

# Introduction à la science du sol

Sol, végétation, environnement

8<sup>e</sup> édition

**Philippe Duchaufour**

(1912-2000) Professeur à l'université de Nancy.  
Fondateur et directeur du Centre de Pédologie Biologique.

**Pierre Faivre**

Professeur émérite à l'université Savoie Mont Blanc.

**Jérôme Poulénard**

Professeur à l'université Savoie Mont Blanc.

**Michel Gury**

Maître de conférences honoraire à l'université de Nancy I.

**DUNOD**

### NOUS NOUS ENGAGEONS EN FAVEUR DE L'ENVIRONNEMENT :



Nos livres sont imprimés sur des papiers certifiés pour réduire notre impact sur l'environnement.



Le format de nos ouvrages est pensé afin d'optimiser l'utilisation du papier.



Depuis plus de 30 ans, nous imprimons 70 % de nos livres en France et 25 % en Europe et nous mettons tout en œuvre pour augmenter cet engagement auprès des imprimeurs français.



Nous limitons l'utilisation du plastique sur nos ouvrages (film sur les couvertures et les livres).

© Dunod, 2018, 2020, 2024  
11, rue Paul Bert, 92240 Malakoff  
[www.dunod.com](http://www.dunod.com)  
ISBN 978-2-10-086577-2

# Avant-propos

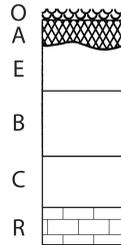
« Par sol, on entend les horizons extérieurs des roches naturellement modifiées par l'influence mutuelle de l'eau, de l'air et des organismes vivants et morts. C'est un corps naturel indépendant et variant. » Cette définition a été donnée par Vassili Dokoutschaïev, (1846-1903) géographe et naturaliste russe, en 1883 dans sa thèse « le chernozem russe ». En reconnaissant les sols comme des objets naturels ayant une identité propre au même titre que les plantes, les animaux, les minéraux ou les roches, il signe la naissance de la science des sols : la pédologie.

Ce scientifique a perçu d'emblée le sol comme un objet, partie prenante à la fois de la lithosphère ; de la biosphère, de l'hydrosphère et de l'atmosphère. En effet, pour ces deux derniers milieux le sol étant poreux, dans beaucoup de cas le système poral et les vides qui occupent pratiquement la moitié du volume sont occupés par de l'eau et/ou de l'air.

Trois processus fondamentaux concourent de façon plus ou moins concomitante à la formation d'un sol :

- altération des roches et des minéraux : désagrégation physique et transformations chimiques qui aboutissent à la formation d'un ensemble meuble et ayant foisonné avec formation de minéraux caractéristiques du sol ;
- incorporation de matières organiques à partir des plantes et plus secondairement de la faune du sol. Transformation de ces matières organiques suivant des processus complexes, sous l'action du monde vivant, qui aboutit comme pour la fraction minérale à des ensembles organiques nouveaux et capables de liaisons avec la fraction minérale ;
- redistributions de matières à l'intérieur du sol aboutissant à des couches (en général situées près de la surface) qui perdent des matières, organiques et minérales, qualifiées d' « éluviales » et d'autres qui en gagnent en provenance de ces transferts (appelés parfois translocations) qualifiées d' « illuviales ». Certains transferts particuliers peuvent s'effectuer par action mécanique de la faune (biopédoturbation).

Au fur et à mesure de son évolution, le sol s'approfondit, se différencie en couches successives, les horizons, grossièrement parallèles à la surface du sol. Il forme une très mince couche de quelques décimètres, parfois de quelques mètres, dans lequel s'enracinent les plantes d'où elles tireront leur alimentation hydrique et minérale. L'ensemble des horizons constituent un profil (appelé aussi pédon) que l'on observe sur une coupe en deux dimensions, sans oublier que ces couches forment un ensemble tridimensionnel. Les horizons sont désignés par une succession de lettres (Figure 0.1).



**Figure 0.1** – Désignation des horizons constitutifs d'un sol.

- O = Horizon organique : matière organique non ou peu transformée (débris des parties aériennes des plantes). Désigné aussi comme sous le nom de « litière ».
- A = Horizon organo-minéral : matières organiques transformées associées et/ou liées aux minéraux issus de l'altération.
- E = Horizon éluviale (ayant perdu de la matière). Présent seulement si processus d'éluviation. (Lessivage si transfert de particules, lixiviation si transfert en solution).
- B = Horizon essentiellement minéral provenant de l'altération de la roche ou de l'altération avec éventuellement accumulations illuviales.
- C = Horizon de transition entre B et la roche. Partiellement altéré.
- R = Roche saine, non altérée.
- Pour les règles de nomenclature complète des horizons voir chapitre 9.

Longtemps considéré du point de vue du naturaliste, de l'agronome et du forestier, c'est-à-dire essentiellement du point de vue des relations sols plantes, le sol est aujourd'hui considéré comme une composante, vivante, majeure de l'écosystème, véritable système ouvert, communiquant, échangeant avec tous les autres compartiments de son environnement. Échanges qui s'entendent en termes de transferts de matières, mais aussi d'énergie.

Le sol apparaît notamment comme :

- un réservoir, hydrique, mais aussi pour d'autres éléments qui peuvent participer à la vie comme éléments nutritifs, retenus dans le sol, ou migrer vers d'autres compartiments... ;
- un échangeur, avec des échanges de matières, organiques ou minérales, qui s'effectuent à l'intérieur du sol mais aussi avec d'autres composantes de l'environnement ;
- un transformateur, là également, pour les produits minéraux ou organiques : altération des roches, évolution des matières organiques...

Il est aussi, bien malheureusement, victime de dégradations physiques (érosion...), et chimiques naturelles (salinité naturelle...) ou provoquées par l'homme. En effet, il est le réceptacle de très nombreuses pollutions apportées au sol par voies atmosphériques, hydriques ou plus simplement directement ou indirectement par l'homme. La compréhension de la nature et du fonctionnement des sols est essentielle dans les problèmes de pollutions du sol lui-même mais aussi pour d'autres compartiments des écosystèmes, à l'exemple des pollutions hydriques : peu d'eaux échappent au cours de leur cycle à un contact avec le sol qui nécessairement influencera leurs compositions.

La pédologie aborde les sols sous deux aspects, l'un statique : c'est l'étude des constituants et des propriétés des sols, l'autre dynamique concerne le mode de formation et l'évolution des sols : c'est l'approche des pédogénèses et du fonctionnement des sols.

Ces deux aspects seront traités successivement dans les trois premières parties de cet ouvrage. Pour terminer, seront abordés les méthodes d'inventaires des sols, de leur utilisation et surtout les risques qu'ils encourent, les moyens de pallier à ces derniers et leur capacité de résilience (partie 4).

Les concepts de fertilité, qualité, sécurité des sols, de services écosystémiques fournis par les sols font l'objet d'une réflexion. Les grands risques de dégradation et pollution auxquels sont exposés les sols sont confrontés avec les méthodes de prévention, de conservation et de réhabilitation dans une perspective de développement durable en envisageant les effets sur l'environnement global. Les processus de reconstitutions des sols, même coûteux et difficiles sont également envisagés.

Un concept récemment développé est celui de « zone critique » désignée comme étant l'interface lithosphère-atmosphère-hydrosphère désigné ainsi car concentrant l'ensemble des activités humaines, lieu principal des ressources biologiques, hydrologiques et géologiques, et par là soumis, à des risques d'impact.

Le sol apparaît concerné en premier chef par ce concept et ces problématiques. Il est même permis de se demander si dans certains cas il ne représente pas, pratiquement à lui seul, cette zone critique ?

## Remerciements

Hambourg, Allemagne, août 1986, Congrès mondial des sols, la séance d'ouverture qui a réuni plusieurs milliers de spécialistes de notre discipline se termine après les discours d'usage. Un petit attroupement d'une quinzaine de personnes s'est formé autour d'un monsieur qui a suivi avec grande attention les débats. Ce sont nos collègues chinois, qui, pour la première fois, bénéficiant de l'ouverture récente de leur pays au monde, assistent à ce grand évènement de la science du sol. Ils veulent connaître, échanger quelques mots et surtout avoir le plaisir de serrer la main du professeur Philippe Duchaufour dont les travaux et les ouvrages sont parvenus jusqu'à eux malgré la longue fermeture de leur pays. Cette anecdote illustre bien l'influence de cet éminent spécialiste sur la pédologie, non seulement française, mais surtout au niveau mondial.

D'abord professeur à l'Ecole forestière de Nancy puis nommé à l'université de Nancy, Philippe Duchaufour fondera à cette époque le Centre de Pédologie Biologique (CPB) du CNRS à Nancy-Vandoeuvre. Cet ensemble, chaire de pédologie et centre de recherche,

va permettre la formation au niveau le plus élevé de nombreux pédologues qui vont irriguer la discipline aussi bien dans la pratique, que dans la recherche ou l'enseignement en France et à l'étranger. Beaucoup de responsables de la pédologie en activité actuellement dans notre pays, ou bien au-delà, quel que soit l'organisme auquel ils appartiennent, ont été formés totalement ou en partie à Nancy dans cet ensemble.

