

L'ALTÉRATION DES CONTINENTS ET LA PRODUCTION DES CONSTITUANTS DES SÉDIMENTS

MOTS-CLÉS

- ▶ Érosion, altérations (soustractives, additives).
- ▶ Phase migratrice, phase résiduelle, altérite, saprolite.
- ▶ Dissolution, hydrolyse, potentiel ionique, diagramme de Goldschmidt.
- ▶ Série de Bowen inverse.
- ▶ Minéraux argileux, phyllites 1/1 (TO), phyllites 2/1 (TOT), phyllites 2/1/1 (TOT-T).
- ▶ Bisiallisation, monosiallisation, allitisation, latérisation.
- ▶ Bio-rhexistasie.
- ▶ Roche mère, sols éluviaux, sols transportés, mull, mor.
- ▶ Bilans d'érosion (mécanique vs. chimique), bilans des apports fluviaux.

Chercher à comprendre les mécanismes de production de sédiments conduit à étudier l'érosion des continents et son contrôle par l'orogénèse et le climat, mais aussi l'influence de la biosphère dans la production sédimentaire, notamment carbonatée, et le rôle de l'expansion océanique sur la chimie de l'océan, via les processus de l'hydrothermalisme sous-marin.

27.1 LES PROCESSUS D'ALTÉRATION

Dans la plupart des régions du globe, les roches n'affleurent pas directement mais sont recouvertes par une épaisseur plus ou moins importante de produits résultant de leur transformation (**altérites**) au contact de l'hydrosphère et de l'atmosphère. Ces transformations tendent à mettre les composants des roches en équilibre avec les conditions physico-chimiques régnant à la surface de la Terre. Elles commencent en général par la formation d'un **sol** (fig. 27.15), sur lequel se développe la végétation. Sa nature reflète la composition des roches sous-jacentes (**roches mères**) et les conditions de leur altération. On emploie aussi souvent le terme de **régolithe** pour désigner l'ensemble des roches meubles que l'on trouve au-dessus de la roche mère et résultant de son altération, le sol en est la partie superficielle où les actions biologiques sont prépondérantes.

D'une façon classique, on a trop souvent l'habitude de considérer que les altérations ne sont qu'une somme de processus soustractifs (transformations de la roche mère par fuites d'éléments : **altération soustractive**). Il existe cependant des formes d'**altération additive** (transformations par addition d'éléments à la roche mère par précipitation ou néoformation de minéraux, dans des conditions de subsurface ou de pédogenèse) dont on a souvent minoré l'importance (fig. 27.1 A). Elles conduisent à la formation de croûtes (**calcrètes** et **silcrètes**) qui, lorsqu'elles se développent aux dépens de sédiments peu lithifiés, ne sont pas facilement discernables des produits de la diagenèse précoce. Dans les environnements où l'évaporation est importante, on peut considérer que diagenèse précoce et altération additive forment un continuum.



Voir chap. 34

Encart 27.1 – Altération vs. érosion

En français, il y a une certaine ambiguïté entre les termes d'altération et d'érosion dont les acceptions varient suivant les auteurs. Nous avons pris le parti de donner un sens général à altération et de réserver celui d'érosion aux processus mécaniques. On considérera donc que les processus d'altération comportent deux domaines : l'altération chimique et l'altération mécanique ou érosion dont la prédominance de l'une par rapport à l'autre dépend du climat (fig. 27.1 B), du couvert végétal et de la morphologie des reliefs (altitude et pentes).



Voir fig. 26.3 et 26.4

Les processus physiques, chimiques et biologiques de l'**altération** aboutissent à la séparation d'une phase soluble dite **migratrice** évacuée par les eaux courantes et d'une phase **résiduelle** qui, en s'accumulant sur place, est à l'origine des sols (**pédogenèse**). Ces processus peuvent conduire à la concentration de certains éléments exploitables comme minerais : aluminium (bauxites), nickel, fer, manganèse, uranium. L'altération se situe donc à l'amont d'une partie de la métallogénie.

Les éléments solubles de la phase migratrice peuvent (bio)précipiter dans les milieux de sédimentation où les déversent les eaux courantes et constituer les **roches sédimentaires chimiques** (roches salines principalement), biochimiques et biogènes (roches calcaires). L'altération des continents est donc la source principale des éléments solubles nécessaires à la sédimentation (tableau 23.1) ; une source complémentaire existe cependant dans le milieu océanique via l'**hydrothermalisme sous-marin** au niveau des dorsales et de l'altération (**serpentinisation**) de la lithosphère océanique.

Les éléments figurés (particules) de la phase résiduelle peuvent être, ultérieurement, remobilisés et évacués par des agents dynamiques (gravité, vent, glace et surtout eaux courantes) lors de processus d'érosion et leur redistribution dans les milieux de sédimentation (déserts, fleuves, lacs, océans) est à la base de l'accumulation des **roches sédimentaires détritiques (ou terrigènes)**.



Voir chap. 23, § 23.6

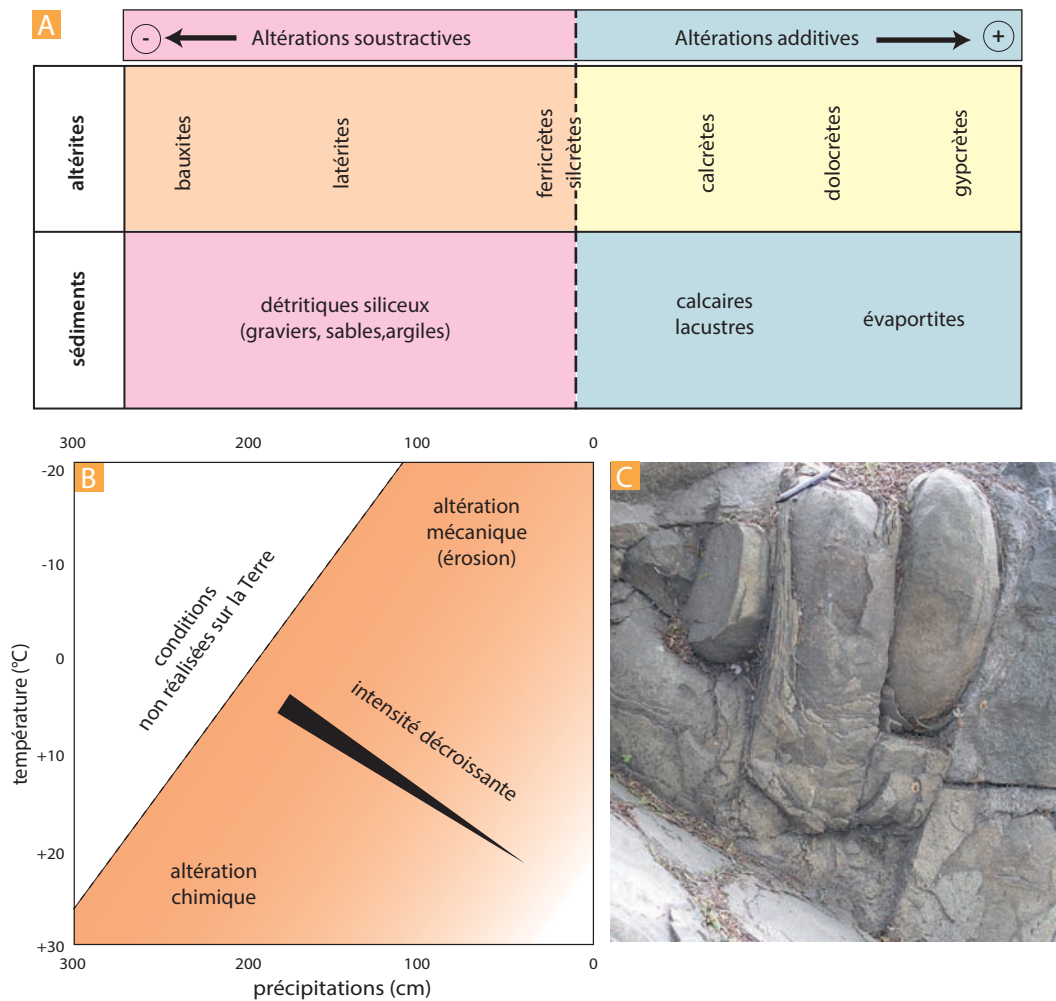


Figure 27.1 Les types d'altérations.

A. Les deux grands types d'altérations (soustractive vs. additive), nature des altérites produites et nature des sédiments transitant ou se déposant sur la surface continentale pendant ces altérations. Les silicrètes participent des deux types. (D'après Ricordel-Prognon et al., 2009 et Wyns, 2014.)

B. Répartition des domaines des altérations physiques et chimiques en fonction des deux paramètres climatiques principaux.

C. Début d'altération d'un dyke andésitique (Andes du Chili, Cerro Santa Lucia, Santiago) : on notera le rôle des diaclases qui, facilitant la circulation de l'eau, assurent la propagation de l'altération. L'altération mécanique est le processus majeur (thermoclastie et gélifraction) qui aboutit à la desquamation d'écaillles de roche mais l'altération chimique commence à fonctionner (début d'altération en boule). (Photo Y. Lagabrielle.)

27.1.1 L'altération mécanique ou érosion : la désagrégation physique des roches

Un massif rocheux n'est jamais homogène, il présente des discontinuités liées à la sédimentation (joints sédimentaires), à la compaction ou/et à la tectonique (stylolithes, diaclases et failles), aux conditions de refroidissement (débit prismé des coulées volcaniques : orgues). Ces discontinuités, qui fragilisent la roche (fil ou fendant des carrières), sont les lieux préférentiels de circulation des fluides et de début des processus d'érosion mécanique (fig. 27.1 C). La désagrégation physique des roches conduit à des **clastites** : formations superficielles constituées d'éléments présentant les mêmes cortèges de minéraux que la roche dont elles dérivent.

 Voir chap. 14

a) Variations de température : thermoclastie et cryoclastie

Les variations de température, dont l'amplitude journalière peut atteindre 50 °C dans les déserts, sont le principal agent de désagrégation physique. La dilatation et la contraction différentielles des minéraux sont à l'origine de la **thermoclastie** ; *désagrégation granulaire* superficielle ou détachement d'une croûte (*desquamation* ou *exfoliation*), phénomènes dans lesquels interviennent aussi des agents chimiques. Les variations de température agissent aussi indirectement en provoquant en région humide le gel de l'eau contenue dans les fissures. À volume constant, la pression de la glace atteint 14 kg/m². Il en résulte des ruptures et la désolidarisation des fragments lors du dégel (« geler à pierre fendre »). C'est la **cryoclastie** ou **gélifraction**.

b) Circulations interstitielles et variations de volume des minéraux

L'hydratation des minéraux peut provoquer leur expansion et conduire à une perte de cohésion des roches. Le volume de l'anhydrite (CaSO₄) augmente de près d'un tiers lorsqu'elle se transforme en gypse (CaSO₄·2H₂O). La transformation des biotites en chlorites ou vermiculites (*fig. 27.6*) peut s'accompagner d'une augmentation de volume de près de 40 % par absorption de molécules d'eau entre les feuillets.

Lorsque l'eau qui s'infiltre dans les fissures est chargée de sels, embruns par exemple, ceux-ci, après dessiccation et réhydratation, augmentent de volume. Ils exercent ainsi une pression susceptible de désagréger les grains (**haloclastie**). Ce phénomène est particulièrement actif sur les côtes où il conduit, associé à des actions chimiques envisagées plus loin, au développement d'alvéoles et de taffoni (**alvéolisation**).

D'une manière générale, il est difficile de faire la part de la désagrégation physique et de l'altération chimique chaque fois que l'eau est impliquée : il en est ainsi dans le débitage en boule du granite (*fig. 27.8*) ou de roches volcaniques (*fig. 27.1 C*).

Encart 27.2 – La « maladie » des bétons

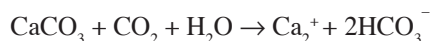
Les processus d'hydratation des minéraux peuvent jouer un rôle délétère dans la « roche artificielle » qu'est le béton. La présence de sulfates dans les eaux ou dans les granulats constitutifs conduit à la formation de minéraux « gonflants », car très riches en eau, comme l'**ettringite** (Ca₆Al₂(SO₄)₃(OH)₁₂·26H₂O) qui provoque la desquamation des façades et peut arriver à une destruction des ouvrages (« maladie du béton »).

27.1.2 Altération chimique et biochimique

L'action de l'eau se trouve à la base de toutes les altérations exogènes des roches car elle se comporte comme un acide faible du fait des ions H⁺ libres qu'elle renferme. En simplifiant, on doit distinguer pour les altérations soustractives, les phénomènes de dissolution et les phénomènes d'hydrolyse.

a) Les phénomènes de dissolution

Ils aboutissent à la **décomposition totale** d'un minéral en ses ions constitutifs comme dans le cas de la calcite ou de l'aragonite :



La dissolution est d'autant plus redoutable que la solubilité des minéraux est élevée (minéraux des roches salines : halite et gypse). La dissolution des formations gypseuses provoque des effondrements en entonnoirs ou **fontis**, qui peuvent être catastrophiques en zone urbanisée (encart 27.3). Au niveau géologique, la dissolution concerne surtout la silice et les carbonates de calcium. **La silice amorphe est 10 fois plus soluble que le carbonate de calcium dans l'eau distillée : 120 à 140 ppm à 20 °C contre 13 ppm.** La solubilité du quartz est en revanche sensiblement la même que celle de la calcite

dans l'eau pure. C'est ainsi qu'une solution sous-saturée par rapport à la silice amorphe à 100 ppm est sursaturée par rapport au quartz dont elle peut assurer la croissance. En revanche, le carbonate de calcium des calcaires est beaucoup plus soluble dans l'eau chargée de dioxyde de carbone : près de 2 000 ppm (2 g par litre) à 0 °C et à la pression atmosphérique ; il se forme alors un bicarbonate instable. Cette réaction d'équilibre joue un rôle essentiel dans les **phénomènes karstiques**.

