrais magnésiens
- soit des amendements calciques et magnésiens, voire des amendements uniquement magnésiens (dolomie) lors d'un redressement de pH

4.4.5 Le magnésium dans la plante, symptômes de carence

Les parties jeunes ont des teneurs en Mg plus élevées. Les légumineuses sont très riches en magnésium.

Il est très important pour la plupart des fonctions vitales de la plante. Il est un des constituants de la chlorophylle et participe à la formation de pigments (carotènes, xanthophylle. Il intervient aussi dans la formation et la mise en réserve des sucres, protéines, vitamines.

Avec le potassium, il permet le maintien de la turgescence cellulaire nécessaire.



La carence en magnésium provoque des chloroses internervaires, relativement symétrique par rapport à la nervure médiane. Les espèces les plus sensibles sont le maïs, la betterave, les légumineuses, la pomme de terre, le tournesol, la tomate, la vigne, le pommier...

Exemple de symptôme de carence :



Détail des symptômes de carence en magnésium sur pommier.

4.4.6 Les engrais et amendements magnésiens

Nom	Teneurs en Mg	Remarque
 Kiesérite granulée	15% Mg(MgSO ₄), 20% S	
 Bittersalz (Sulfate de magnésium)	9.8% Mg(MgSO ₄), 13% S	Engrais foliaire
 Bittersalz 'microtop'	9.0% Mg(MgSO ₄), 12% S, 1% B, 1%Mn	Engrais foliaire ; contient aussi oligo : Bore, Manganèse
 Bittersalz 'combitop'	7.8% Mg(MgSO ₄), 13% S, 4% Mn, 1% Zn	Engrais foliaire ; contient aussi oligo : Zinc, Manganèse
 Patenkali	28 % K ₂ O 8% MgO	Soluble dans l'eau, pas plus de 3% de chlore
Amendements basiques calcaïques/magnésiens (mixtes)	10 à 30 % MgO 30 à 56 % MgO	
Dolomies	Différentes teneurs en : 17 à 21% MgO 25 à 30% CaO	Il s'agit d'un amendement basique magnésien, utilisable pour remonter le pH d'un sol
Chaux magnésienne vive	18 à 40% MgO 45 à 75% CaO	Il s'agit d'un amendement basique magnésien, utilisable pour remonter le pH d'un sol
Chaux magnésienne éteinte	Mg(OH) ₂	Il s'agit d'un amendement basique magnésien, utilisable pour remonter le pH d'un sol

4.6 Le calcium

4.4.1 Différentes formes du calcium

Le calcium est présent dans le sol sous trois formes :

- à l'état d'ions libres, en solution : Ca²⁺
- à l'état d'ions Ca²⁺ adsorbés sur le complexe, échangeables
- à l'état combiné, entrant dans la composition de minéraux primaires : CaCO₃, calcite des sols calcaires

Comme le potassium et le magnésium, il se trouve dans la matière organique sous forme ionique et donc libéré lors de la minéralisation sans être lui même minéralisé.

4.4.2 Quantités dans le sol

L'unité utilisée pour exprimer les quantités de potassium en agronomie est le CaO, donc en Kg de CaO/ha (ou unité de CaO).

Les quantités de calcium varient fortement selon les sols : il peut y avoir jusqu'à plusieurs centaines de tonnes de CaO total jusqu'à 100 tonnes pour les sols les plus riches, en sols calcaires.

Au laboratoire, l'analyse de sol exprime le plus souvent la part de Mg^{+} échangeable du sol, que l'on mesure aussi par échange en saturant l'échantillon de sol avec NH_4^{+} . Comme pour le potassium le MgO échangeable n'est en rien le magnésium disponible pour les végétaux.

4.4.3 Cycle du calcium

[illegible]