Doté d'un sens pédagogique qui captivait ses élèves et de capacités de synthèse et rédactionnelles remarquables, le professeur Duchaufour a pu diffuser largement sa pensée grâce à ses ouvrages, notamment le *Précis de pédologie* et, les *Abrégés de Pédologie* dont ce volume s'inscrit dans la droite lignée. Il y a quelques mois, Hervé Duchaufour, son fils, qui a épousé en partie la discipline, m'a demandé si je pouvais coordonner une nouvelle édition de cette *Introduction à la science du sol*, ce que j'ai accepté et lui sais gré de la confiance qu'il m'a accordée. J'espère simplement avoir permis la continuation de la diffusion de la pensée que son père nous a enseignée, fondée sur les relations des sols avec leur milieu et notamment de la végétation, tout en prenant en compte les apports liés aux évolutions des connaissances qui se sont faites jour depuis la dernière édition de cet ouvrage. La dénomination des sols employée est celle de la WRB, la plus universelle actuellement, sans pourtant priver le lecteur des clés permettant de comprendre les autres systèmes. Les sols sont fragiles et méritent une attention particulière. Nous avons en conséquence développé les effets des actions humaines sur ce milieu très particulier. Les fonctions classiques du sol qui concernent la production de plantes, sources d'aliments, de fibres et d'énergie ne peuvent plus être les seules qui doivent être considérées. Le rôle des sols va bien au-delà pour l'humanité et il n'est plus seulement possible de les évaluer en fonction de leur seule fertilité, d'où l'émergence de concepts nouveaux, tels que la qualité des sols ou l'évaluation des services écosystémiques qu'ils peuvent rendre : par exemple, leur rôle sur la qualité des eaux ou celui qu'on souhaite leur confier sur le cycle du carbone et la régulation du climat, ce qui nécessite la mise en œuvre d'indicateurs de leur fonctionnement de plus en plus précis et fiables.

Outre Hervé Duchaufour et sa fratrie, j'adresse mes remerciements à ceux qui ont bien voulu cosigner cet ouvrage et à tous ceux qui ont accepté de m'éclairer au cours de cette phase de rédaction, notamment Enrique Barriuso, Sabine Houot, Etienne Dambrine, Emmanuel Naffrechoux, Jack Khobzi, Jean-Marcel Dorioz, Louis Trosset et André Paillet...

Je n'oublierai surtout pas, mes collègues et amis de l'Instituto Geografico Agustin Codazzi de Bogotá – Colombie qui m'ont apporté pendant plus de dix ans, outre leur expérience et leur amitié, les plus beaux territoires ainsi que les plus belles aventures et expériences dont puisse rêver un pédologue !

# Table des matières

<b>Avant-propos</b>	III
<b>Remerciements</b>	V
<b>1 La fraction minérale</b>	1
1 Introduction et définitions	1
2 Classement des minéraux par taille: granulométrie	4
3 Bilan de l'altération: indice d'altération	8
4 Le matériau d'origine: minéraux et roches	8
5 Complexe d'altération: les argiles	12
6 Complexe d'altération: oxyhydroxydes	20
7 Désagrégation physique et altération chimique	25
8 Conditions de milieux et altération	28
9 Modifications apportées par l'homme	33
<b>2 La fraction organique</b>	35
1 Définitions et généralités	36
2 Matière organique fraîche et transformations biochimiques dans les sols	51
3 Type d'humus et écologie de l'humification	63
4 Les organismes vivants dans le sol	71
5 Résumé des propriétés et effets des matières organiques dans les sols	88
<b>3 Organisation des particules: structure, porosité</b>	90
1 Origine des structures	92
2 Classification des structures	95
3 Aspect pratique: consistance et stabilité de la structure	97
4 Microstructure	99
5 Contrôle de l'état de la structure: porosité	101
6 Atmosphère des sols: gaz libres et gaz dissous	104
7 Applications: développement du système racinaire	107
8 Action de l'homme: influence des techniques culturales sur la structure et l'aération	111

<b>4</b>	<b>Le sol et l'eau</b>	114
1	Introduction : les formes de l'eau dans le sol	114
2	Potentiel hydrique et potentiel matriciel	116
3	Valeurs caractéristiques : notion d'eau utile	117
4	Mouvements de l'eau dans le sol	121
5	Bilans de l'eau, régime hydrique	127
6	Application : alimentation en eau des plantes	129
<b>5</b>	<b>Température du sol et pédoclimat</b>	136
1	Le régime thermique des sols	136
2	Action de la température du sol et de ses variations	142
3	Pédoclimat	145
<b>6</b>	<b>Complexe absorbant et pH du sol</b>	146
1	Généralités – définitions	146
2	Origine et nature des charges	148
3	Valeurs caractéristiques	149
4	L'acidité et le pH des sols : pouvoir tampon	153
5	Rôle du complexe absorbant dans la nutrition des plantes	157
6	Action de l'homme	159
<b>7</b>	<b>Le sol et la nutrition des plantes</b>	162
1	Formes des nutriments dans le sol	163
2	Importance relative des réserves minérales et organiques	165
3	Rôle de la rhizosphère	168
4	Azote	170
5	Phosphore	177
6	Soufre	180
7	Cations basiques ( $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{Mg}^{2+}$ , $\text{K}^+$ )	181
8	Oligo-éléments (éléments-trace)	186
<b>8</b>	<b>L'évolution des sols : facteurs et processus</b>	189
1	Définitions : cycle d'évolution	189
2	Facteur temps : cycles courts et cycles longs	194

3	Nouvelles approches concernant l'histoire des sols	203
4	Facteurs écologiques et pédogenèse	206
5	Les processus fondamentaux de la pédogenèse	221
<b>9</b>	<b>Systematique des sols</b>	243
1	Les difficultés du problème	243
2	Questions préalables: horizons et nomenclature	247
3	Les classifications hiérarchisées	250
4	Les référentiels morphogénétiques	254
5	Conclusion	261
<b>10</b>	<b>Sols à faible altération chimique</b>	263
1	Sols peu évolués d'érosion ou d'apport (régosols, fluvisols, leptosols lithiques)	264
2	Sols des zones à climat extrême	268
<b>11</b>	<b>Sols à altération biochimique dominante</b>	272
1	Sols humifères désaturés (Leptosols umbriques)	273
2	Andosols	276
3	Sols calcimagnésiques (leptosols rendziques, unités calcariques)	282
4	Sols brunifiés (cambisols, luvisols)	288
5	Sols podzolisés (podzols)	296
<b>12</b>	<b>Sols à pédoclimat contrasté</b>	304
1	Sols mélanisés (chernozems, kastanozems, phæozems)	305
2	Vertisols	310
<b>13</b>	<b>Sols à altération géochimique dominante</b>	314
1	Sols fersiallitiques (luvisols, cambisols chromiques)	316
2	Sols ferrugineux (acrisols, lixisols)	320
3	Sols ferrallitiques (ferralsols)	322
<b>14</b>	<b>Sols liés aux conditions physico-chimiques de station</b>	338
1	Sols hydromorphes (gleysols, histosols, planosols, stagnosols)	339
2	Sols salsodiques (solontchaks, solonetz, unités thioniques)	356

<b>15</b>	<b>Cartographie, inventaires des sols et des stations. Bases de données</b>	361
1	Cartographie des sols	363
2	Méthodes complémentaires de prospection à l'aide de techniques de télédétection et de géophysique	369
3	Mise au point de la carte et de la notice	370
4	Cartographie des sols et bases de données	373
5	Application et utilisation des cartes de sols et des bases de données	377
6	Cartographie des stations forestières	380
<b>16</b>	<b>Applications à la mise en valeur des sols</b>	383
1	Bases de la fertilité des sols	384
2	De la notion de fertilité à celle de qualité des sols	386
3	La planification régionale	392
4	Mise en valeur des sols par l'agriculture	394
5	Aménagement des forêts et espaces verts	400
6	Conclusion	404
<b>17</b>	<b>Protection et réhabilitation des sols et de l'environnement: éléments clé du développement durable</b>	405
1	Protection du sol contre les dégradations et l'érosion	406
2	Protection de l'environnement contre les pollutions	422
3	Recréer la nature: Anthrosols et technosols. Sols perturbés, réhabilités ou reconstitués	453
4	Aspects juridiques et législatifs	456
5	Conclusion générale	460
	<b>Bibliographie</b>	461
	<b>Index</b>	462

# La fraction minérale

## Introduction

Les roches et les sols qui les surmontent sont bien différents dans leur aspect et leur composition. Les minéraux **primaires**, contenus initialement dans les roches à l'état frais vont subir un certain nombre de transformations géochimiques et biochimiques qui aboutissent à la formation de minéraux nouveaux formés dans le sol, dits minéraux **secondaires** (argiles, oxydes, hydroxydes...), qui constituent l'essentiel de la fraction fine (appelée communément « terre fine »). L'ensemble de ces transformations constituent l'**altération** (*weathering* en anglais) des roches et des minéraux. Les minéraux secondaires, résultant de l'altération des minéraux primaires, constituent le **complexe d'altération**, dont l'étude est essentielle à la compréhension de la pédogenèse et des propriétés des sols. Dans beaucoup de sols, la fraction minérale représente l'ensemble le plus important en volume. Elle contribue donc à jouer un rôle important pour en définir les caractères et les modes de fonctionnement même si d'autres compartiments ont un rôle tout aussi important au niveau fonctionnel.

## Objectifs

**Savoir** pourquoi et comment

la fraction minérale s'altère et en quoi les minéraux du sol diffèrent de ceux des roches ?

**Connaître** le classement par groupes

de tailles des particules minérales du sol et envisager leur incidence sur les propriétés physiques.

**Avoir** les éléments pour comprendre

comment les minéraux déterminent les propriétés des sols.

**Pouvoir** appréhender les relations

entre les différents types de pédogenèse et les variations de la qualité des sols dans l'espace.