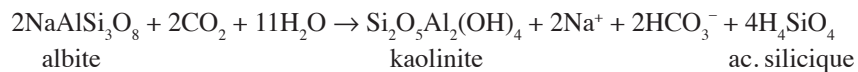
 Voir fig. 26.22 à 26.24

Encart 27.3 – Gypse et urbanisme

Dans la banlieue nord de Paris, les caillasses du Lutétien supérieur contiennent des couches épaisses de gypse qui sont restées intactes tant qu'elles étaient dans la nappe phréatique (eau saturée). Des pompages intensifs provoquent l'abaissement de la nappe en été, puis sa recharge en hiver. Le gypse est ainsi dissous l'hiver et évacué l'été. La dissolution annuelle est évaluée à 50 000 tonnes pour le synclinal de Saint-Denis, ce qui provoque des désordres dans le sous-sol.

b) Les phénomènes d'hydrolyse

Dans ce cas, il reste une phase insoluble (**minéral résiduel**) après la mise en solution partielle des ions :



L'hydrolyse est favorisée par l'augmentation de température. Théoriquement, on aboutit à des réactions d'équilibre et l'altération devrait s'arrêter, mais le **drainage**, en entraînant les produits de l'hydrolyse et en renouvelant les ions H⁺, permet la poursuite de l'altération.

On doit noter que, dans l'équation ci-dessus, 2 moles de CO₂ sont consommées. L'altération des silicates est donc un puits pour le CO₂ atmosphérique. Cette constatation est une des bases de la **BLAG Hypothesis** qui fait réguler le climat terrestre par un équilibre entre la production de CO₂ par le volcanisme de subduction et les dorsales océaniques et sa consommation par l'érosion des silicates sur les continents.

 Voir encart 24.1

D'autres agents que l'eau interviennent dans les processus d'altération. L'**oxygène** provoque des oxydations (fer, manganèse) et la transformation des sulfures en sulfates. Les oxydes de fer confèrent à la roche une teinte « rouille », ceux de manganèse forment des arborescences noires (dendrites de manganèse). Les roches riches en glauconie, vertes en sondage, deviennent jaunes à l'affleurement.

Le **dioxyde de carbone** renforce l'action de l'eau et facilite la dissolution des carbonates en bicarbonates solubles. Du fait de l'activité végétale, *sa pression relative dans le sol est 3 à 5 fois plus élevée que dans l'atmosphère*.

Les **acides**, sécrétés par les bactéries et par les racines des végétaux ou provenant de matières organiques putréfiées, sont des agents de destruction des roches très actifs. Il en est de même des pluies d'orages (riches en acide nitrique) et des fumées industrielles.

Encart 27.4 – Les végétaux agents d'altération ?

L'action des végétaux inférieurs s'apparente à celle des acides : les lichens décomposent directement la roche, des diatomées ou des bactéries des sols sont capables de décomposer des silicates d'alumine. Les plantes supérieures ont à la fois une action destructive (par leurs racines et leurs sécrétions), et protectrice des sols (par le couvert végétal). Elles agissent aussi par la production d'humus qui peut, soit accentuer l'altération (**mor**), soit au contraire la freiner en agrégeant le sol (**mull**).

c) Le diagramme de Goldschmidt

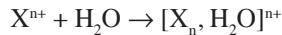
Les phénomènes d'hydrolyse sont en grande partie liés aux propriétés particulières de la molécule d'eau qui se comporte comme un dipôle électrique (pôle H₂ positif et pôle O négatif) dont la force d'attraction vis-à-vis d'un ion détermine la solubilité.



Cette force d'attraction dépend du **potentiel ionique**, rapport entre la charge (e) et le rayon ionique (r), illustré pour les divers éléments chimiques par le **diagramme de Goldschmidt** (fig. 27.2) où l'on distingue trois domaines :

► *Le domaine des cations solubles (cations basiques) : $e/r \leq 3$*

Leur faible charge attire les dipôles d'eau pour former des **ions hydratés** :



Les cations passent ainsi en solution et sont entraînés avec les molécules d'eau. C'est notamment le cas de Na (principal constituant de l'eau de mer) et de Ca et de Mg qui seront évacués vers les océans où ils (bio)précipiteront pour constituer les calcaires et les dolomies.

Les cations qui ont une très faible charge et un gros diamètre ($e/r < 1$) ont moins d'attraction pour la molécule d'eau (**cations dits anti-Stokes, Cs, Rb, K**). Ils ne s'hydratent pas et leur taille en solution est trop faible pour qu'ils suivent la loi de Stokes (loi qui régit la vitesse de sédimentation, voir chap. 28.1.2), d'où leur nom. Paradoxalement, Rb et K, qui ont un rayon ionique plus grand que celui de Na à l'état anhydre, forment en solution des ions plus petits. De ce fait, les cations antistokes, tel K, entrent facilement dans les structures minérales (K/Na = 2,8 dans les schistes) et sont beaucoup moins mobiles au cours de l'altération (K/Na = 1/10 dans les eaux douces et 1/28,5 dans les eaux marines). C'est ce qui explique, par exemple, que les feldspaths potassiques (orthose) soient moins altérables que les feldspaths calco-sodiques (plagioclases).

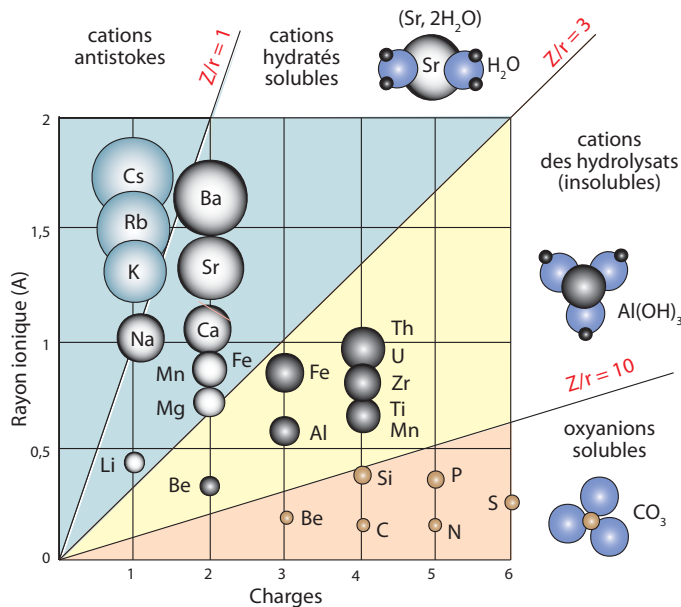
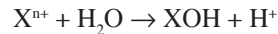


Figure 27.2 Le diagramme de Goldschmidt.

Position des principaux éléments par rapport à leur charge (e) et à leur rayon ionique (r) et comportement des ions, en fonction de leur potentiel ionique, vis-à-vis de la molécule d'eau. Explications dans le texte.

► *Le domaine des précipitations d'hydroxydes (hydrolysats) : $3 \leq e/r \leq 10$*

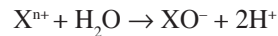
Ces cations sont plus attractifs vis-à-vis de la molécule d'eau. Cette attraction provoque la rupture d'un « des bras » du dipôle H₂O et la paire électronique se déplace vers l'ion :



Ils précipitent alors à l'état d'**hydroxydes insolubles** à l'origine de gîtes métallifères résiduels (**bauxites** pour l'aluminium par exemple).

► *Le domaine des oxyanions solubles : $e/r \geq 10$*

Du fait d'un potentiel ionique élevé, ces ions exercent une forte attraction sur le pôle négatif de la molécule d'eau (oxygène) et provoquent la rupture du dipôle et la libération d'H⁺ :



C'est, par exemple, le cas des carbonates CO₃²⁻, des sulfates SO₄²⁻, des phosphates PO₄³⁻ et de SiO₄⁴⁻. Ces **oxyanions solubles** sont évacués par les eaux vers l'océan où ils se recombinaient avec les cations solubles (Ca²⁺ principalement) pour donner les **roches sédimentaires chimiques et biochimiques** : calcaires (CaCO₃) et dolomies (CaMg(CO₃)₂), gypse (CaSO₄·2H₂O) et roches phosphatées telle l'apatite (Ca₅[(F,OH)(PO₄)₃]I).

Le diagramme de Goldschmidt explique donc, comme nous le verrons ci-après, pourquoi l'hydrolyse des silicates conduit au départ du silicium et des cations basiques, tandis que l'aluminium précipite. Ainsi, l'**altération chimique** apparaît comme un **processus de ségrégation** qui sépare une phase résiduelle (les hydrolysats) et une phase mobile (cations et oxyanions solubles) tandis que la **sédimentation chimique et biochimique** apparaît comme un **processus de recombinaison** entre ces deux dernières catégories d'éléments.

27.2 LES MÉCANISMES DE L'ALTÉRATION SOUSTRACTIVE À L'ÉCHELLE DU MINÉRAL ET DE LA ROCHE

Roches de surface, les roches sédimentaires se trouvent à l'affleurement, dans des conditions assez proches de celles de l'équilibre thermodynamique de leurs minéraux. De plus, beaucoup d'entre elles (sables, argiles...) sont déjà des produits d'altération dont les potentialités d'évolution sont relativement réduites en dehors des phénomènes de dissolution. Au contraire, les roches magmatiques et métamorphiques sont des roches dont l'état d'équilibre correspond à des conditions de température et de pressions régnant à plusieurs kilomètres de profondeur. Exhumées à la surface, elles se retrouvent dans des conditions de déséquilibre thermodynamique qui provoquent l'instabilité des minéraux. Ces roches étant généralement formées par un assemblage de minéraux, leur vulnérabilité à l'altération est fonction à la fois de celle des minéraux et de la structure de la roche. À sensibilité égale des minéraux, les roches grenues à gros minéraux (pegmatites) sont plus altérables que celles à grains fins (aprites, fig. 27.8 B2).

Les grands profils d'altération soustractive (profils latéritiques) se développeront donc sur les roches d'origine endogènes (fig. 27.8) mais on peut aussi y rattacher les altérations, plus modestes, se développant sur les roches sédimentaires (telles les argiles à chailles sur les calcaires du Jurassique ou les argiles à silex sur la craie) voire la dissolution karstique.

Encart 27.5 – Altérabilité et série de Bowen

Pour les minéraux essentiels, quartz, muscovite, feldspaths, biotite, amphiboles, pyroxènes, olivines, leur vulnérabilité à l'altération est en sens inverse de la série de Bowen, elle est décroissante en allant de l'olivine au quartz.

Dans la série des minéraux ferro-magnésiens, l'olivine et les périclites sont les plus fragiles et s'altèrent fréquemment en serpentine (silicates hydratés de Mg et de Fe). Les pyroxènes, en particulier l'augite, donne une amphibole verte fibreuse, l'ouralite. Les amphiboles se transforment en minéraux fibreux dont l'amiante ou asbeste représente une variété. La biotite prend un éclat mordoré (baueritisation) puis donne

plusieurs minéraux d'altération dont les chlorites, silicates d'Al et Mg hydratés, de couleur verte. La muscovite est moins altérable mais, par hydrolyse, donne des vermiculites. Le quartz est quasi inaltérable sous nos climats tempérés.

Dans la série des feldspaths, la sensibilité à l'altération aussi varie suivant la position dans la série de Bowen et la composition. Les plagioclases (calco-sodiques) sont plus altérables que l'orthose (potassique, $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K}$, fig. 27.2). La vulnérabilité des plagioclases diminue en allant du pôle calcique (l'anorthite, $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8\text{Ca}$) au pôle sodique (l'albite, $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na}$).

27.2.1 La structure des minéraux argileux

Les produits d'altération étant très souvent des minéraux argileux, il convient d'abord de présenter la structure de ces minéraux. Il s'agit de **phyllosilicates** constitués de feuillets séparés par des espaces interfoliaires (fig. 27.3). Les feuillets sont constitués par l'empilement ordonné de couches de deux types :

- les **couches tétraédriques** qui sont constituées par l'association en plan de tétraèdres dont le centre est occupé par Si^{4+} et les sommets par de l'oxygène ;
- les **couches octaédriques** qui sont constituées par l'association en plan d'octaèdres dont le centre est occupé par Al^{3+} ou par Mg^{2+} ou Fe^{2+} et les sommets par O^{2-} ou OH^- . Dans le cas de l'aluminium, les couches sont dites **diocétaédriques** car il suffit de 2 atomes de cations trivalents pour compenser les charges négatives des 6 sommets de l'octaèdre alors qu'il en faut 3 dans le cas de cations bivalents comme Mg^{2+} ou Fe^{2+} (**couches trioctaédriques**).

Les couches s'accrochent les unes aux autres, selon des plans, pour former les feuillets par mise en commun des ions oxygène et hydroxyle constituant les sommets des polyèdres.

Cette structure de base peut se compliquer du fait de **substitutions partielles** fréquentes de Si^{4+} par Al^{3+} dans les tétraèdres et par celles de Al^{3+} par Mg^{2+} ou Fe^{2+} dans les octaèdres. Il en résulte des **déficits de charge** pour le feuillet qui sont compensés par la présence de cations au niveau des espaces interfoliaires (cations dits **échangeables** car beaucoup moins liés à la structure minérale que ceux du feuillet).

En fonction de la nature et du nombre de couches constituant le feuillet on distingue trois principales familles de minéraux argileux (fig. 27.3) :

- les **phyllites 1/1 ou TO** dont le feuillet, d'épaisseur 7 Å, est constitué de l'empilement d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique. Il n'y a pas de substitution de cations de valences différentes donc pas de déficit de charge et le feuillet est électriquement neutre. Le représentant principal de cette famille est la **kaolinite** ($\text{Si}_2\text{O}_5\text{Al}_2(\text{OH})_4$) mais il existe des minéraux magnésiens comme les **serpentes** ou hydratés comme l'**halloysite** ;

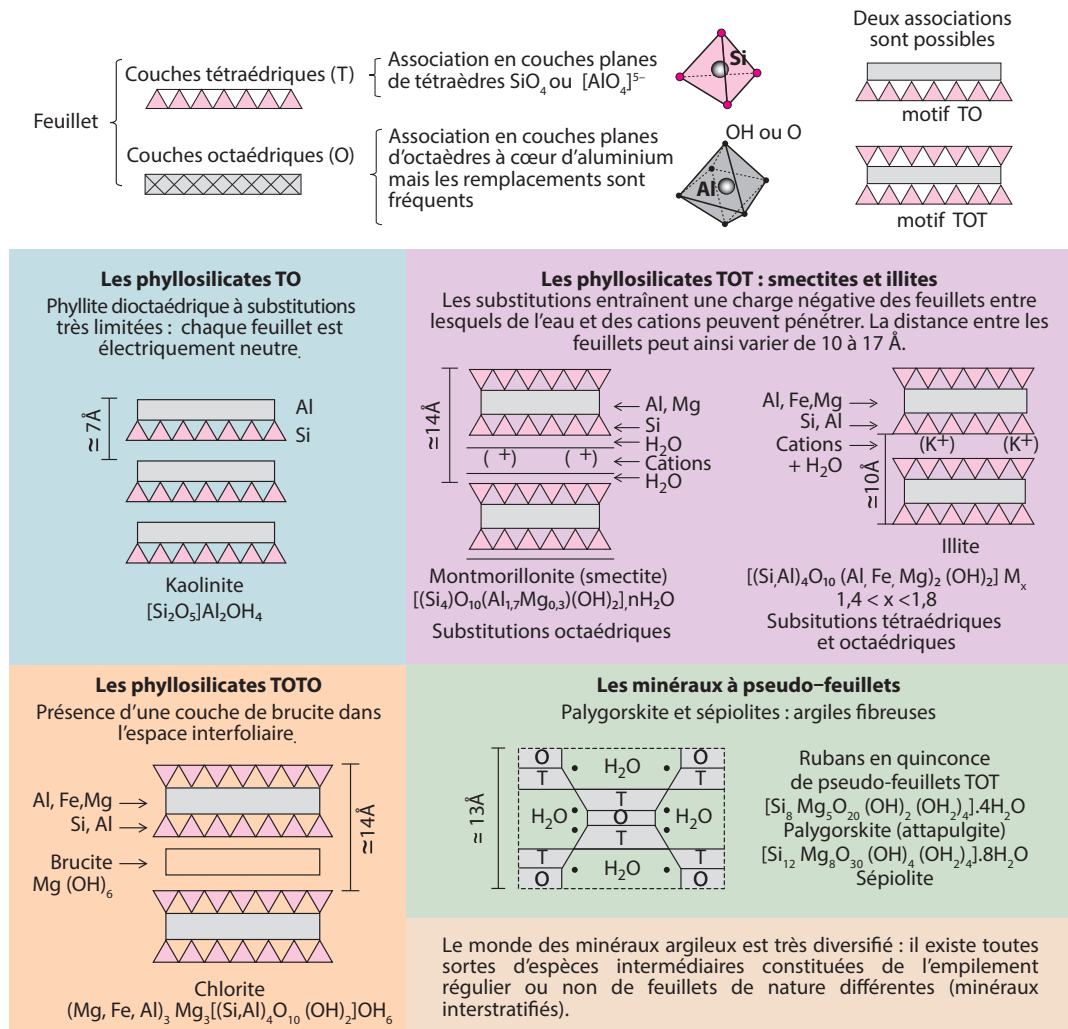
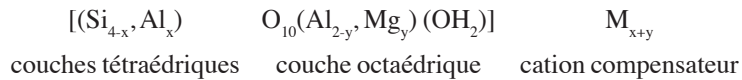


Figure 27.3 Structure des principaux minéraux argileux (explications dans le texte).

- les phyllites 2/1 ou TOT dont le feuillet, d'épaisseur variable ($\geq 10 \text{ \AA}$), est constitué de l'empilement de trois couches : tétraédrique, octaédrique et tétraédrique. Il peut y avoir ou non des substitutions dans les couches tétraédriques ou octaédriques. Leur formule générale est du type :



Le pourcentage de substitutions permet de distinguer 3 sous-familles :

- les minéraux sans substitution : pyrophyllite (Al) et talc (Mg) ;
- les minéraux avec substitutions tétraédriques selon un taux $x > 0,6$;
La compensation du déficit de charge peut se faire par des cations hydrophobes (K ou Na), c'est le cas des illites $(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{Al}_2)(\text{OH})_2\text{K}$, des micas ou des glauconites ou par des cations hydrophiles (Ca, Mg) comme dans le cas des vermiculites $[(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{Mg}_{3-y}\text{Fe}_y)(\text{OH})_2]$;
- les minéraux avec substitutions tétraédriques selon un taux $x < 0,6$ et pour lesquels il existe des possibilités de substitutions octaédriques, il s'agit de la famille des smectites telle la montmorillonite $[(\text{Si}_4)\text{O}_{10}(\text{Al}_{1,7}\text{Mg}_{0,3})(\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ qui ne présente que des substitutions octaé-

driques ou la **beidellite** $[(Si_{3,7}Al_{0,3})O_{10}(Al_2)(OH)_2]_nH_2O$ qui ne comporte que des substitutions tétraédriques ;

- les **phyllites 2/1/1 ou TOT-O** qui comportent un feuillet à trois couches de type mica (biotite) auquel est associé, dans l'espace interfoliaire, un feuillet de **brucite** $[Mg(OH)_6]$. Il s'agit de la famille des **chlorites** dont la formule générale est du type $(Mg, Fe, Al)_3Mg_3[(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2]OH_6$.

Il existe aussi des minéraux intermédiaires, les **minéraux interstratifiés**, correspondant à un empilement régulier ou irrégulier des types de feuillets précédemment décrits. Ils représentent des stades d'évolution d'un minéral vers un autre au cours de l'altération ou de la diagenèse.

Enfin, certains minéraux argileux sont constitués de **pseudo-feuillets** (argiles fibreuses ou magnésiennes, *fig. 27.3*) constitués de rubans TOT disposés en quinconce. Dans les cavités formées par l'alternance des rubans, se trouvent des molécules d'eau (eau zéolithique). Il s'agit de la **palygorskite** ou **attapulgite** $[(Si_8Mg_5O_{20}(OH)_2(OH_2)_4 \cdot 4H_2O)]$ et de la **sépiolite** $(Si_{12}Mg_8O_{30}(OH)_4(OH_2)_4 \cdot 8H_2O)$.

27.2.2 Les méthodes de détermination des minéraux argileux

La petite taille des minéraux argileux nécessite l'utilisation de méthodes particulières, deux techniques sont devenues classiques : la microscopie électronique à balayage (MEB, *fig. 27.4 A*) et la diffraction de rayon X. Dans ce dernier cas, les feuillets se comportent comme des plans cristallins qui diffractent les RX en fonction de la loi de Bragg. Les diffractogrammes (*fig. 27.4 B*) permettent alors d'évaluer la distance interfoliaire des minéraux en présence. On complète l'analyse par des traitements : saturation à l'éthyl-glycol qui augmente l'espace interfoliaire lorsque cela est possible (minéraux comportant des couches d'eau comme les smectites) et chauffage qui fait diminuer l'espace interfoliaire par perte d'eau (smectites) ou détruit la structure minérale (koalinite).

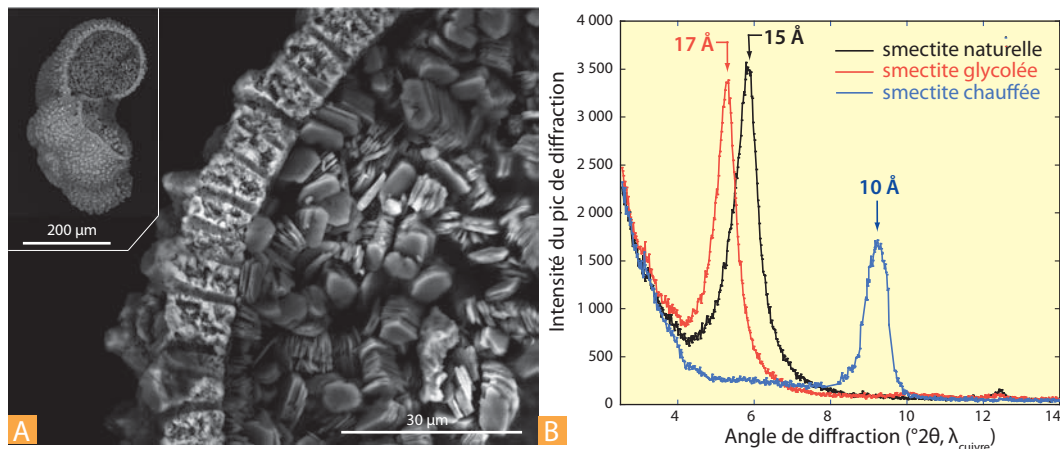


Figure 27.4 Les méthodes de détermination des minéraux argileux.

A. Microscopie électronique à balayage (MEB) : feuillets argileux en accordéon (smectite) remplissant les loges d'un foraminifère planctonique (*Muricohedbergella*, Cénomaniens supérieur, Dakota du Sud, États-Unis). (Photos D. Desmares.)

B. Diffractogrammes de RX typiques d'une smectite. Les angles de diffractions sont transformés en épaisseur de feuillets (*fig. 27.3*) en utilisant la loi de Bragg. À l'état naturel, les smectites présentent un pic de diffraction pour un angle correspondant à une dimension de feuillet de 15 angströms. Le traitement à l'éthyl-glycol permet de saturer l'espace interfoliaire et la dimension du feuillet passe à 17 angströms. Le chauffage élimine les molécules d'eau présentes dans l'espace interfoliaire, la dimension du feuillet diminue alors à 10 angströms.

27.2.3 L'altération des minéraux silicatés : l'exemple des feldspaths

Les feldspaths (tectosilicates, voir chapitre 16) étant parmi les minéraux les plus abondants dans les roches magmatiques et métamorphiques, il est nécessaire d'approfondir les processus qui président à leur altération par l'hydrolyse.

L'hydratation de la surface d'un silicate permet la mise en contact des ions de la solution avec la structure cristalline et il se produit un échange de cations (fig. 27.5). La surface du minéral est négative (présence d' O^- à valence non satisfaite), les molécules d'eau de la première couche orientent leur charge positive vers le cristal et les ions H^+ (à plus fort potentiel ionique que les cations des silicates tels Ca, Na et K) s'attachent préférentiellement aux ions oxygènes du cristal et permettent ainsi la libération des cations du cristal qui vont migrer vers la solution où leur concentration est plus faible. Ils s'entourent de molécules d'eau et sont évacués (**importance du drainage**).

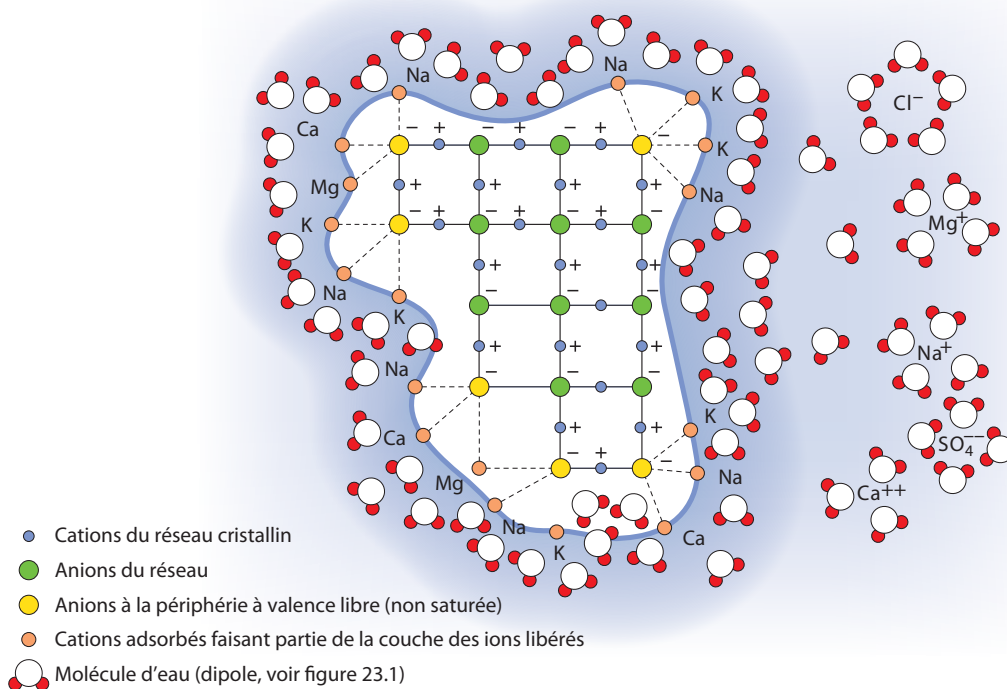


Figure 27.5 Représentation schématique de l'action des dipôles H_2O sur les anions et cations de la surface d'un minéral en cours d'altération et mode d'évacuation des ions.