## Plan

- 1 Introduction et définitions
- 2 Classement des minéraux par taille : granulométrie
- 3 Bilan de l'altération : indice d'altération
- 4 Le matériau d'origine : minéraux et roches
- 5 Complexe d'altération : les argiles
- 6 Complexe d'altération : oxyhydroxydes
- 7 Désagrégation physique et altération chimique
- 8 Conditions de milieu et altération
- 9 Modifications apportées par l'homme

## 1 Introduction et définitions

La meilleure méthode d'étude de la fraction minérale consiste à comparer la composition minéralogique et géochimique des horizons du profil, particulièrement B, à celle du matériau d'origine (appelé souvent « roche mère »), qui constitue l'horizon C ou R. Cette

comparaison est particulièrement démonstrative lorsqu'il s'agit d'un sol formé sur roches magmatiques ou métamorphiques (par exemple granite ou gneiss), qui, à l'état frais, ne contient que des minéraux appelés « primaires » (quartz, feldspaths, micas, etc.) : si le sol contient encore une certaine quantité de ces minéraux **primaires** (par exemple quartz), dits hérités (plus abondants dans les fractions « grossières » ou « moyennes »), il est surtout caractérisé par la présence de minéraux nouveaux formés dans le sol, dits **secondaires** (argiles, oxydes libres), qui constituent l'essentiel de la « fraction fine », et qui résultent de la transformation biochimique et géochimique de certains minéraux primaires, appelée **altération** (*weathering* en anglais). En outre, les **bilans minéralogiques et géochimiques** (comparaison des horizons B et C ou R) montrent qu'au cours de l'altération, une perte plus ou moins importante d'éléments solubles contenus initialement dans les minéraux primaires, entraînés hors du profil, peut se produire. L'ensemble des minéraux secondaires, résultant de l'altération des minéraux primaires, constitue le **complexe d'altération**, dont l'étude est essentielle à la compréhension de la pédogenèse.

Au total, les produits de l'altération peuvent être classés, d'une part en fonction de leur solubilité décroissante, d'autre part de leur degré de cristallisation croissant : **1°** les cations les plus solubles prennent temporairement la forme échangeable (voir chap. 6 : complexe absorbant), ou sont éliminés par drainage vers les nappes ou les eaux superficielles ; **2°** les éléments les moins solubles s'accumulent dans la zone d'altération, cette phase résiduelle évolue plus ou moins rapidement, suivant le milieu, vers une forme insoluble, d'abord amorphe, puis souvent cristalline (oxyhydroxydes de fer, d'aluminium, silice) ; **3°** les gels mixtes, essentiellement à base d'alumine et de silice, cristallisent en donnant des minéraux à structure en feuillets, les **argiles**. Ces minéraux secondaires dont les surfaces sont souvent très réactives du point de vue chimique (voir chapitre 6) confèrent au sol ses propriétés fondamentales et originales. Ils réagissent et interfèrent fortement avec le monde vivant ainsi qu'avec les matières organiques issues de ce dernier, permettant au sol de jouer pleinement son rôle d'interface et de carrefour au sein des écosystèmes et des différentes sphères terrestres (lithosphère, atmosphère, hydrosphère, biosphère).

### 1.1 Les processus fondamentaux de l'altération

Ce sont d'une part des processus physiques (essentiellement division de particules grossières), d'autre part, des processus chimiques, mettant en jeu un ou plusieurs agents d'altération : l'eau, l'oxygène, les acides minéraux ou organiques ; on distingue ainsi l'**hydrolyse**, processus le plus important, qui concerne la décomposition par l'eau, très souvent activée chimiquement par la présence, à l'état dissous, d'éléments actifs (acides minéraux et organiques) ; l'**oxydation**, provoquant par exemple la libération de  $\text{Fe}^{2+}$  du réseau de certains minéraux sous la forme d'ions ferriques précipitant sous forme de  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  ; enfin, la simple **dissolution**, intéresse certaines roches salines, par exemple, le gypse, ou les calcaires, phénomène, qui dans ce cas, est fortement favorisé par la présence du  $\text{CO}_2$  dissous dans l'eau.

En fait, le complexe d'altération n'est pas toujours facile à définir, parce qu'il existe tous les intermédiaires entre minéraux primaires dits **hérités**, sans aucune transformation, et les minéraux secondaires, qui sont au contraire, entièrement reconstruits (appelés **néoformés**) à l'aide des constituants de base, préalablement libérés : on peut alors classer les minéraux secondaires en fonction de leur origine et de leur degré de transformation (fig. 1.1) :

- l'**héritage** : passage des minéraux primaires dans le sol sans transformation chimique ou minéralogique (exemple quartz) ; les argiles présentes dans les roches sédimentaires peuvent par exemple se retrouver dans les sols sans modification ;
- la **transformation** : ce processus concerne essentiellement les édifices micacés, donc les argiles, dont l'évolution est accompagnée de processus chimiques mineurs (pertes ou gains de certains ions), la structure initiale des cristaux étant conservée. Les transformations par pertes d'éléments sont qualifiées de **dégradation**, celles par gains d'**agradation** ;
- la **néoformation** : les éléments constitutifs des minéraux primaires sont libérés de façon progressive à l'état soluble ou pseudosoluble (liés aux matières organiques) : certains sont perdus par drainage, d'autres évoluent lentement vers des gels amorphes ou paracristallins qui peuvent fournir des formes cristallines (oxyhydroxydes), les gels mixtes silico-alumineux qui généralement s'organisent par cristallisation en minéraux argileux : les argiles de néoformation.

Soulignons dès à présent que la **matière organique** joue le plus souvent un rôle important dans les processus de transformation et de solubilisation d'éléments (**altération biochimique**), alors qu'au contraire, elle intervient peu dans les processus de néoformation (**altération géochimique**). Ceci sera étudié plus en détail dans le paragraphe 7.1.

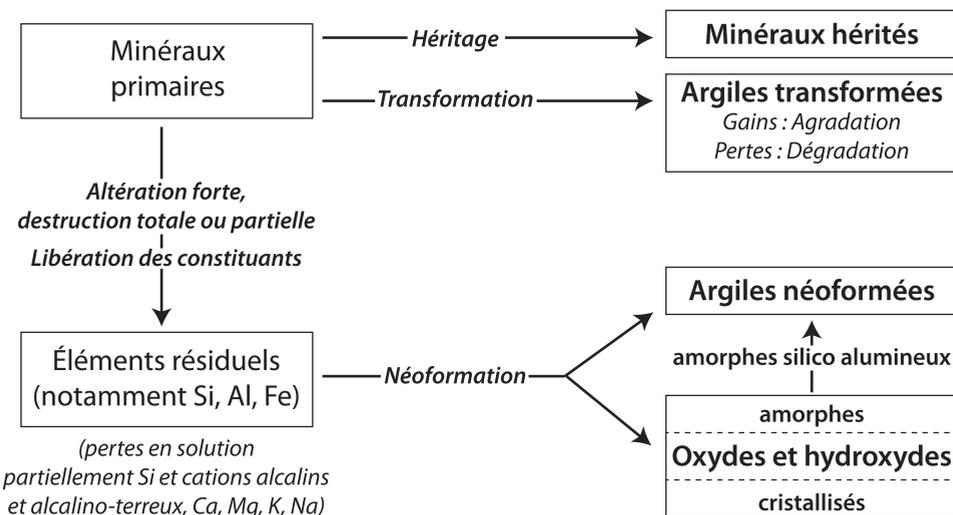


Figure 1.1 – Processus de formation des minéraux du complexe d'altération.

## 2 Classement des minéraux par taille : granulométrie

---

La **granulométrie**, ou **texture**, correspond à la répartition des minéraux par catégorie de taille (en fait, leur diamètre apparent, les particules étant généralement supposées sphériques), indépendamment de leurs nature et composition. La granulométrie fournit des renseignements précieux sur la pédogenèse et les propriétés fonctionnelles du sol (rapport du sol et de l'eau, aération, complexe absorbant, etc., voir la deuxième partie) : on peut affirmer que l'ensemble des propriétés physiques et chimiques du sol est en liaison étroite avec la texture et la structure, qui apparaissent comme deux facteurs-clés de la fertilité et du comportement de l'eau (voir chap. 3, 4, 6 et 7).

### 2.1 Analyse granulométrique

Elle est pratiquée sur la terre fine (fraction obtenue conventionnellement par tamisage à sec à 2 mm). Après destruction de la matière organique par un oxydant énergique (eau oxygénée, hypochlorite de sodium...) les particules minérales sont mises en suspension dans l'eau à l'aide d'un dispersant alcalin (en général hexamétaphosphate de sodium, résine échangeuse d'ions sous forme sodique...); les particules grossières ( $d$  supérieur à 50  $\mu\text{m}$ ) sont séparées par tamisage par voie humide; les particules moyennes et fines sont obtenues par la mesure de la vitesse de sédimentation : par exemple, fraction fine ( $d$  inférieur à 2  $\mu\text{m}$ -argiles granulométriques) restant en suspension après 8 heures dans les 10 cm supérieurs d'une allonge, à 20 °C.(prélèvements effectués à la pipette).

Le carbonate de calcium, s'il existe, peut être préalablement dissous par HCl, et dosé globalement sur un autre échantillon, la granulométrie portant alors seulement sur les fractions silicatées. Les méthodes modernes (ex : granulomètres à laser) permettent néanmoins d'effectuer des granulométries en incluant les fractions carbonatées.

À côté du calcaire total déterminé par dissolution HCl on peut doser le **calcaire actif**, qui correspond approximativement aux fractions de  $\text{CaCO}_3$  présentes dans les limons et les argiles en utilisant l'oxalate d'ammonium (méthode Drouineau). Cette fraction particulière est considérée comme influençant fortement les processus biologiques, notamment le développement des végétaux, sa connaissance est notamment importante pour les agronomes.

Quant aux oxyhydroxydes (Fe, Al, Si, Mn...), ils se répartissent dans les différentes fractions, sous la forme de **revêtements** ou de **ponts** entre les particules, seules les **concrétions isolées** constituant de véritables particules ; lorsque la très grande abondance de ces oxyhydroxydes gêne la dispersion des silicates ou la séparation des particules, il convient de les éliminer préalablement, et de les doser sur échantillon séparé.

Lorsque l'ensemble de ces prétraitements (matières organiques, calcaire, oxyhydroxydes) est réalisé, on obtient une précision optimale pour la répartition des différentes fractions granulométriques silicatées.