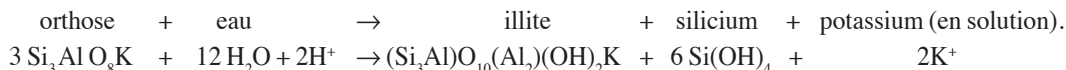
Le remplacement des cations du cristal par l'ion H^+ entraîne une modification des liaisons dans la charpente silicatée et favorise la libération des ions Al, ce qui détruit peu à peu la structure du cristal (Fig. 27.5). **La dégradation des silicates dépend donc de la proportion de liaisons Al-O et par la même du taux de remplacement Si-Al.** Ainsi l'anorthite $Ca(Al_2Si_2O_8)$ (2 Al pour 8 O) est plus fragile que l'albite $Na(AlSi_3O_8)$ ou l'orthose $K(AlSi_3O_8)$ (1 Al pour 8 O).

Au-delà de la composition chimique des minéraux, l'intensité de l'altération dépendra de facteurs tels que le climat (pluviométrie, *fig. 27.7*) ou les conditions du milieu (teneurs en ions H^+ des eaux, présence d'acides organiques, drainages des eaux).

Dans la suite, pour décrire les différents types et degrés d'altération, nous prendrons l'orthose comme exemple de feldspaths. En fonction de l'efficacité croissante de l'hydrolyse, on distingue trois grands types d'altérations : la bisiallisation, la monosiallisation et l'allitisation.

a) La bisiallisation

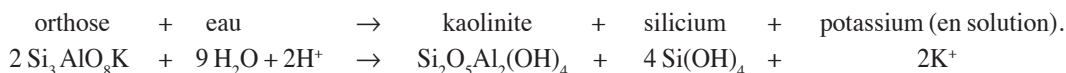
Ce premier stade aboutit, à partir de l'orthose, à la formation de minéraux argileux de type 2/1 (**illite** ou, si le drainage est mauvais, **smectites**, **montmorillonites**) :



Cette réaction correspond à un départ de silicium de l'ordre de 60 % et pour le potassium de 67 %. Il en est de même lorsqu'il se forme de la **montmorillonite**. Le rapport Si/Al qui était de 3 dans l'orthose, devient égal à 2 dans la montmorillonite d'où le terme de bisiallisation appliqué à ce processus.

b) La monosiallisation

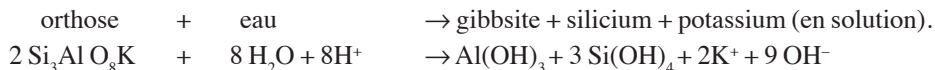
Le stade suivant, **monosiallisation ou kaolinisation**, s'accompagne d'un lessivage plus important de silicium (> 66 %) et d'un départ total du potassium avec production de minéraux argileux de type 1/1 (**kaolinite**) suivant la réaction :



Dans la kaolinite, le rapport Si/Al est égal à 1 d'où le nom de monosiallisation.

c) L'allitisation ou latérisation

Le stade ultime (**allitisation ou latérisation**) survient sous climat tropical humide, tout le silicium est lessivé. Il ne reste qu'un hydroxyde d'aluminium, la **gibbsite** $\text{Al}(\text{OH})_3$, constituant « utile » de la bauxite, dans laquelle le rapport Si/Al est nul.



Quand le produit d'altération contient une certaine quantité de fer, on parle de **ferrallitisation** ou de **latérisation**.

Dans les conditions naturelles, les mécanismes sont très imbriqués, des minéraux différents peuvent conduire, par altération, aux mêmes minéraux argileux et les différents produits d'altérations peuvent être repris dans des processus successifs (*fig. 27.6*). Il en résulte qu'il est souvent difficile de remonter à l'origine de telle ou telle argile.

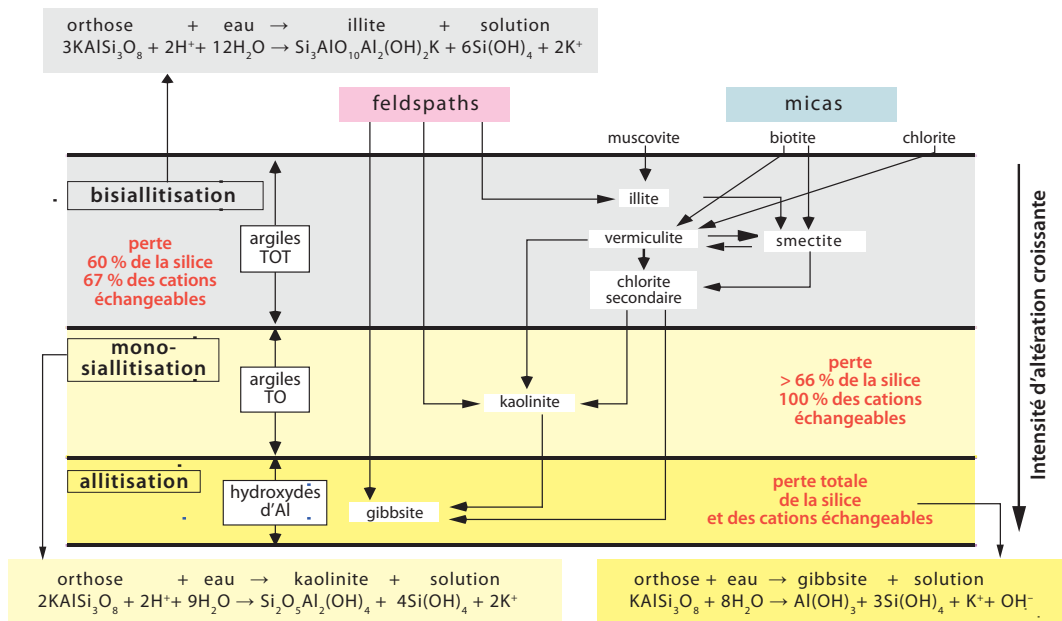


Figure 27.6 Schéma d'évolution des feldspaths, des micas et des argiles au cours des différents stades de l'hydrolyse.

27.2.4 Les altérations en fonction du climat

Le passage d'un stade d'altération à un autre dépend des conditions de température et du drainage (pluviométrie). La vitesse des réactions double (loi de Van t'Hoff) chaque fois que la température s'élève de 10 °C environ. La circulation des eaux est le principal contrôle de l'intensité de l'altération car elle permet le maintien d'un environnement sous-saturé et un lessivage continu. Il existe donc une véritable **zonation climatique des altérations** (fig. 27.7). Température et pluviosité font que les climats tropicaux humides sont beaucoup plus agressifs que les climats froids. L'altération est freinée dans les déserts où l'eau est rare et où les alcalis donnent rapidement une croûte protectrice de carbonates. On a vu des obélisques, restés intacts pendant des millénaires dans l'air sec de l'Égypte, s'altérer en quelques années dans le milieu humide du nord-est des États-Unis.

a) Les altérations en climat froid

Le facteur essentiel de destruction est ici l'alternance gel-dégel. La décomposition chimique est faible, sans être nulle, surtout quand il existe une certaine chaleur estivale : la neige conserve dans ses flocons beaucoup de gaz actifs (acides carbonique et nitrique) : *le climat froid est agressif pour les calcaires*. D'autre part, il se développe un processus de **chéluviation**, entraînement d'Al par des complexes organiques non ionisables, qui conduit à un enrichissement du sol en silice.

b) Les altérations en climat tempéré

Les facteurs d'altération sont ici très nombreux, mais leur puissance est modérée. Le gel n'intervient qu'en montagne et l'hiver dans les régions continentales. La décomposition chimique joue un rôle beaucoup plus important et l'altération conduit à la formation d'une roche meuble, **arène** ou **gore** qui, dans le cas du granite, est formée essentiellement de minéraux restés inaltérés (quartz) empâtés dans

une argile colorée par des oxydes de fer. L'épaisseur de l'arène est généralement réduite (métrique) et son évacuation par l'érosion conduit au dégagement des boules et à la formation de chaos (altération en boules, *fig. 27.8*). Cependant sur les boucliers stables, l'épaisseur de l'arène peut dépasser plusieurs dizaines de mètres lorsqu'elle est protégée de l'érosion par la couverture végétale (voir **bio-rhexistase**, *fig. 27.10*).

c) Les altérations en climat chaud et sec

La fragmentation est faible : blocs de disjonction et grains. La décomposition chimique, qui n'est active qu'après les pluies, entraîne une désagrégation granulaire. La chaleur et les variations nycthémérales de température facilitent la désagrégation par expansion (le coefficient de dilatation du quartz est presque le double de celui de l'orthose) et conduisent à la formation d'écailles peu épaisses (2 à 3 mm) qui peuvent se superposer (**desquamation**). Il se développe des croûtes et des patines dues à l'évaporation dans les climats chauds à deux saisons. À l'inverse de ce qui a lieu dans les pays tempérés, où les roches sont moins altérées à l'air libre (mégalithes par exemple) qu'enfouies, ce sont les roches directement exposées au soleil, aux pluies, ou même à la rosée (vermiculations) qui se désagrègent le plus vite dans les milieux désertiques.

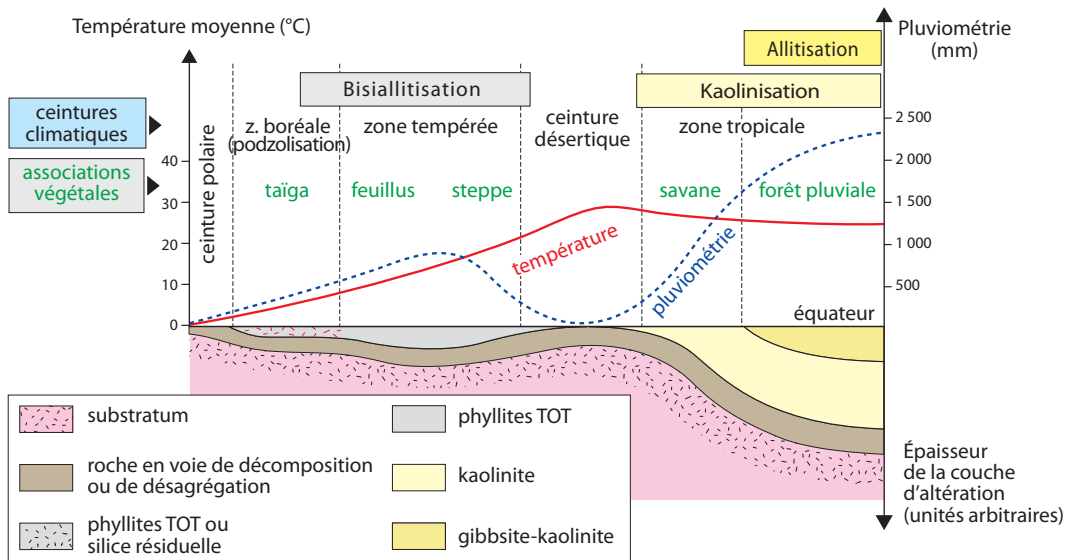


Figure 27.7 Nature minéralogique et épaisseur du profil d'altération (échelle arbitraire) en fonction de la latitude (zonation climatique et ceintures de végétation associées. (Modifié d'après Strakhov, 1967 et Pedro, 1968.)

Bien noter que le profil d'altération correspond à une progression de l'altération vers la profondeur (lessivage *per descensum*) et non à des dépôts superposés : les niveaux supérieurs sont les plus anciens en termes de produits d'altération, les plus profonds les plus récents.

Même si la pluviométrie paraît un facteur prépondérant par rapport à l'intensité de l'altération (tant en termes d'épaisseur que de nature des minéraux formés), le climat ne saurait être le seul contrôle des altérations. Il ne suffit pas, en effet, que la pluviométrie soit importante encore faut-il que les conditions hydrogéologiques permettent l'action chimique de l'eau dans le sous-sol. Le facteur primordial est le drainage qui permet l'évacuation des produits solubles de l'altération et le maintien de la sous-saturation des eaux du sous-sol. Si les pentes sont trop fortes, il n'y aura que du ruissellement et l'altération chimique sera limitée ; si les eaux sont stagnantes, la sursaturation bloquera rapidement les altérations. Le type de relief est donc aussi un facteur important qui pilote, via les conditions de circulation des eaux, l'intensité et le type d'altération.

d) Les altérations en climat chaud et humide

La désagrégation mécanique est très faible, mais la décomposition chimique devient extrêmement active. La puissance de la zone d'altération atteint ici son maximum (parfois plus de 100 m, fig. 27.7) grâce à la température élevée (26,2 °C de moyenne à 1,5 m de profondeur, 60 à 80 °C relevés à la surface du sol pendant l'insolation diurne sous l'équateur), à la très forte pluviométrie et à la présence d'ions H⁺ libres dans les eaux du sous-sol (6 fois plus que sous nos latitudes).