**Remarque** À côté de ces approches rigoureuses, les méthodes densimétriques (Bouyoucos aux États-Unis, Mériaux en France), qui visent à mesurer à intervalles réguliers les variations de densité de la suspension des particules, sont des méthodes pratiques, rapides mais moins précises ; à l'aide d'abaques, elles permettent d'obtenir à un instant donné, la somme des particules correspondant à un diamètre déterminé, qui sont encore en suspension : on peut ainsi construire des **courbes cumulatives**, caractéristiques des différentes textures (voir fig. 1.2). Peu onéreuses, elles sont suffisantes pour des approches et suivis agronomiques.

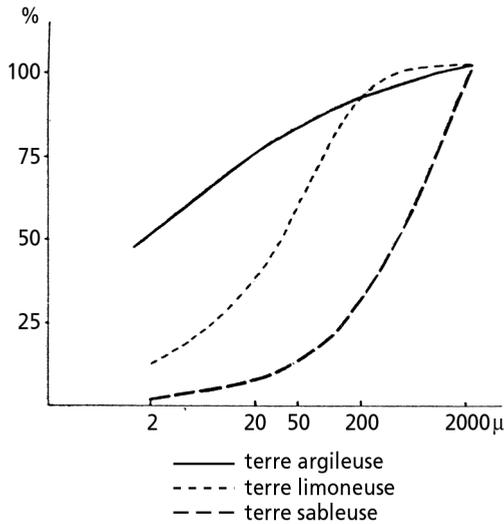


Figure 1.2 – Exemples de courbes cumulatives.

## 2.2 Classement des particules

Ce classement n'est pas encore parfaitement unifié au niveau mondial ; cependant, la FAO (Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture) s'est ralliée aux normes proposées par l'ouvrage américain de référence le *Soil Survey manual* édité par le département d'état américain de l'agriculture (USDA). Elles sont de ce fait très largement utilisées actuellement.

Elles groupent les différents éléments en fonction de leur diamètre :

- **graviers, pierres et blocs** ( $d > 2$  mm) : graviers de 0,2 à 7,5 cm, pierres de 7,5 à 25 cm et les blocs dont le diamètre excède 25 cm, leur nature (souvent débris de roche-mère) est importante à déterminer ;
- **sables** : de 2 mm à 50  $\mu\text{m}$  (sables grossiers : 2 mm à 0,2 mm ; sables fins : 0,2 à 50  $\mu\text{m}$ ) ;
- **limons (ou silts)** : de 50  $\mu\text{m}$  à 2  $\mu\text{m}$  (limons grossiers : 50  $\mu\text{m}$  à 20  $\mu\text{m}$  ; limons fins : 20  $\mu\text{m}$  à 2  $\mu\text{m}$ ) ;
- **fraction fine** :  $< 2$   $\mu\text{m}$  ; cette fraction est communément appelée « argile », ce qui est impropre, car cette fraction ne comprend pas seulement les argiles minéralogiques,

mais souvent aussi d'autres minéraux (voir § 2.4) afin d'éviter toute confusion il est recommandé de qualifier cette fraction d'**argiles granulométriques**; on subdivise souvent ces argiles en fines, moyennes et grossières. La réactivité chimique et la dispersabilité de ces particules argileuses sont en effet fortement conditionnées par leur taille : elles sont d'autant plus importantes que les particules sont fines. Les fractionnements en vue de leur identification au sein de cette fraction fine  $< 2 \mu\text{m}$  sont obtenus par des techniques de centrifugation à haute révolution.

**Remarque** Les expressions «sables» et «limons» peuvent aussi prêter à confusion, car il existe des roches meubles, appelées également sables et limons; la fraction granulométrique «sable» ou «limon» représente seulement la fraction dominante, dans chacun de ces deux cas; les limons loessiques, par exemple, contiennent une certaine quantité de sable fin, et 15 à 25 % d'argile. Les expressions anglaises «silt» et «loam» facilitent cette distinction fondamentale.

## 2.3 Classification des textures

Cette classification offre une grande importance dans la mesure où elle permet de définir, en combinaison avec la structure (voir chap. 3), l'essentiel des propriétés physiques du sol. Malheureusement, l'unité des différentes classifications existantes n'a pas non plus été réalisée sur le plan international. Cependant, dans la plupart des cas, les classifications des textures ont été matérialisées par un système de coordonnées identique : tantôt à trois dimensions (triangle équilatéral, cas de celui de la FAO représenté ci-dessous dont les trois côtés correspondent respectivement aux sables, aux limons et aux argiles, fig. 1.2), tantôt à deux dimensions, prenant en compte deux constituants seulement (argile et sable ou argile et limon), le troisième constituant étant obtenu par différence avec 100.

Dans la figure 1.3, les textures figurant au niveau des trois angles, argile (clay), limon très fin (silt), sable (sand), constituent trois pôles à propriétés bien tranchées, qui se modifient progressivement par mélange avec des particules de dimension différente, et convergent vers la structure dite limon «loam», c'est-à-dire «texture équilibrée», considérée généralement comme représentant un optimum.

### a) Texture à dominante sableuse (*sandy*)

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

### b) Texture dans lesquelles les limons sont majoritaires

Limons fins et très fins (silty) correspondent à des sols dont l'excès de limon et l'insuffisance d'argile peuvent provoquer la formation d'une structure massive, pouvant devenir compacte, accompagnée de mauvaises propriétés physiques (voir Structure, chap. 3). Cette tendance peut être corrigée partiellement par une teneur suffisante en humus et en calcium.

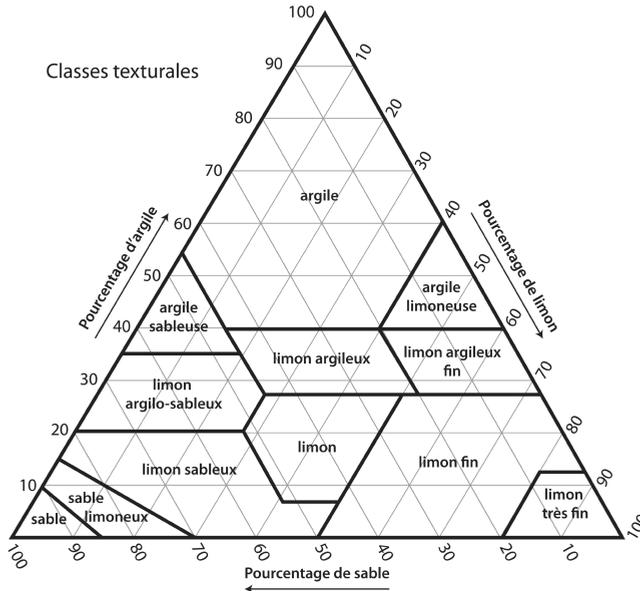


Figure 1.3 – Diagramme de texture.

### c) Texture argileuse (*clayey*)

Sol chimiquement riche, mais à mauvaises propriétés physiques ; milieu imperméable et mal aéré, formant obstacle à la pénétration des racines ; travail du sol difficile, en raison de la forte plasticité (état humide), ou de la compacité (état sec). Une bonne structure favorisée par l’humification corrige en grande partie ces propriétés défavorables, de même que des pratiques agricoles adaptées (voir chap. 3).

### d) Texture équilibrée, (ou franche, *loamy*)

Limon, voire limon argileux correspond à l’optimum, dans la mesure où elle présente la plupart des qualités des trois types précédents, sans en avoir les défauts ; exemple de granulométrie très favorable à la culture : 25 % d’argile, 30 à 35 % de limons, 40 à 45 % de sables.

## 2.4 Composition minéralogique des fractions granulométriques

Comme cela a été signalé, la majorité des minéraux primaires se trouve dans la fraction « limons et sables », les minéraux secondaires, argiles minéralogiques notamment, représentant l’essentiel des fractions fines. En fait, la concordance est loin d’être parfaite, comme le montre la figure 1.3, concernant un sol formé sur matériau granitique ; une notable proportion de quartz fin, en particulier, existe dans la fraction argileuse, notamment dans les podzols (horizon E), de même des minéraux argileux peuvent se rencontrer dans la fraction limon (cas des kaolinites à argiles grands cristaux des sols tropicaux). La répartition des oxyhydroxydes est très variable suivant les sols et les matériaux. Enfin, si le milieu contient du calcaire, celui-ci peut être représenté dans toutes les fractions ; sur les craies et les marnes, notamment, il peut être dominant dans les fractions limons et argiles.

*minéraux primaires*

Si : silicates (autres que micas)  
 m : micas  
 Q : quartz

*minéraux secondaires*

Ox : oxyhydroxydes  
 A : argiles minéralogiques

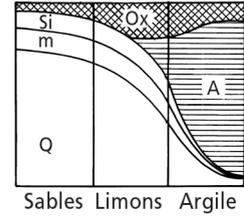


Figure 1.4 – Composition moyenne des fractions granulométriques (d'après BLUM et SCHRÖEDER, 1992).

### 3 Bilan de l'altération : indice d'altération

La granulométrie ne donnant que des indications très approximatives sur l'altération, il est souvent nécessaire de faire appel à des méthodes plus précises, et d'établir de véritables bilans d'altération permettant de comparer le complexe d'altération de l'ensemble du profil, à la composition initiale du matériau d'origine, reconstituée d'après celle des horizons C ou R (ce qui suppose une parfaite homogénéité du matériau d'origine).

En raison des variations de densité et de volume qui interviennent en cours d'altération, ces bilans sont établis en fonction d'un élément invariant, généralement le quartz (en fait, une correction s'avère parfois nécessaire, le quartz subissant une perte par dissolution de l'ordre de 15 à 20 %, dans les sols tropicaux notamment). D'autres auteurs utilisent comme invariant le zircon ou le titane, plus stables que le quartz (Busacca, 1989). Ces bilans sont de deux types, géochimiques et minéralogiques : ils permettent d'évaluer les pertes en éléments, survenant au cours de l'altération.