La ferrallitisation conduit à un départ total de la silice, qui est exportée dans les eaux de lessivage et à l'accumulation sur place d'hydrates d'alumine constituant de la **bauxite** : **gibbsite**, Al(OH)₃, **bœhmite** (AlOOH) et de sesquioxydes ou d'hydrates de fer (**gœthite**, **stilpnosidélite**, Fe₂O₃.nH₂O). Ces derniers peuvent se concentrer en concrétions pisolitiques ou déterminer l'induration d'un horizon (**cuirasse latéritique**), à la couleur rouge caractéristique (*later* = brique). Lorsque les concentrations sont suffisantes, les latérites en place ou redéposées peuvent être exploitées comme minerai de fer ou d'alumine (fig. 27.9).

27.2.5 Les altérations soustractives à l'échelle de la roche et de l'affleurement

Les profils d'altération sont très différents tant en puissance qu'en nature en fonction de la zone climatique qui est considérée.

En climat tempéré, le granite subit une arénisation qui se développe dans l'horizon C du sol (fig. 27.8) sur une épaisseur restreinte à quelques mètres (altération pédologique ou corrosion phréatique). Elle s'insinue le long des diaclases. Elle est évidemment plus intense à l'intersection des plans de diaclases, d'où la formation de boules qui demeurent hypogées. Si un soulèvement donne prise au ruissellement, le dégagement des boules conduit à un chaos. Les produits meubles de l'arène (sable quartzueux argilo-feldspathique grossier) sont transportés, triés par les courants, et se déposent successivement, par granulométrie décroissante : sables quartzo-feldspathiques et argiles colorés par l'oxyde de fer.

En climat tropical humide, les profils latéritiques peuvent se développer sur des dizaines de mètres (fig. 27.8C, D et E). On observe une partie supérieure ou cuirasse (horizon A, 1 à 3 m) formant un horizon induré à concrétions bauxitiques et ferrugineuses et enclaves de kaolinites. La partie moyenne du profil constitue la lithomarge ou **saprolite** (horizon B, 3 à 4 m en moyenne mais qui peut se développer sur plusieurs dizaines de mètres) constituée d'argiles gris-jaunâtre (kaolinite) à taches rondes. La partie inférieure (horizon C) correspond à la roche mère en voie de décomposition, montrant des boules de roches intactes entourées d'une gaine de kaolinite. En général, le fer peut migrer latéralement ; la silice et les bases sont lessivées latéralement et en profondeur. Les basaltes sont parmi les roches les plus favorables à la ferrallitisation.

Encart 27.6 – Latérites et stérilisation des zones agricoles

La plupart du temps, les cuirasses latéritiques en cours de formation n'ont pas d'intérêt industriel car elles ne sont pas exploitables comme minerais, les concentrations en éléments étant insuffisantes. De plus, si le sol qui les recouvre est détruit et emporté par érosion, naturelle ou anthropique (déforestation, cultures sur brûlis), ces régions deviennent aussi stériles pour l'agriculture car les latérites étant un terme ultime de l'altération, elles ne pourront pas donner naissance à un nouveau sol (fig. 27.9).

En période de très longue stabilité climatique, l'intensité de l'altération est telle que toute structure de la roche originelle est effacée. Il ne reste, dispersé dans cet épais manteau latéritique, que des fragments de quartz laiteux filoniens, formant parfois à la surface où ils ont été concentrés par le ruissellement, un pavage généralement recouvert d'alluvions récentes. Ces vestiges apparaissent alors en coupe comme une ligne de cailloux de quartz (*stone line* des auteurs anglophones, fig. 27.10B).

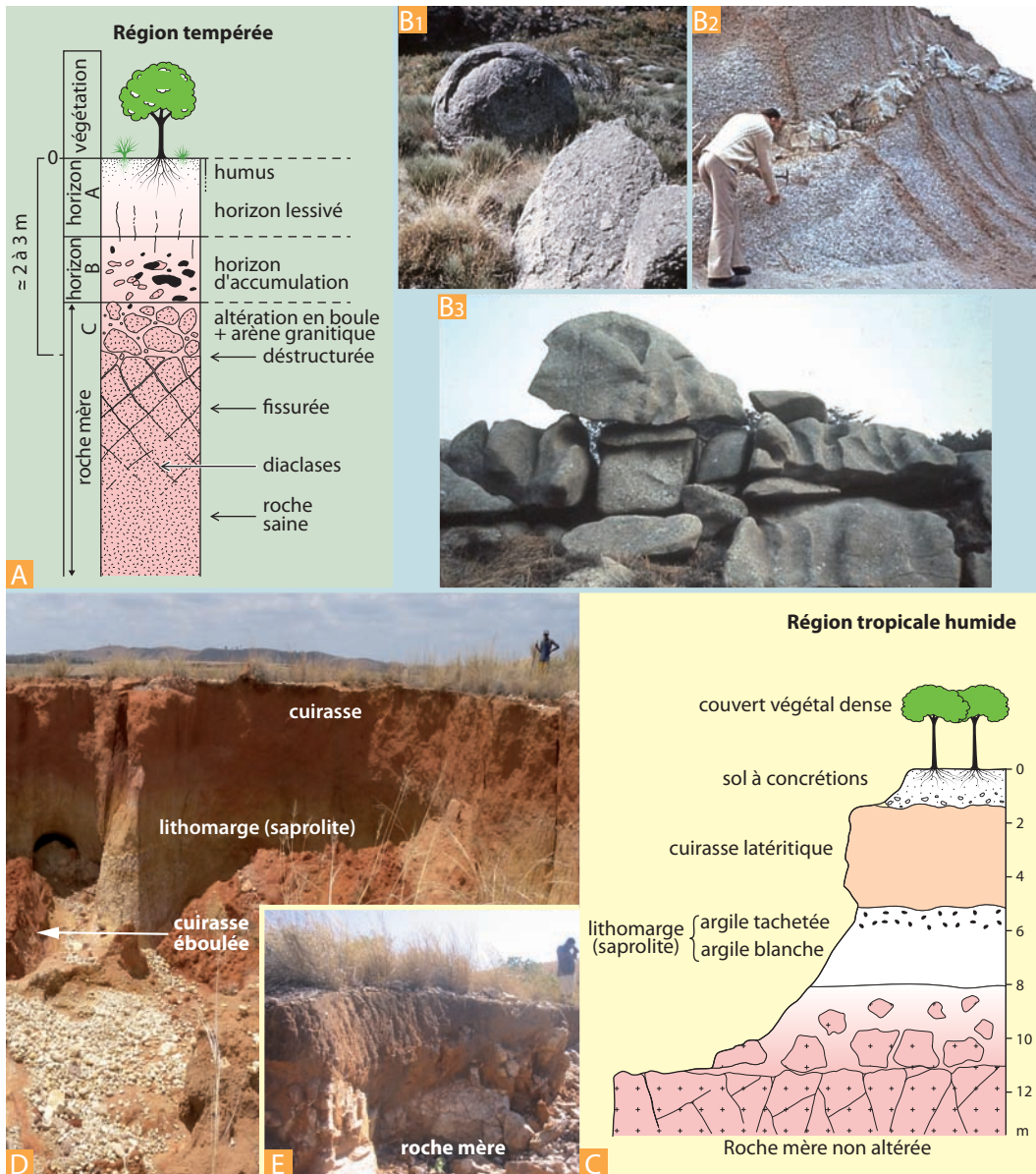


Figure 27.8 Altérations d'un massif granitique : arénisation et latérisation.

A et B. En climat tempéré : l'arénisation du granite se développe dans le sol sur quelques mètres (B2) et s'insinue le long des diaclasses. Plus intense à l'intersection des plans de diaclasses, elle aboutit à la formation de boules qui demeurent hypogées (B1) ou forment des chaos si les produits meubles de l'arène sont évacués par le ruissellement (B3).

B1 : altération en boule du granite (Mont Lozère, France) ; B2 : arénisation complète d'un granite, on remarquera que le filon d'aplite (roche à grain fin) a résisté à l'altération (Saulzet-le-Chaud, Puy-de-Dôme) ; B3 : chaos granitique (Ploumanach, Côtes d'Armor). (Photos M. Renard.)

C. En climat tropical humide : la latérisation (cuirasse et saprolite) peut se développer sur des dizaines de mètres.

D. Profil latéritique à Madagascar et **E** : transition entre la roche mère (quartzite aurifère) en voie de décomposition et la base du profil latéritique (les personnages donnent l'échelle (photos R. Razafimbe-lo).



Figure 27.9 Paysage latéritique à Madagascar.

On notera l'ampleur de la surface d'altération et l'absence de végétation due à la disparition du sol (photo R. Razafimbelo).

27.2.6 La notion de bio-rhexistase

Qu'ils aboutissent à la formation d'arènes ou de sols, les processus d'altération des roches préparent les stades ultérieurs d'érosion et de sédimentation. H. Erhart dans la théorie de la **bio-rhexistase** (1951) a insisté sur l'influence des modifications du **climat** et du **couvert végétal vis-à-vis** de l'entraînement des produits de l'altération (fig. 27.10A).

Pendant les périodes de stabilité climatique (**biostasie**), l'altération chimique devient prépondérante, le couvert végétal protégeant les sols de l'érosion mécanique. Les ions solubles des arènes et des sols sont lessivés sous couvert végétal et entraînés à la mer par des cours d'eau qui demeurent limpides car peu chargés en particules. Cette **phase migratrice** est représentée par les cations K, Na, Ca, Mg, et Si issus de l'altération des silicates. En se recombinaut avec les oxyanions (fig. 27.2) et précipitant en mer sur le plateau continental, elle conduit à la formation de roches calcaires, dolomitiques et évaporitiques, avec leurs accidents siliceux et au cortège des roches organiques qui leur sont associées. Pendant ce temps, le quartz, les hydroxydes de fer et les minéraux argileux restent en place et constituent la **phase résiduelle**. S'il survient une modification climatique, ou, dans la nature actuelle, une action anthropique inconsiderée qui amène la destruction de la forêt (**rhexistase**), le couvert végétal ne joue plus son rôle de « **filtre séparateur** », les sols et le manteau d'altération deviennent la proie de l'érosion. Les processus mécaniques se développent, les roches sont dénudées, les fleuves entraînent des sédiments de plus en plus détritiques et grossiers. Les argiles, les sables, les sédiments ferrugineux ou bauxitiques remplacent les calcaires et les dépôts organiques de la période biostasiq. Cette évolution schématique s'applique avec quelques variantes à tous les couverts végétaux, forêt nordique, tempérée ou équatoriale et même savanes et steppes.

La théorie **bio-rhexistasiq**, en insistant essentiellement sur les **ruptures d'équilibre biologique**, semble pouvoir s'appliquer avec bonheur aux aires stables. Elle présente l'incontestable mérite de montrer que l'analyse des séries sédimentaires des zones océaniques permet de remonter au type d'altération du continent voisin donc d'avoir une idée du climat qui y régnait.

 Voir fig. 32.9

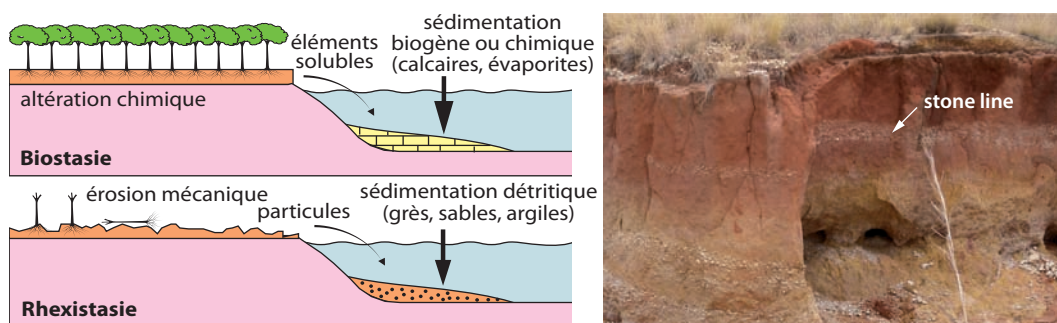


Figure 27.10

À gauche : représentation schématique de la théorie de la bio-rhexistase (explications dans le texte).
 À droite : profil latéritique présentant des stone lines (vestiges de la roche mère). L'épaisseur du profil est de la vingtaine de mètres (Madagascar, photo R. Razafimbelo).

27.3 LES ALTÉRATIONS ADDITIVES

Elles ont longtemps été considérées comme anecdotiques et leur connaissance doit beaucoup aux travaux de M. Thiry (1981, 1999). Elles correspondent à un apport de matière par précipitation d'éléments chimiques, en liaison le plus souvent avec une évaporation importante, dans des conditions de pédogenèse. Ces précipitations aboutissent à la constitution de croûtes noduleuses ou laminées (*duricrusts*). Il n'est pas toujours facile de faire, notamment pour les carbonates, la part entre ce type d'altération et la diagenèse précoce ou diagenèse météorique. Leur liaison avec la pédogenèse et le développement des sols justifie leur rattachement aux altérations.

 Voir chap. 34

27.3.1 Silcrètes et cimentations de nappes phréatiques

Les **silcrètes** sont des silicifications pédogénétiques (traces de racines fréquentes) auxquelles on rattache souvent les meulrières. Les silcrètes à coiffes, fréquentes dans l'Éocène du Bassin de Paris, résultent de la silicification d'une formation détritifique (conglomérats, sables ou argiles) ou d'une altérite (argile à silex, arène, saprolite). Elles doivent leur nom au fait que les éléments grossiers présentent à leur sommet des chapeaux à structure laminée résultant d'illuvions argileux précédant la silicification (fig. 27.11 B). Ces processus aboutissent à la formation de cuirasse à structure colonnaire (fig. 27.11 A). La cuirasse se développe par sa base et se détruit par son sommet par l'alternance de phases de dissolution et de précipitation de silice. Lorsque le front de destruction rattrape vers le bas le front de précipitation, il ne subsiste qu'une formation résiduelle sableuse à nodule siliceux (R. Wyns, 2014).

Les **meulrières** sont des roches qui se développent par épigénie siliceuse aux dépens de calcaires, le plus souvent lacustres. La silicification provoque d'abord la formation d'une meulière compacte que l'illuvion argileux et le front de dissolution font ultérieurement évoluer *per descensum* en meulière cavernueuse et argiles (kaolinite) à meulière (fig. 27.11 D).

Bien que n'ayant pas de rapport direct avec les paléo-surfaces continentales, les silifications de nappes des formations sableuses, comme les **grès de Fontainebleau** dans les sables stampiens du Bassin de Paris (fig. 27.11 E), peuvent être rapprochées de ces processus. Elles se développent à proximité des exécutoires des nappes (ce qui explique qu'il n'y ait pas de grès de Fontainebleau sous les plateaux mais uniquement au niveau des versants des vallées). L'étagement vertical des lentilles gréseuses traduit l'enfoncement progressif des vallées et le rabattement des phréatiques qui en résulte. L'induration est variable depuis des grès sableux jusqu'à des quartzites. La précipitation de la silice

 Voir fig. 34.5 A

cimentant les grès de Fontainebleau serait liée aux périodes froides du Quaternaire (Thiry, 2014), la chute de température faisant baisser la solubilité de la silice. L'**alios** peut se rapprocher de ces processus, c'est un grès brun foncé, formant un banc discontinu dans les sables de Landes, à cimentation ferrugineuse et humique dans des conditions de subsurface par percolation des eaux de pluies et remontée de la nappe phréatique.

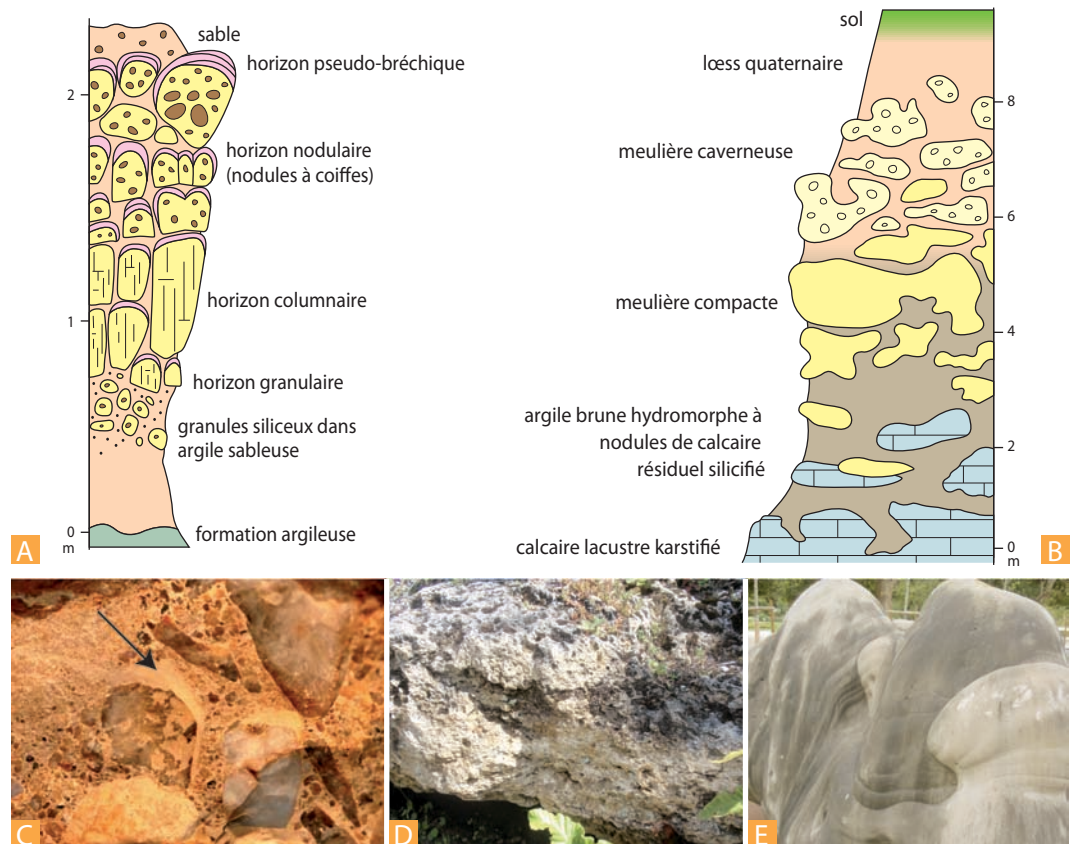


Figure 27.11 Les silicifications.

- A. Profil d'une silcrète à coiffes de l'Éocène continental de l'est du Bassin de Paris (modifié d'après Thiry, 1999).
- B. Profil type d'une meulièrementisation (modifié d'après Thiry, 1999).
- C. Exemple de silcrète à coiffes (photo R. Wyns).
- D. Exemple de meulière caverneuse.
- E. Grès de Fontainebleau (faciès mamelonné caractéristique des silicifications de nappes phréatiques).

27.3.2 Calcrètes et gypcrètes



Voir fig. 34.7

Sous les **climats arides à semi-arides**, lorsque les minéraux carbonatés sont dissous, les éléments ne sont pas évacués et la réprécipitation se fait dans la zone de battement de la nappe, à proximité de la surface du fait de la forte évaporation et du dégazage de CO_2 . On assiste alors à la formation de croûtes pédogénétiques calcitiques massives, nodulaires ou laminées appelées **calcrètes** ou **caliches** (fig. 27.12). Elles peuvent être plus rarement dolomitiques (*dolocrètes*). Des structures microbiennes ou des concrétions racinaires (*rhizoconcrétions*) ou mycorrhisiennes (*microcodium*) sont fréquentes. Lorsque les calcrètes sont très évoluées, les structures initiales du sédiment peuvent être totalement effacées. Sous un climat semi-aride, les profils des calcrètes seront plus épais, et un début de karstifi-

cation depuis la surface est possible. En présence d'évaporites, on aboutit à des *gyprètes* constituées de gypse.

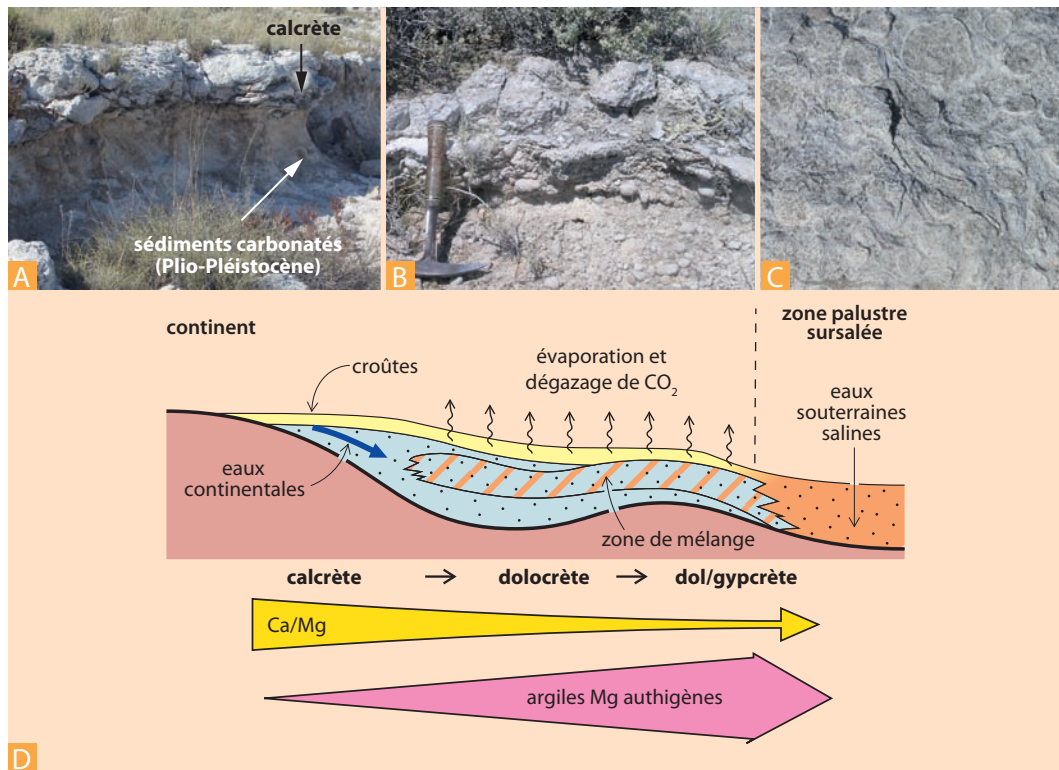


Figure 27.12 Les calcrètes

A. Calcrète développée sur les sédiments carbonatés d'Etosha pan (Namibie). Détail en coupe (**B**) et en surface (**C**) montrant la structure nodulaire (Photos A. Person).

D. Répartition schématique des différentes croûtes pédologiques et de leur composition en bordure d'un lac en climat semi-aride (argiles Mg : palygorskites et sépiolites).

27.4 INFLUENCE DU RELIEF SUR LA RÉPARTITION DES TYPES D'ALTÉRATIONS (ADDITIVES VS. SOUSTRACTIVES)

À la suite des études pédologiques qui ont conduit au schéma de Strakhov et Pedro (*fig. 27.7*), il est devenu classique de faire jouer un rôle majeur au climat dans la répartition des types d'altération. Nous avons déjà émis des réserves en précisant que, plus que la pluviométrie, c'était le drainage des eaux souterraines qui pilotait le système des altérations en permettant l'évacuation des produits solubles et en maintenant la sous-saturation des eaux souterraines. En contrôlant le drainage, le relief doit donc jouer un rôle important. Cette approche du rôle respectif du relief et du climat a été explicitée et synthétisée par Wyns (2014) qui note que la datation des paléoprofils latéritiques fossiles d'Europe (*fig. 27.13*) montrent qu'ils ont pu se former en dehors de la zone intertropicale. Il considère que les types d'altération sont pratiquement autant commandés par le relief que par le climat : les altérations soustractives se développent dans les régions hautes, bien drainées, des paléogéographies tandis que les altérations additives se produisent dans les zones basses (dépressions intracontinentales) où les produits solubles issus de l'altération soustractive sont entraînés et précipitent du fait de l'évaporation (*fig. 27.13*).

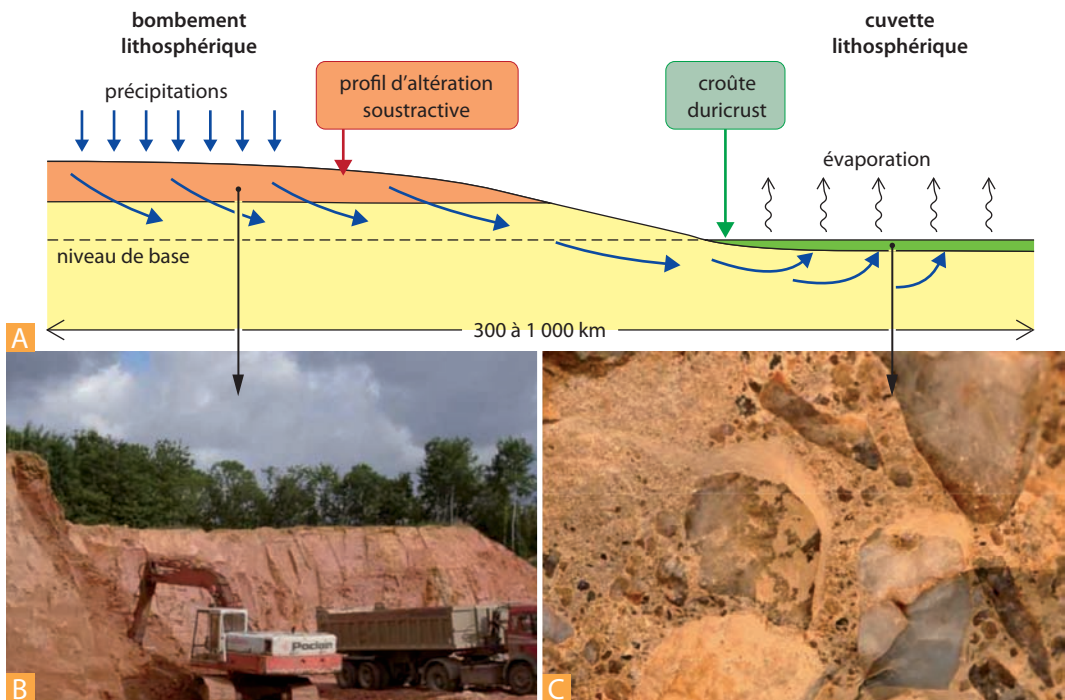


Figure 27.13 Rôle du relief dans la répartition des altérations.