On peut alors définir deux indices d'altération, en prenant pour base, en général, un oxyhydroxyde (fer ou aluminium) ; on établit le rapport Al libre/Al total, ou Fe libre/Fe total, les formes libres (non incluses dans les minéraux primaires) étant obtenues par des réactifs sélectifs (par exemple, citrate-dithionite-bicarbonate). L'**indice d'altération brut**, valable pour un horizon donné, ne tient pas compte des pertes à l'état soluble ; l'**indice d'altération corrigé**, établi pour un horizon donné, ou pour l'ensemble du profil, permet en outre d'évaluer les pertes (exceptionnellement les *gains*, pour certains horizons d'accumulation) : ces pertes à l'état soluble doivent être en effet ajoutées aux éléments du complexe d'altération, pour obtenir une évaluation réelle du degré d'altération.

L'indice d'altération corrigé est voisin de 100 % (altération totale des minéraux primaires ferrifères et/ou alumineux) pour un sol ferrallitique équatorial, alors qu'il ne dépasse pas 50 % environ pour un sol brun tempéré.

### 4 Le matériau d'origine : minéraux et roches

L'indice d'altération, le complexe d'altération, d'un sol donné, dépendent d'une part du matériau d'origine, d'autre part des conditions bioclimatiques, générales ou locales, dont l'action

sera étudiée ultérieurement ; dans ce paragraphe, le rôle du matériau d'origine sera seul envisagé ; les roches étant des assemblages de minéraux, ceux-ci seront étudiés en priorité.

## 4.1 Minéraux primaires

Les minéraux silicatés qui caractérisent en premier les roches éruptives et plus secondairement les roches métamorphiques et sédimentaires sont plus ou moins altérables :

- **le quartz** (silice cristallisée), considéré souvent comme inaltérable (en fait dissolution possible de 15 à 20 % dans certaines conditions de climat humide et chaud), est de loin l'élément le plus important dans la plupart des roches et des sols, notamment dans les fractions sables et limons ;
- **les silicates et alumino-silicates** sont composés majoritairement d'un assemblage de tétraèdres auxquels s'ajoutent dans certaines espèces des octaèdres. Ces assemblages donnent lieu à des structures de différents types : 1° îlots isolés (olivine ou péridot) ; 2° en chaînes ou en bandes (pyroxènes et amphiboles) ; 3° en feuillets (phyllosilicates, micas) ; 4° organisation à trois dimensions compactes : tectosilicates, feldspaths.

Les types (1) et (2), dits minéraux ferromagnésiens, s'altèrent facilement et rapidement, en libérant beaucoup de fer, de magnésium, souvent aussi de calcium.

Le type (3), micas (biotite, phlogopite, glauconite) s'altère par transformation, par perte de potassium, éventuellement de fer, en donnant des vermiculites. En revanche, les muscovites (séricites) sont difficilement altérables, et souvent conservées dans le profil. Les argiles sont construites sur les mêmes modèles cristallins

Le type (4) (feldspaths, quartz) offre une résistance variable à l'altération, suivant la teneur en silice : l'orthose, le microcline, riches en silice, sont peu altérables ; parmi les feldspaths plagioclases, les plus riches en calcium et les plus pauvres en silice, sont les plus altérables. La structure des feldspaths les rend peu favorables aux processus de transformation. En climat tempéré ou froid, ils s'altèrent en libérant des produits solubles ou amorphes ; en climat chaud, ils donnent naissance à des argiles de néoformation.

En résumé l'on constate que, globalement, les minéraux sont d'autant plus résistants à l'altération qu'ils sont apparus tardivement dans l'ordre de cristallisation à partir des magmas.

À côté des minéraux principaux, figurent souvent, dans les roches ignées, des minéraux accessoires, dont certains jouent un rôle important dans la fertilité (apatite, réserve de phosphore ; pyrite, réserve de soufre : voir chap. 7, sol et nutrition) ; d'autres fournissent le sol en éléments traces (oligo-éléments) indispensables à la vie des plantes.

On retrouve dans certains sols des formes d'amiantes provenant essentiellement d'amphiboles, se présentant sous forme fibreuses dans les roches. Des recherches récentes sont entreprises pour évaluer leurs effets possibles sur la santé humaine.

- **Les minéraux des roches sédimentaires** sont, pour une part, les mêmes que les minéraux primaires des roches ignées : quartz, feldspaths, micas, mais beaucoup d'entre elles contiennent des quantités importantes d'argiles. Tous ces minéraux résultent généralement d'une altération des roches des roches antérieure préalable aux cycles

sédimentaires ; en outre, les carbonates de calcium (calcite), ou mixtes, de calcium et de magnésium (dolomite,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), sont essentiellement présents dans les roches sédimentaires ; la plupart ont une origine biologique et ont pris naissance au sein des eaux douces ou marines : ils s'altèrent par dissolution dans l'eau chargée de  $\text{CO}_2$ , en donnant des bicarbonates, la dolomite étant, à cet égard, moins altérable que la calcite. Les sels provenant de roches salines ou les conditions locales particulières (climat, hydrologie...) gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) et halite ( $\text{NaCl}$ , sel gemme) peuvent avoir des influences très marquées et caractéristiques sur les sols.

## 4.2 Roches

On distingue les roches magmatiques (dites aussi éruptives ou ignées), les roches sédimentaires et les roches métamorphiques. Elles seront étudiées et classées dans ce paragraphe, en se plaçant au point de vue du pédologue, c'est-à-dire en fonction de leur aptitude à l'altération et de la nature du complexe d'altération fourni.

### a) Roches magmatiques

Elles peuvent être classées, d'une part en fonction de leur composition minéralogique, d'autre part de leur structure au sens géologique (**grenue**, les minéraux se trouvant sous la forme de gros cristaux d'égale dimension ; **porphyrique** ou **microlithique**, caractérisée par la présence d'une « pâte » vitreuse ou microcristalline, ce qui concerne surtout les vulcanites (laves d'épanchement ou produits pyroclastiques).

La figure 1.5 donne une idée de la composition des principales roches, en fonction de leur minéralogie et de leur teneur en silice ; les plus riches en silice sont souvent qualifiées d'« acides » (à gauche de la figure), les plus pauvres étant appelées « basiques » (à droite de la figure). La ligne supérieure concerne les roches grenues, celle du bas donne la liste des roches microlithiques correspondantes.

Le processus d'altération caractéristique des roches magmatiques est l'**hydrolyse**, dont les modalités et les résultats sont fonction, d'une part de leur composition, d'autre part de leur structure. Les roches « acides », riches en silice (libre ou combinée sous forme de silicates) sont plus résistantes à l'altération que les roches « basiques », pauvres en silice ; les premières donnent naissance (au moins sous climat tempéré) à des composés solubles ou amorphes, et à une quantité réduite d'argiles de transformation (provenant des minéraux ferromagnésiens, notamment des micas) ; les secondes sont plus favorables à une néoformation d'argiles, relativement importante, notamment sous climat chaud. Par ailleurs, les roches d'épanchement, microlithiques ou vitreuses, s'altèrent souvent très rapidement par **hydratation** des minéraux (contrôlée par la matière organique du sol), en donnant naissance à des alumino-silicates mal organisés, les **allophanes** (voir § 5).

Il convient de souligner l'importance du degré de division de la roche (coulées, pyroclastes sous forme de cendres ou de lapillis), la multiplication des surfaces de contact accélère le rythme de l'altération (Pillans, 1997).

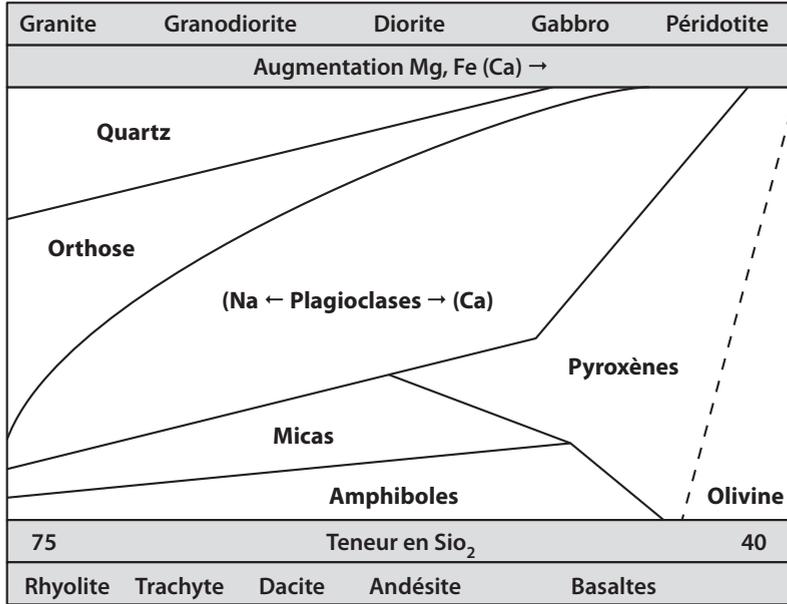


Figure 1.5 – Composition des principales roches éruptives (remarque : les roches riches en silice, mais dépourvues de quartz, syénite, ne figurent pas sur ce tableau).

## b) Roches sédimentaires

Les quatre propriétés qui interviennent dans l'altération et la pédogenèse sont 1° la composition minéralogique ; 2° la granulométrie des particules (fine ou grossière) et la porosité de la roche induite ; 3° la dureté, certaines roches étant meubles ou friables, d'autres consolidées ; 4° la solubilité des minéraux. Le tableau 1.1 présente une classification simplifiée de roches sédimentaires, permettant de mettre en évidence ces trois propriétés ; du point de vue composition, on se bornera à distinguer trois grandes catégories de roches : les **roches clastiques**, formées de silice et de silicates, mais pauvres en carbonates (le plus souvent, elles en sont dépourvues) ; les **roches calcaires**, dans lesquelles le carbonate de calcium (parfois associé au carbonate de magnésium) est l'élément dominant ; enfin, les **roches mixtes** (ou composites), qui contiennent une part équivalente de silicates et de carbonates.