A. Les altérations soustractives se développent sur les bombements lithosphériques bien drainés, les altérations additives dans les creux lithosphériques soumis à l'évaporation. (Il s'agit des ondulations à grandes longueurs d'onde de la lithosphère.)

B et C. Exemple dans le Tertiaire en France : profil latéritique en Vendée (B) et silcrète (détail) dans le Bassin de Paris (C). (Photos R. Wyns.)

Quand on parle de relief, il faut comprendre les ondulations de la lithosphère à grandes longueurs d'onde (supérieures à 300 km) telles que peut en produire la *topographie dynamique* (fig. 8.11). En effet, si les pentes sont trop fortes il n'y aura que du ruissellement et uniquement de l'érosion mécanique. Cette hypothèse permet de comprendre pourquoi la latérisation se développe à l'Éocène sur les contreforts du Massif armoricain tandis que les silcrètes se développent dans le centre du Bassin de Paris à la même époque (fig. 27.13).

En conclusion, on peut dire d'une manière synthétique, mais un peu simplificatrice, que la production d'argiles par la pédogenèse et les altérations résultent de l'interaction de trois paramètres (fig. 27.14) :

- la nature de la roche mère ; les roches acides (granite) donneront plutôt des kaolinites et des illites/chlorites et les roches basiques (basaltes) plutôt des smectites ;
- le climat ; les fortes pluviosités conduiront à des hydrolyses fortes (si la topographie le permet) produisant des kaolinites et des gibbsites tandis que les pluviosités plus faibles aboutiront à des illites ;
- la topographie qui en intervenant sur le drainage favorisera la production de kaolinites et de gibbsites au niveau des bombements lithosphériques et de smectites et d'argiles magnésiennes dans les cuvettes lithosphériques soumises à l'évaporation.

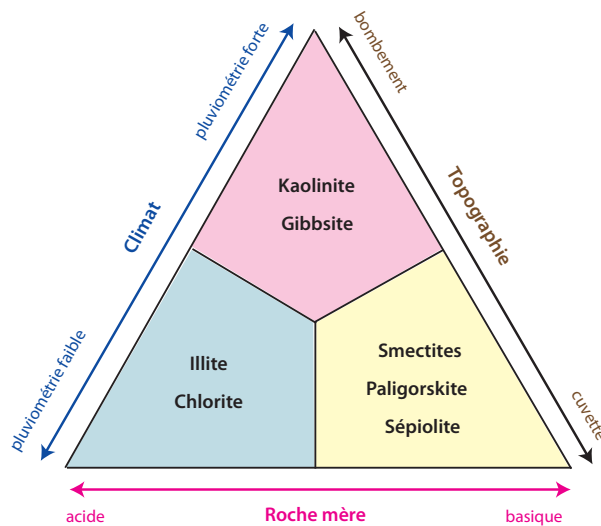


Figure 27.14 Interactions des différents facteurs (climat, topographie et nature de la roche mère) intervenant dans les altérations et types de minéraux produits.

27.5 LES SOLS

La structure et la composition des sols dépendent de la nature du substrat (**roche mère**) et des conditions climatiques et des processus organiques s'y déroulant. Leur étude fait l'objet d'une science, la **pédologie** qui est maintenant une discipline biogéochimique qui étudie les interactions complexes se déroulant entre les phases minérales et organiques des sols et les solutions qui percolent. L'activité biologique, notamment celle des micro-organismes, joue un rôle prépondérant notamment vis-à-vis des problèmes de pollutions agricoles ou industrielles.

On distingue classiquement les sols formés sur place à la suite des processus d'altération (**sols résiduels**), des sols dont les éléments constitutifs ont été apportés (**sols transportés**).

27.5.1 Les sols résiduels ou éluviaux

Ils ne sont pas stratifiés au sens géologique du terme mais présentent des horizons superposés (fig. 27.8) traduisant la progression de l'altération *per descensum*.

Dans un sol, on distingue classiquement, de haut en bas, quatre horizons (fig. 27.8 A) :

- un horizon supérieur (horizon 0) ou humus riche en matière organique et fragments de végétaux ;
- un horizon de lessivage ou horizon éluvial (horizon A) ;
- un horizon d'accumulation ou horizon illuvial (horizon B) ;
- un horizon inférieur ou horizon altéré à débris de roche mère peu transformée (horizon C).

En fonction du climat, les différents horizons peuvent présenter plusieurs sous-horizons ou ne pas être présents. Le lessivage se fait généralement *per descensum* sauf dans les régions à évaporation intense. Du fait de l'importance du drainage et de la température dans les altérations, les pays froids et les pays secs possèdent les sols les moins évolués. Dans les régions humides, ils peuvent être très épais mais ont souvent perdu une bonne partie de leur fertilité du fait de l'intensité du lessivage. Au contraire, dans les régions arides, les sols résiduels sont généralement fertiles car ils ont conservé leurs éléments solubles mais l'évaporation peut y introduire des sels nuisibles (chlorures, sulfates, carbonates).

De façon générale, les éléments minéraux essentiels d'un sol sont les argiles, les carbonates et les oxydes. L'argile en particulier, par sa capacité de rétention d'eau et sa capacité d'échange d'ions, qui permet au sol de retenir les éléments fertilisants naturels ou apportés (engrais), est un facteur prépondérant de la richesse d'un sol. La **matière organique** est aussi primordiale.

Encart 27.7 – Mull et mor

Ce sont les **complexes argilo-humiques** qui déterminent la structure d'un sol, base de l'agriculture, par les possibilités d'aération et d'hydratation qui en résultent. Lorsque l'humus se forme dans un milieu biologiquement actif et très aéré, il se mélange intimement à la matière minérale et constitue un **mull** (en suédois : terre) comme, par exemple, un sol forestier. Au contraire, le **mor** (mot danois,

cf. *moor* : marécage) est un humus brut, peu transformé et peu minéralisé et d'un noir intense, fortement acide (pH 3,5 à 4,5) comme celui que l'on rencontre dans des landes sèches ou humides. Cette acidité est également caractéristique des tourbières, dont les composants sont en réalité assez voisins mais de coloration plus claire.

27.5.2 Les grands types de sols résiduels

Les conditions de l'altération conduisent à un nombre limité d'évolutions qui aboutissent à six types de sols (fig. 27.15). On distingue classiquement :

- Les *gleys*, terme d'origine russe désignant un sol boueux, de couleur bleuâtre à gris vert, gorgé d'eau stagnante. L'oxygène de l'eau stagnante est consommé par les micro-organismes. Des micro-organismes anaérobiques réduisent à leur tour les minéraux oxydés (formation de pyrite et sidérite). Dans ces conditions réductrices, la matière organique n'est pas détruite et s'accumule facilement. Les effets de l'hydrolyse sont réduits puisque l'écoulement des eaux et l'élimination des ions en solution sont très limités.
- Les *podzols*, sols pauvres en nutriments qui se développent dans des conditions acides et oxydantes, sous des climats humides dans des milieux relativement bien drainés. Ils sont associés à des forêts de conifères et à la forêt alpine. Les cations échangeables (Ca, Mg, K, Na) sont lessivés, les argiles détruites et le fer ainsi que la matière organique sont transportés vers les horizons profonds. L'horizon supérieur A ne contient quasiment que des quartz, alors que l'horizon B, de couleur sombre, est riche en matière organique et/ou oxydes.
- Les *sols lessivés*, à la différence des podzols, possèdent un horizon B, sombre, enrichi en argiles. L'horizon proche de la surface est de couleur claire et lessivé. Cependant, l'hydrolyse n'a permis que le lessivage des ions échangeables et une altération plus ménagée des argiles. Ces sols possèdent des pH neutres ou légèrement acides. Leur formation est favorisée par des roches mères (par exemple des basaltes) riches en minéraux s'altérant en argiles et par un couvert forestier de feuillus dont le cycle annuel favorise le recyclage des nutriments et l'activité biologique.
- Les *sols ferralitiques* se forment dans les zones bien drainées des régions tropicales humides. L'hydrolyse est très efficace et le profil du sol est relativement uniforme. Dépourvu d'ions échangeables (qui ont été totalement évacués), il est enrichi en argiles et oxydes de fer résistants à ce type d'altération (kaolinite, gibbsite, hématite). Ces sols profondément infertiles sont couverts d'une végétation exubérante. Cette apparente contradiction s'explique par une alimentation en « circuit fermé » dans laquelle les arbres puisent leurs nutriments à la surface du sol, dans la mince couche végétale en voie de dégradation qu'ils ont engendrée. La déforestation massive qui est réalisée actuellement dans les zones équatoriales conduit à la désertification de ces régions. En effet, les terrains dégagés pour la culture ne sont fertiles que le temps d'épuiser les ressources de la couche de végétaux en voie de dégradation engendrée par la forêt. Ensuite, ne restent que des produits d'altérations infertiles, facilement érodés en l'absence de couvert végétal (voir encart 27.6).

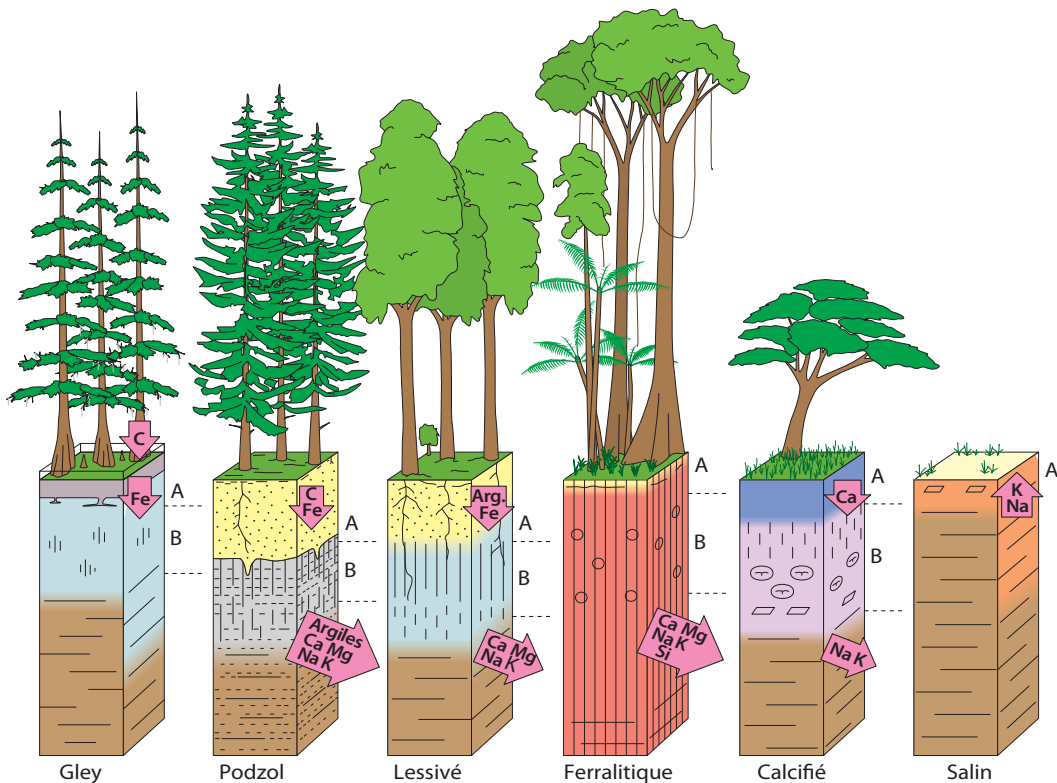


Figure 27.15 Les six grands types de sols et les végétations associées.

Épaisseurs relatives des différents horizons. Les flèches indiquent les déplacements de cations dans le profil ou leurs évacuations.

- Les *sols calcifiés* se forment dans les zones bien drainées des régions semi-arides à semi-humides. Dans la partie superficielle, régulièrement humidifiée et siège de l'activité biologique, il y a suffisamment d'eau pour permettre le lessivage des cations tels Na, K, Mg, mais pas assez pour éliminer les ions Ca qui s'accumulent dans un horizon proche de la limite inférieure de la zone humidifiée. Le pH du sol est alcalin.
- Les *sols salins* existent sous des climats très arides. L'eau de pluie peut être suffisante pour hydrolyser les cations échangeables mais pas assez abondante pour les exporter hors du profil. Ils peuvent alors, soit former des croûtes de surface et cristalliser sous forme par exemple d'halite ou de gibbsite, soit se déposer dans le profil à la limite supérieure de la nappe phréatique lorsque celle-ci est temporairement élevée. Ces sols sont bien drainés, de pH fortement alcalin mais très hostiles à l'implantation de végétation du fait de leur salinité.