Les roches sédimentaires s'altèrent très différemment, selon qu'il s'agit de roches clastiques ou de roches calcaires (ou mixtes). Pour les premières, les processus d'héritage (ou de transformation plus ou moins poussée en ce qui concerne les argiles) sont les processus dominants, de sorte que la granulométrie du sol est souvent très proche de celle du matériau d'origine. Par ailleurs, l'altération est évidemment d'autant plus lente et difficile que la roche est davantage consolidée ou durcie, pour les grès la nature des ciments est le facteur prépondérant. En ce qui concerne les roches riches en calcaire, le processus mis en jeu et le résultat de l'altération diffèrent considérablement, en fonction de la composition de la roche et de sa dureté. La craie et les calcaires fins font l'objet d'un **ameublissement et fractionnement mécanique** sous l'action du gel notamment,

donnant naissance à des particules fines de  $\text{CaCO}_3$  (calcaire actif). Les calcaires marneux tendres subissent un gonflement par *hydratation* des argiles, qui ameublent la roche, libérant un matériau argilo-calcaire fin, encore riche en calcaire actif. Enfin, les calcaires durs (et pauvres en impuretés silicatées) s'altèrent par **corrosion et dissolution superficielles** (Lamouroux, 1971), les impuretés silicatées (argiles) subsistent seules, formant des pellicules, souvent remaniées par les eaux de ruissellement : elles s'accumulent dans les fentes de la roche ou les dépressions (argiles de décarbonatation, formant souvent des paléosols, sous climat tempéré : voir chap. 8). Ce type d'altération caractérise les *Karsts*.

**Tableau 1.1** – Principales roches sédimentaires.

Composition	Granulométrie	Consistance		
		Meuble	Consolidée	Durcie
Roches clastiques (silice, silicates)	Fine	Argiles, Marnes	Argilites	Meulière Quartzites
	Limoneuse	Loess, Limons éoliens (moraines)	Ardoises Pélites Grauwackes	
	Sableuse	Sables	Grès	
Roches calcaires	(argilo-limoneuse)	Craie Calcaire fin	Calcaire oolithique Tufs	Calcaires coralliens Marbres cristallins
Roches mixtes	Fine Grossière	Calcaire marneux Calcaire gréseux Molasse	Marbres argilo-calcaires Meulière calcaire	

### c) Roches métamorphiques

Elles résultent de phénomènes de compaction, associés à des processus de recristallisation et de néogénèse (formation de minéraux nouveaux) de roches de toutes natures. À partir des roches silicatées, notamment les roches sédimentaires sablo-argileuses, on distinguera les phyllades, les micaschistes et les gneiss, suivant un ordre de transformation croissant ; les processus et les produits de l'altération des roches métamorphiques « acides » sont, en gros, comparables à ceux des roches éruptives correspondantes, avec une différence essentielle cependant : pour une composition minéralogique comparable, la texture des produits d'altération est souvent plus fine. Quant aux roches métamorphiques dites « basiques » (roches « vertes », chloritoschistes, ophites), elles comportent parfois des minéraux spéciaux : serpentine, chlorite, qui s'altèrent très rapidement.

## 5 Complexe d'altération : les argiles

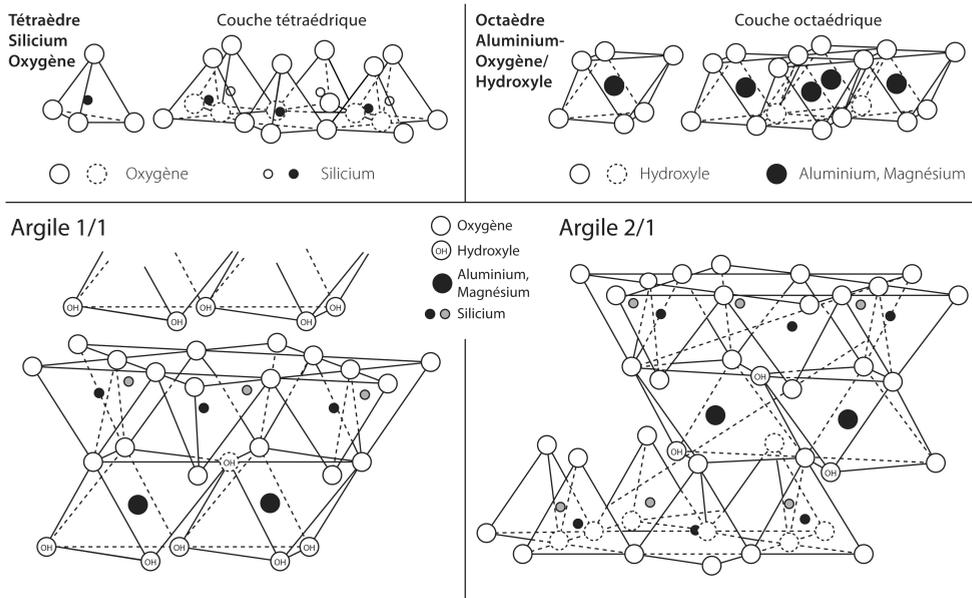
Les argiles sont des silicates d'aluminium plus ou moins hydratés, microcristallins, à structure en feuillets (phyllites) ; elles sont douées de propriétés particulières : par leurs charges négatives, elles retiennent des cations sous la forme échangeable (voir chap. 6) ; certaines ont la capacité d'absorber de l'eau entre les feuillets (argiles gonflantes), ce qui

provoque d'importantes variations de volume entre les saisons sèches et humides. En raison de leurs propriétés colloïdales, elles peuvent se trouver dans le sol à l'état **dispersé** (en milieu fortement alcalin par exemple), ou à l'état **floculé** (en présence de cations polyvalents floculants,  $Al^{3+}$ ,  $Ca^{2+}$ ) et jouent de ce fait un grand rôle dans la formation d'agrégats avec les matières organiques, et les produits amorphes (voir Structure, chap. 3) (Pedro *in* Bonneau et Souchier 1994).

## 5.1 Structure des feuillets

Les minéraux argileux résultent de l'organisation en feuillets de couches planes formées par l'agencement de tétraèdres (pyramides à base triangulaire) et d'autres formés par l'agencement d'octaèdres (doubles pyramides unies par une base carrée). Le centre des tétraèdres est occupé par un atome de silicium ou plus rarement par un atome d'aluminium, les quatre sommets par des atomes d'oxygène.

Dans les octaèdres la position centrale est occupée par l'aluminium trivalent mais peut l'être également par les cations divalents: fer, magnésium... Les six sommets sont occupés, pour quatre d'entre eux, par des atomes d'oxygène et pour les deux autres par des OH.



**Figure 1.6** – Organisation cristallographique de feuillets d'argile 1/1 et 2/1 montrant la composition des tétraèdres et des octaèdres et l'organisation des couches tétraédriques et octaédriques.

L'association de ces couches tétraédriques et octaédriques pour constituer les feuillets se fait par la mise en commun d'oxygène. Au sein des feuillets, l'organisation des couches octaédriques est sensiblement différente suivant qu'au niveau de ces dernières

les cations occupant le centre des octaèdres sont tri- ou divalents. La compacité des octaèdres, leur nombre, varie en effet au sein de cette couche : moins dense lorsque le cation est trivalent que lorsqu'il est divalent, puisque dans la première situation deux cations fournissent le même nombre de charges (6 au total) que trois cations divalents dans la seconde. Dans le premier cas cette couche est qualifiée de di-octétrique et de tri-octéadrique, lorsque le cation central est divalent.

Les cristaux d'argiles sont constitués par des empilements de feuillets (minéraux phylliteux). Chaque feuillet est séparé du suivant par un vide. L'épaisseur du feuillet et du vide associé est caractéristique du type d'argile.

### a) Feuillet à deux couches (1/1 ou Te-Oc)

C'est le feuillet le plus simple, dont l'exemple est la kaolinite, qui est formé par l'association de deux couches superposées : 1° une **couche tétraédrique** (Te), chaque tétraèdre étant occupé par un atome de silicium ; 2° une **couche octaédrique** (Oc), formée d'octaèdres occupés uniquement par des atomes d'aluminium, dioctaédrique. Au total, la formule est la suivante :  $\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{Al}_4(\text{OH})_6$ . Le feuillet est électriquement neutre, les 12 charges + des Al équilibrant les charges des oxygènes et des  $(\text{OH})^-$ . On parle d'argiles monosiallitiques formées par monosillitisation.

### b) Feuillet à trois couches (2/1 ou Te-Oc-Te)

Ce type correspond aux micas ainsi qu'aux argiles qui ont des structures voisines illites, vermiculites, ou encore les smectites ; il comporte trois couches : deux couches tétraédriques à dominante de silice, encadrent une couche octaédrique, dont il convient de distinguer deux types : le premier type, essentiellement alumineux, est **dioctaédrique** (cas le plus fréquent des illites). Le second type est **trioctaédrique** : les octaèdres sont majoritairement occupés par un atome d'ion bivalent, généralement  $\text{Mg}^{2+}$  ou  $\text{Fe}^{2+}$ .

Dans les deux cas, les feuillets qui offrent cette composition théorique sont électriquement neutres. Il s'agit d'argiles bisiallitiques et du processus de bisillitisation.

### c) Feuillet à quatre couches (chlorites : 2/1/1 ou Te-Oc-Te-Oc)

Un quatrième feuillet intercalaire de type octaédrique (à base d'aluminium ou de magnésium suivant les cas et l'origine) s'ajoute aux trois feuillets du type précédent sans être directement relié à ces derniers.

**Remarque** Plusieurs minéraux sont étroitement apparentés aux argiles, bien qu'ils en diffèrent par leur structure :

- les **pseudophyllites** sont des argiles « fibreuses » ou « rubanées », à feuillets de type Te-Oc-Te (la palygorskite, fréquente dans les sols arides, très magnésienne (donc trioctaédrique) appartient à ce type ;
- les **allophanes et imogolites** sont des silicates d'alumine, de composition chimique voisine de celle des argiles, mais incomplètement organisés et non structurés en feuillets.

## 5.2 Charges, espacement des feuillets, pouvoir gonflant

Contrairement aux modèles théoriques, les argiles naturelles sont dotées de charges négatives : une partie de celles-ci résultent de la **substitution** d'un cation du réseau par un cation de valence moindre (par exemple  $\text{Si}^{4+}$  par  $\text{Al}^{3+}$  ; ou  $\text{Al}^{3+}$  par  $\text{Mg}^{2+}$ ), ce qui libère une charge négative ; il faut noter que le phénomène inverse, substitution d'un cation par un cation de valence supérieure libérant une charge positive, existe également (cas des vermiculites), mais il ne joue qu'un rôle secondaire, abaissant, dans certains cas, la charge négative totale de l'argile ; il convient de distinguer trois cas :

- **absence totale de substitution** : cas de la kaolinite, pratiquement aucune charge ne se développe à la surface des feuillets en raison des processus de substitution : les feuillets restent à distances constantes les uns des autres ;
- **substitutions dans les couches tétraédriques** ( $\text{Si}^{4+}$  par  $\text{Al}^{3+}$ ) : elles engendrent des charges élevées (si elles sont mesurées à l'unité de surface des couches tétraédriques) ; ces charges provoquent la fixation énergétique des ions secs ( $\text{K}^+$ ) sous la forme non échangeable (car ils s'insèrent dans les cavités hexagonales du feuillet), ce qui assure la fixité des feuillets : c'est le cas des **illites** (épaisseur constante,  $10 \text{ \AA} = 1 \text{ nm}$ ). Cependant, l'élimination des ions  $\text{K}^+$  fixés et la diminution des charges négatives globales provoquent une **ouverture des feuillets** des illites et des autres minéraux micacés, ce qui les transforme en vermiculites ; les ions  $\text{K}^+$  secs sont remplacés par des ions  $\text{Ca}^{2+}$  ou  $\text{Mg}^{2+}$  voire  $\text{Al}^{3+}$ , hydratés, donc de plus grande dimension, et ces ions restent échangeables dans la mesure où ils ne sont plus localisés dans les cavités hexagonales du réseau structural. En même temps, des molécules d'eau peuvent s'insérer dans les espaces interfoliaires, l'épaisseur totale des feuillets et du vide associé pouvant alors atteindre 14 à 15  $\text{\AA}$ , cet espacement n'étant pas dépassé (il correspond à deux couches de  $\text{H}_2\text{O}$ ). Par ailleurs, l'adjonction d'ions  $\text{K}^+$  à la solution (eau) du sol provoque une nouvelle contraction de l'espacement des feuillets ;
- **substitutions dans les couches octaédriques** ( $\text{Al}^{3+}$  par  $\text{Mg}^{2+}$ ) : elles engendrent également une augmentation des charges négatives, les distances interfoliaires peuvent varier suivant les conditions de milieu, notamment les substances s'associant à l'eau présente dans le milieu. C'est le cas des montmorillonites qui offrent un fort pouvoir de gonflement en présence d'eau ; elles peuvent absorber plus que l'équivalent de deux couches d'eau, l'épaisseur totale des feuillets pouvant dépasser alors 20  $\text{\AA}$ . Dans ces conditions, tous les ions absorbés, hydratés ou non restent échangeables.

Compte tenu de ces deux critères : structure des feuillets, substitutions et charges, il est possible de présenter une classification très simplifiée des principales argiles des sols (tableau 1.2) ; dans cette classification, la nature des substitutions a été mise en exergue, dans la mesure où elle conditionne l'ensemble des propriétés des argiles, en particulier les charges (fixation et absorption de cations) et le pouvoir gonflant des édifices.

**Tableau 1.2** – Principaux types d’argiles dans les sols.

A. MODÈLE Te-Oc (1/1)
<b>Pas de substitution dans les couches: dioctaédrique</b>
– épaisseur constante des feuillets (7 Å) <b>KAOLINITE</b> $Si_4O_{10}(OH)_2Al_4(OH)_6$
– épaisseur variable (intercalation $H_2O$ : 10 Å): Halloysite
B. MODÈLE Te-Oc-Te (2/1)
• <b>Substitutions tétraédriques: argiles micacées</b> (pouvoir fixateur de K)
<b>Dioctaédriques</b> (Al dominant dans les octaèdres) – épaisseur constante des feuillets (10 Å) <b>ILLITES</b> Ex: $Si_{(4-x)}Al_x K_x O_{10} Al_2(OH)_2$ avec $0,5 < x < 0,75$ – épaisseur variable des feuillets (15 Å): <b>Vermiculites</b> dioctaédriques
<b>Trioctaédriques</b> (Mg dominant dans les octaèdres) – épaisseur constante des feuillets (10 Å): <b>Illites</b> trioctaédriques – épaisseur variable des feuillets (15 Å) <b>VERMICULITES</b>
• <b>Substitutions octaédriques</b>
Faible pouvoir fixateur de K Épaisseur variable des feuillets (14 Å à > 20 Å)- <b>SMECTITES</b> Dioctaédrique: <b>MONTMORILLONITES – BEIDELLITE</b> Ex: Montmorillonite $Si_4O_{10} (Al_{1,67}Mg_{0,33}) (K-Na)_{0,33}(OH)_2$ Trioctaédrique: <b>Stevensite - Saponite</b>
C. MODÈLE Te-Oc-Te-Oc (2/1/1)
Épaisseur constante des feuillets De charges nulles: <b>CHLORITES</b>
D. PSEUDOPHYLLITES (argiles fibreuses)
Modèle Te-Oc-Te — Épaisseur 10 Å: Palygorskite

N.B. : les espèces les plus importantes sont figurées en capitales.

Correspondance des unités: 10 Å = 1 nanomètre = 1 nm

### 5.3 Les principales familles d’argiles des sols

On passera en revue les grandes familles d’argiles et leurs principales propriétés, en regroupant illites-vermiculites, en raison de leur étroite parenté (fig. 1.7).

#### a) Kaolinite

C’est la plus simple des argiles : feuillets de type 1/1 dioctaédrique, pratiquement sans substitutions ; de ce fait, les charges sont faibles ou nulles, et localisées surtout sur les zones de rupture latérales des feuillets. L’espace interfoliaire est de 7 Å, constant. Ce type d’argile est dit « à faible activité » (Pedro *in* Paquet et Clauer, 1993). Dans le cas de l’halloysite, moins bien cristallisé, la couche tétraédrique se situe alternativement, pour un même feuillet, de part et d’autre de la couche octaédrique ce qui entraîne un espacement de 10 Å et la présence d’eau interfoliaire.

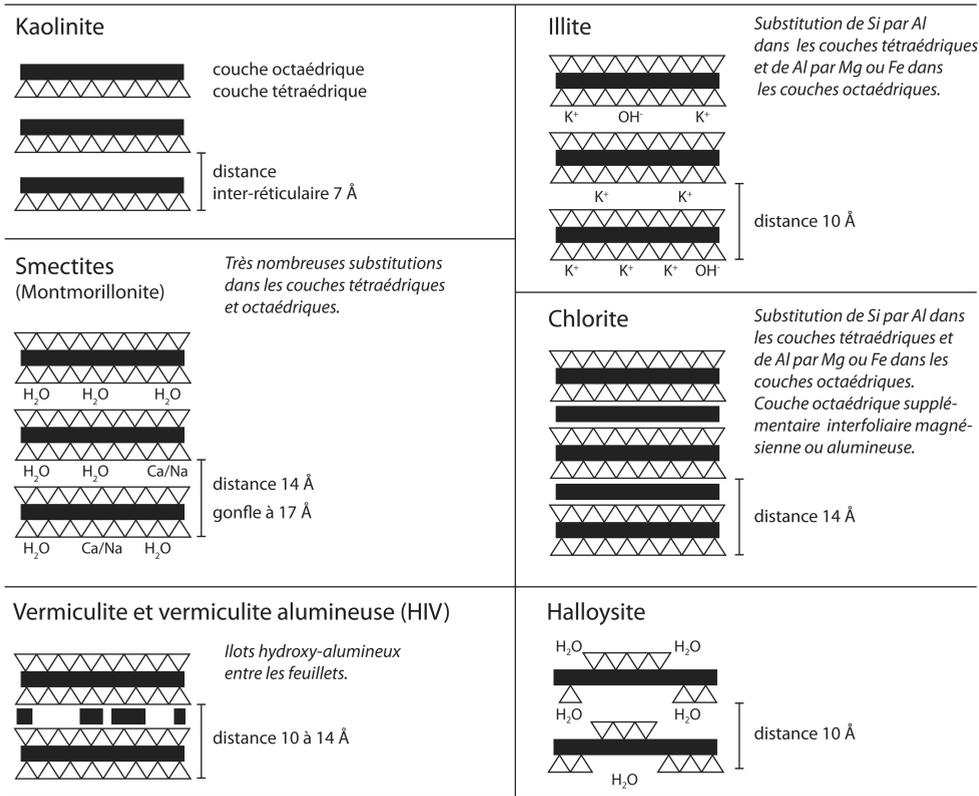
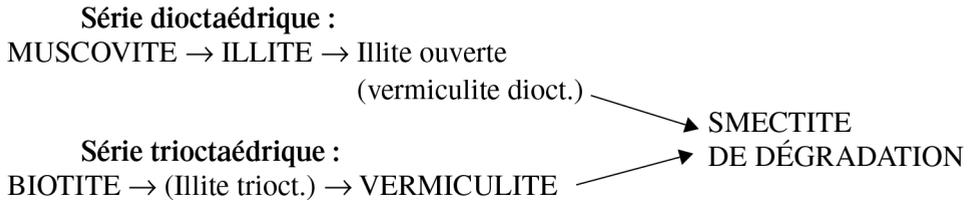


Figure 1.7 – Schéma de la structure des feuillets des principaux types d'argile.