27.5.3 Les sols transportés

Ils peuvent se diviser en sols d'éboulis et de coulées (*colluvial soils* des Américains), sols alluviaux, sols glaciaires, sols lacustres, sols éoliens.

Les sols d'éboulis et de coulées comportent fréquemment des matériaux grossiers, qui peuvent être prépondérants. Ils ne sont jamais bien stratifiés.

Les sols alluviaux sont surtout abondants dans les lits majeurs des rivières (plaines alluviales). Les deltas, et les cours abandonnés sont souvent très fertiles à cause de la variété et de l'abondance des apports nutritifs. L'humus, si les conditions sont favorables, s'y accumule rapidement.

Les sols glaciaires sont caractérisés par des éléments anguleux noyés dans des éléments plus fins. Ils passent aux plaines de lavages (complexes fluvio-glaciaires) à matériaux nettement mieux stratifiés. Leur fertilité est très variable : souvent très pauvres (Allemagne du Nord), ils sont parfois fertiles (une grande partie de la Corn Belt de l'Amérique du Nord).

Les sols lacustres ont également une fertilité variable : ceux où le remplissage ultime est tourbeux (Irlande, pays froids) sont souvent très pauvres, probablement par destruction bactérienne de l'humus. D'autres sont au contraire très fertiles. Certains fonds de lacs constituent des terres à blé de première qualité (Saskatchewan et Manitoba en Amérique du Nord, Ries Kessel « grenier à blé de la Bavière » en Allemagne).

Les sols éoliens sont formés par de la poussière accumulée par le vent en bordure des déserts (froids ou chauds) et sont parfois extraordinairement fertiles. Ils constituent les **loess**. Les sols dunaires, généralement très pauvres parce qu'habituellement purement siliceux, couvrent de vastes étendues dans les déserts africains et en bordure des continents.

27.6 L'ÉROSION DES CONTINENTS

Nous avons traité de la géomorphologie et de l'évolution des versants au chapitre 26. L'érosion mécanique et les altérations chimiques se combinent pour aboutir à la destruction des reliefs continentaux. Le taux d'érosion mécanique, au contraire de l'érosion chimique, est très influencé par l'altitude moyenne des continents (fig. 27.16 A). Le taux d'érosion chimique dépend principalement du climat et de la nature des roches (présence de roches solubles).

La part respective des deux processus n'est pas évidente à établir, toutefois à partir des bilans des grands fleuves (cf. infra), il est possible de transformer les taux de transport spécifique de matières solubles [t/(km².an)] en taux moyen d'érosion chimique (mm/ka). Pour l'érosion mécanique, il existe des formules empiriques qui font intervenir l'altitude moyenne du continent et la raideur des pentes. Pour les deux processus, on observe de très fortes variations régionales liées au type de climat et à la nature des roches dominantes sur chaque continent.

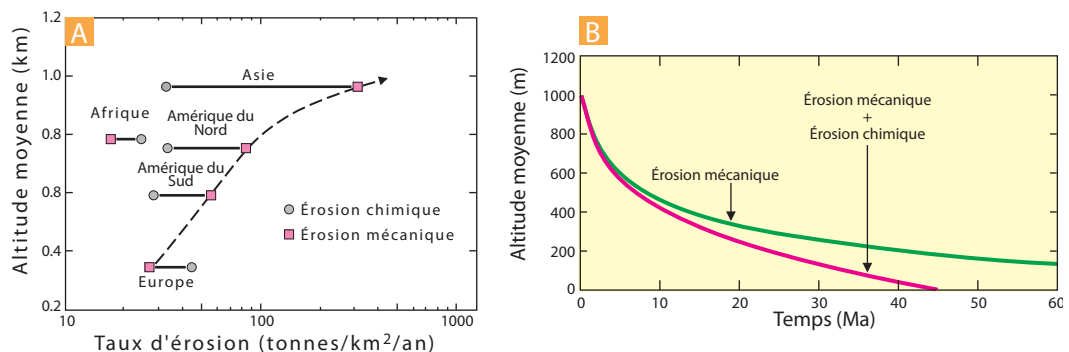


Figure 27.16 L'érosion des continents.

A. Érosion mécanique vs. érosion chimique en fonction de l'altitude moyenne des différents continents. L'érosion chimique paraît indépendante de ce paramètre qui influe fortement sur le taux d'érosion mécanique. On notera que l'Europe présente un taux d'érosion chimique supérieur à celui de l'érosion mécanique. L'Afrique présente un taux d'érosion mécanique « anormalement bas » pour son altitude moyenne.

B. Modèle d'érosion à long terme : durée d'érosion d'un continent sous l'action de l'érosion mécanique seule ou sous une altération combinée mécanique et chimique.

Malgré ces réserves, on estime le taux moyen d'érosion chimique à 16 mm/ka et celui de l'érosion mécanique à 48 mm/ka. Il ne faut pas en conclure que l'érosion d'un massif de 1 000 m ne prend que 15 à 16 Ma, les modèles d'érosion à long terme doivent intégrer les processus tectoniques et surtout le rebond isostatique lié à l'allègement progressif de la croûte par l'érosion. On constate alors qu'il faut une durée de l'ordre de 80 à 100 Ma pour aplanir un continent dont l'altitude moyenne est de 1 000 m si l'on ne fait jouer que les processus mécaniques et de l'ordre de 45 Ma si l'on ajoute l'altération chimique (fig. 27.16B).

27.7 LE BILAN DES GRANDS FLEUVES, TRANSPORT PARTICULAIRE VS. TRANSPORT DISSOUS : UNE IMAGE DE L'ÉROSION MONDIALE

Garrels et Mackenzie (1969) estimaient que l'apport à l'océan par les fleuves était de $18,3 \cdot 10^9$ t/an pour les particules solides en suspension contre $4,2 \cdot 10^9$ t/an sous forme dissoute soit un rapport charge en suspension/charge dissoute de l'ordre de 4,3. On tend actuellement à réduire ce rapport (3,5) mais un consensus existe pour admettre que l'apport particulaire dépasse largement l'apport sous forme soluble.

Pour la charge solide, le bilan mondial (fig. 27.17) montre clairement la variabilité géographique et fait ressortir la prédominance du contrôle climatique avec un maximum d'apports correspondant aux bassins versants situés dans la zone équatoriale. La comparaison des apports africains et asiatiques met aussi en évidence le rôle de l'altitude moyenne (fig. 27.16) et l'influence de la chaîne himalayenne sur le bilan érosif. Enfin la nature des roches dans la zone de drainage est importante, ainsi le Huangfuchuan, un affluent du Fleuve Jaune, drainant un bassin lœssique de 3 200 km², évacue chaque année 53 000 tonnes de sédiments au km².

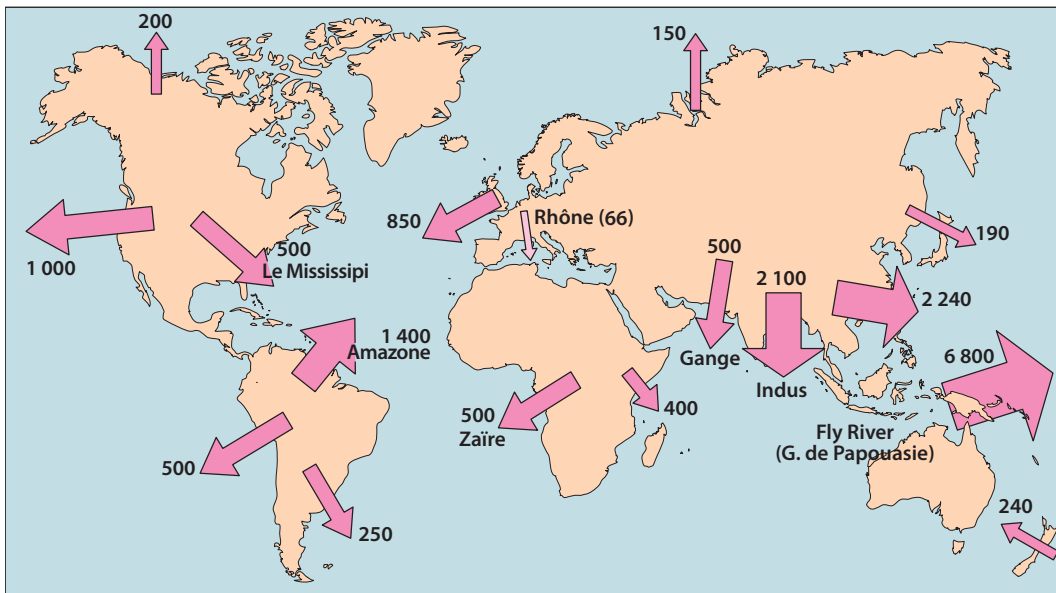


Figure 27.17 Bilan annuel de la décharge solide des grands fleuves.

On notera l'influence du climat (maximum d'apports en zone équatoriale) et de l'altitude (Himalaya et zone Est-Asiatique). La décharge totale particulaire est estimée entre 18,3 à $13,5 \cdot 10^9$ tonnes/an et celle sous forme soluble entre 4,3 à $3,9 \cdot 10^9$ tonnes/an. Ce qui conduit à un rapport apports particuliers/apports solubles compris entre 4,3 et 3,5. En fait, dans le détail, ce rapport est très variable suivant le climat et la topographie. Ainsi la Lena (Sibérie) présente un rapport de 0,14 contre 11 pour le Gange (Inde).

Les activités anthropiques ne sont pas non plus sans influence, la construction de barrages provoque une diminution du débit et de la charge transportée. La charge du Nil n'est plus que 8 % de ce qu'elle était avant la construction du barrage d'Assouan, celle du Rhône 5 % de la charge mesurée au XIX^e siècle. Le cas extrême est représenté par le Colorado qui n'apporte plus ni eau, ni sédiment alors qu'en 1930 il déversait annuellement 125 à 150 millions de tonnes de sédiments dans le golfe du Mexique.

Il ne faut cependant pas négliger **le transport des substances en solution** : dans les cours d'eau de climat tempéré il peut être plus important que la charge solide (7 fois plus pour la Seine). La décharge soluble des fleuves dépend en effet principalement de la zone climatique et de la nature des roches présentes. Ainsi l'Europe, à l'inverse des autres continents, présente un taux d'érosion mécanique inférieur à celui de l'érosion chimique (fig. 27.16A).

Les eaux fluviales sont en moyenne principalement calciques bicarbonatées et sulfatées mais leur composition présente une très large variabilité géographique liée à la nature du substratum rocheux et au type d'altération régnant sur le continent. Dans les zones tempérées, la charge dissoute est principalement calcique tandis que dans les zones tropicales humides, elle est principalement siliceuse. Cela traduit à la fois des types d'altération différents (bisiallisation des roches endogènes et dissolution des carbonates en pays tempérés vs kaolinisation et latérisation en zone tropicale) et une prédominance des vieux cratons constitués de roches endogènes et métamorphiques (Afrique et Amérique du Sud) dans la zone tropicale.


Voir fig. 23.8

À retenir

- L'altération des continents résulte d'un ensemble de processus chimiques (altération s.s) et mécaniques (érosion) qui aboutissent à l'élaboration d'une phase migratrice (évacuée par les eaux courantes) et d'une phase résiduelle (qui s'accumule sur place pour former les sols).
- Au cours des processus chimiques, l'attraction d'un ion pour la molécule d'eau est commandée par son potentiel ionique (rapport entre la charge et le rayon ionique) ; le diagramme de Goldschmidt distingue sur cette base, les cations solubles, les hydrolysats insolubles et les oxyanions solubles.
- L'altération chimique est un processus de ségrégation qui sépare une phase résiduelle (les hydrolysats) et une phase mobile (cations et oxyanions solubles) tandis que la sédimentation chimique apparaît comme un processus de recombinaison entre ces deux dernières catégories d'éléments.
- Deux mécanismes chimiques d'altération des minéraux coexistent la dissolution (décomposition totale) et l'hydrolyse (décomposition partielle avec minéral résiduel).
- L'hydrolyse des silicates aboutit à la formation de minéraux argileux. On distingue en fonction de l'intensité croissante de l'altération (commandé par la pluviométrie et le drainage), la monosiallisation qui conduit à des phyllites 1/1 comme la kaolinite, la bisiallisation qui produit des phyllites 2/1 comme les smectites et l'allitisation qui aboutit à des latérites riches en gibbsite.
- L'altération chimique n'est pas que soustractive (fuite d'éléments aboutissant à des profils latéritiques), elle peut aussi être additive (précipitation d'éléments aboutissant à des silcrètes et à des calcrètes). La répartition des deux types est commandée par le relief, les altérations soustractives surviennent sur les points hauts et les altérations additives dans les dépressions.
- La théorie de la bio-rhexistase fait jouer un rôle important au couvert végétal comme protecteur de l'érosion mécanique. En période de biostasie (couvert végétal important), l'altération chimique est dominante et les solutés sont transportés vers le bassin) et période

Chapitre 27 ■ L'altération des continents et la production des constituants des sédiments

de rhexistasie, la destruction de la végétation par modification climatique permet l'érosion mécanique et le transport particulaire vers le bassin.

- ▶ Les bilans de l'érosion des continents, réalisés à partir des apports des grands fleuves, montrent que l'érosion mécanique est 3 à 4 fois plus efficace que l'altération chimique. Toutefois ce rapport est fortement influencé par le climat et par l'altitude moyenne du continent.