## b) Illites-vermiculites (argiles micacées)

Ces argiles de type 2/1 ont des structures proches des micas et souvent en dérivent, soit par simple héritage, accompagné de microdivisions ou de transformations ménagées (**illites**), soit par ouverture des feuillets, accompagnée d'une disparition partielle ou totale des ions  $K^+$  fixés et de leur remplacement par des cations échangeables (**vermiculites**). En fait, il existe deux filiations différentes, l'une dérivant des micas dioctaédriques (muscovite), l'autre dérivant des micas trioctaédriques ferro-magnésiens (biotite, phlogopite) ; les illites (espace interfoliaire de 10 Å constant) au sens strict appartiennent à la première série, et se transforment par ouverture de certains feuillets, en « illites ouvertes », appelées souvent, par analogie avec la série suivante, « vermiculites dioctaédriques ». Les vermiculites, au sens strict, sont en fait trioctaédriques, le terme de passage entre biotite et vermiculite étant représenté par les « illites trioctaédriques », stade très fugace, qui s'altère très rapidement, en donnant naissance aux vermiculites ouvertes.



Dans certains milieux, très acides et très agressifs (ex. : humus de type mor), des lacunes se créent dans la couche tétraédrique, l'ouverture des feuillets augmente, donnant naissance à une variété particulière de smectite, qui rappelle, par son spectre aux rayons X, celui des montmorillonites vraies : il s'agit des **smectites de dégradation** (à faibles charges).

Les minéraux micacés à feuillets ouverts (notamment vermiculites 14 Å) possèdent deux propriétés importantes : 1° en présence d'une forte concentration d'ions K<sup>+</sup> en solution, il y a fixation partielle de ces ions K, accompagnée d'une **contraction** des feuillets (à 10 Å) ; 2° en milieu acide, les vermiculites subissent le processus d'**aluminisation** ; une partie des ions Al<sup>3+</sup> de substitution est libérée, et forme des ions complexes hydratés Al(OH)<sup>2+</sup> ou Al(OH)<sub>2</sub><sup>+</sup>, qui s'insèrent entre les feuillets en formant des îlots, non contigus, ce qui abaisse la capacité d'échange cationique (vermiculites alumineuses, prélude au processus de chloritisation alumineuse lorsque les îlots s'organisent pour former une couche octaédrique alumineuse).

### c) Smectites-montmorillonites

Le terme montmorillonite est employé au sens large : les substitutions octaédriques dominantes dans ces argiles dioctaédriques confèrent aux feuillets un grand pouvoir d'écartement, et ne permettent qu'une fixation temporaire d'ions K<sup>+</sup>. Le **pouvoir de gonflement** des smectites en présence d'eau est considérable (Tessier, 1984). Elles ont, en effet la propriété de s'assembler en **quasicristaux** de 8 à 10 feuillets accolés, qui s'assemblent bord à bord et forment un véritable réseau (fig. 1.8). Ce réseau gonfle en période humide et se rétracte en période sèche, les variations de volume étant de l'ordre de 10 à 1. C'est seulement pour des teneurs en eau inférieures au point de flétrissement (pF 4,2, voir chap. 4) que les espaces interfoliaires se resserrent à leur tour, ce qui contribue encore à la diminution du volume total de la masse argileuse.

L'espace interfoliaire est de 14 Å (passant à 10 Å par chauffage, et à 18 Å en présence d'alcool, la fixation de K ne provoquant qu'une contraction modérée des feuillets), charge importante des feuillets en raison des irrégularités cristallographiques. Les smectites sont dites « à haute activité » par opposition aux argiles 1/1 (Pedro, 1993). Ces propriétés particulières doivent être mises en relation avec la **surface spécifique**, beaucoup plus élevée pour les smectites (jusqu'à 600-800 m<sup>2</sup>/g) que pour les kaolinites (< 40 m<sup>2</sup>/g) (valeurs de surfaces spécifiques maximales obtenues avec les différentes méthodes usuelles de détermination), caractéristiques liées à la taille des particules, très fines dans le cas des smectites, plus grossières dans celui des kaolinites. Phénomènes ayant une incidence sur les propriétés des argiles (ex : dispersabilité), l'augmentation

de la surface spécifique accroît les possibilités de contact, de liaison et d'échange de ces minéraux avec leur environnement (autres minéraux, cations, matières organiques, microorganismes, rhizosphère...).

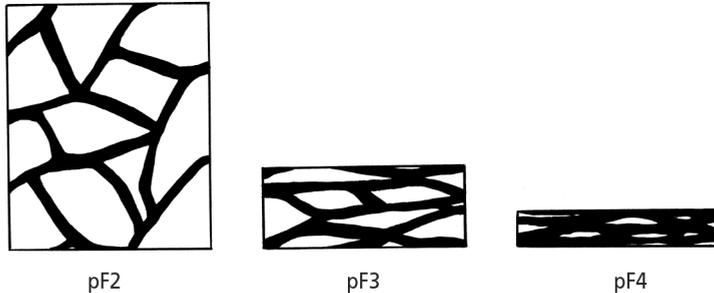


Figure 1.8 – Modifications du réseau de montmorillonite-Ca en relation avec la teneur en eau (d'après TESSIER, 1984; CHAMAYOU et LEGROS, 1989).

Il existe plusieurs types de smectites qui diffèrent par la présence ou l'absence de substitutions tétraédriques. Les **montmorillonites vraies** n'ont aucune substitution tétraédrique à l'inverse des **beidellites**, qui en offrent de nombreuses. Ces dernières, relativement riches en aluminium ont des propriétés qui les rapprochent de celles des vermiculites. Les formes ferrifères de beidellites (**nontronites**), caractéristiques des vertisols formés sur basaltes, ont une couche octaédrique riche en fer (**sialferrisation**, Pedro, 1987).

#### d) Chlorites

De formule 2/1/1 (Te-Oc-Te-Oc), les chlorites présentent un feuillet supplémentaire (octaédrique), qui s'insère entre deux feuillets semblables à ceux de la vermiculite; de ce fait, presque toutes les charges sont compensées, la capacité d'échange s'abaisse très fortement, et on n'observe aucun pouvoir de gonflement, espacement interfoliaire de 14 Å constant.

En fait, il existe deux types principaux de chlorites très différents: le premier, dit **chlorite primaire**, résulte d'un héritage de certaines roches contenant beaucoup de magnésium (roches métamorphiques, certaines roches sédimentaires): il est caractérisé par un feuillet supplémentaire octaédrique, magnésien, dit «brucitique»; ces chlorites primaires s'altèrent rapidement par acidification en libérant du fer et des ions  $Mg^{2+}$ .

L'autre type, au contraire, dit **chlorite secondaire** (ou alumineuse), résulte d'une aluminisation très poussée, de certaines vermiculites, intervenant en milieu à la fois acide et confiné, conduisant à la formation d'un feuillet octaédrique intercalaire, dit parfois «gibbsitique» continu («chloritisation» des vermiculites, en anglais **HIV**: *Hydroxy Interlayered Vermiculite*).

La série évolutive des chlorites-vermiculites est alors la suivante:

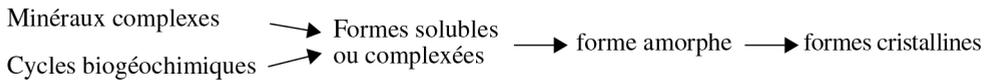
chlorite primaire → vermiculite → vermiculite Al → chlorite secondaire (HIV).

Il existe beaucoup d'argiles présentant des caractères intermédiaires entre ces types, dites **interstratifiées**. On observe une alternance de feuillets des deux types différents : le cas des illites ouvertes, ou illites-vermiculites, dont certains feuillets ont perdu les ions K fixés, a déjà été souligné ; il existe aussi des interstratifiés de type chlorite-vermiculite, illite-montmorillonite, etc.

## 6 Complexe d'altération : oxyhydroxydes

Les oxyhydroxydes (de fer, d'aluminium, de manganèse, de silice notamment) constituent, avec les argiles, une fraction importante du complexe d'altération. Ces éléments sont libérés par les minéraux au cours de l'altération, sous forme soluble ou complexée (si la matière organique intervient), mais alors que les cations basiques conservent, lors de leur libération, la forme soluble (ou échangeable), il n'en est pas de même de cations lourds et de la silice, qui évoluent plus ou moins vite, en fonction des conditions physico-chimiques, vers des formes insolubles, amorphes ou cristallines, ce qui limite les pertes par drainage ; ils s'associent aux autres éléments du complexe, notamment les argiles.

Il existe une seconde source de ces mêmes cations, d'importance très variable selon les sols et l'élément considéré, qui résulte du « recyclage biologique » par la végétation et retourne au sol au sein des litières (voir chap. 7 : Cycles biogéochimiques).



### 6.1 Les oxyhydroxydes de fer

Ils résultent essentiellement de l'altération des minéraux ferro-magnésiens (biotites, amphiboles, pyroxènes) ou sont hérités des roches (par exemple, ciment ferrugineux de certains grès) : les formes ioniques, solubles ou complexées, sont minoritaires, sauf dans les sols très acides ou mal aérés (sols podzoliques, sols hydromorphes). Dans les milieux bien aérés et biologiquement actifs (sols bruns à mull), le fer prend rapidement la forme d'oxyhydroxydes insolubles. L'évolution des formes amorphes vers les formes cristallisées est sous la dépendance étroite de la quantité de matière organique présente dans le milieu, celle-ci jouant le rôle de frein à l'égard du processus de cristallisation. À l'inverse des ions  $Al^{3+}$ , les oxydes ferriques restent libres et s'intègrent peu aux feuillets des argiles (des exceptions doivent cependant être signalées : les beidellites ferrifères des vertisols, certaines chlorites).