

Le monde fascinant des roches

Jacques Deferne



Avertissement

Nous dédions ce petit ouvrage à toutes les personnes sensibles aux beautés de la nature et curieuses des mystères qui l'entourent. Il fait suite à la publication «Au cœur des minéraux» que vous trouverez sur le site www-kasuku.ch. Nous espérons répondre aux questions que se posent les enfants et les jeunes gens qui ramassent des "petits cailloux" au cours d'excursions, aux adultes qui s'intéressent à la vie de notre planète, aux amateurs de minéraux afin qu'ils connaissent mieux l'environnement dans lequel ils prélèvent leurs minéraux et même aux étudiants débutants en géologie afin qu'ils aient une première vue générale sur les familles de roches qu'ils étudieront plus en détails dans la suite de leurs cursus universitaires.

Notre ambition est de faire connaître à un public le plus vaste possible comment les roches qui nous entourent se sont formées, quel est le moteur puissant qui les élabore dans les entrailles de la Terre, quelle est la force qui les détruit lentement, les transforme et les fait renaître.

L'étude d'une science passe nécessairement par l'acquisition d'un vocabulaire spécialisé qui peut dérouter le lecteur non initié. Il n'a évidemment pas été possible d'éliminer tous les termes techniques. Nous les avons regroupés dans un glossaire. Ils sont imprimés en gras lors de leur première utilisation.

Table des matières

<i>Avertissement</i>	2
<i>La genèse des roches éruptives</i>	5
<i>Description des roches éruptives</i>	21
<i>Des débris de l'érosion aux roches sédimentaires</i>	26
<i>Description des roches sédimentaires</i>	35
<i>Les métamorphoses des roches</i>	40
<i>Les causes du métamorphisme</i>	42
<i>La diversité du métamorphisme</i>	46
<i>Nomenclature des roches métamorphiques</i>	47
<i>Glossaire</i>	53

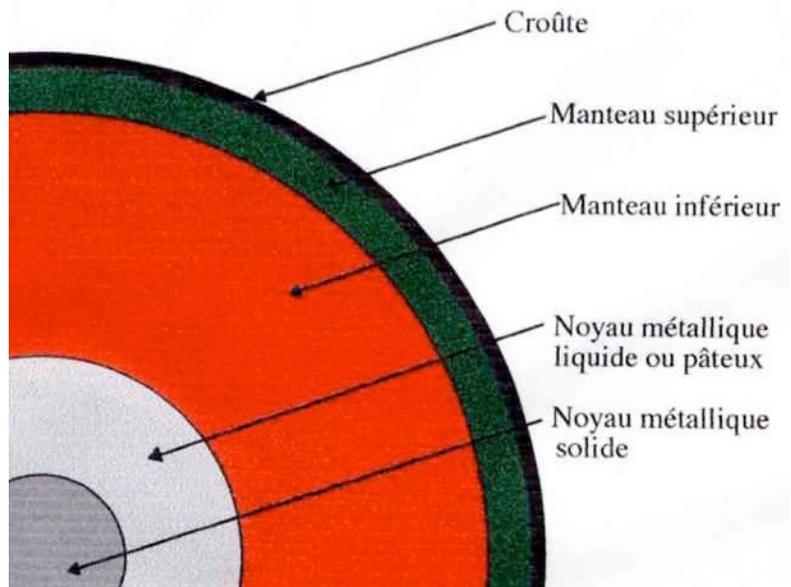
Le monde fascinant des roches

Avant toutes choses

Jusqu'à une profondeur d'environ 2'900 kilomètres, notre planète est constituée de roches. Mais au-delà de quelques centaines de kilomètres déjà, ce ne sont plus des roches au sens habituel du terme mais plutôt un matériau cristallisé, formé de silicates ferro-magnésiens. Cette zone porte le nom de **manteau** par opposition au **noyau métallique** situé juste au-dessous.

Les roches qui nous intéressent et qui nous sont les mieux connues appartiennent à la croûte continentale, cette mince pellicule d'une trentaine de kilomètres d'épaisseur qui se trouve directement sous nos pieds. Ce sont elles que nous allons décrire.

La **croûte océanique**, plus discrète, n'apparaît active à nos yeux qu'en de rares endroits sur notre planète. Nous en parlerons dans un autre ouvrage.



Les constituants de la croûte terrestre

Ne confondons pas roches et minéraux

Les roches sont constituées de minéraux. Le rapport hiérarchique entre minéraux et roches est comparable à celui qui existe entre les briques et le mur qu'elles constituent. Les roches peuvent être **monominérales** ou **polyminérales** suivant qu'elles sont constituées d'une seule ou de plusieurs espèces minérales. Le marbre est une roche monominérale, formée uniquement de cristaux de calcite. Le granite est une roche polyminérale faite d'un assemblage de cristaux de feldspath, de quartz et de mica.

Il y a trois grandes familles de roches

Selon leur mode de formation, on distingue trois grandes familles de roches :

Granite

Les roches éruptives, issues de la cristallisation d'un magma à la suite de son refroidissement.



Conglomérat

Les roches sédimentaires, issues de l'accumulation, puis de la consolidation des produits de l'érosion, le plus souvent dans des bassins marins ou lacustres.



Schiste à andalousite

Les roches métamorphiques, issues de la transformation des deux précédentes sous l'effet d'une modification de leur environnement, généralement la pression et la température, auxquelles s'ajoutent parfois des apports chimiques.



Ce petit ouvrage est subdivisé en trois parties, chacune d'elles correspondant à l'une de ces trois familles de roches.

La genèse des roches éruptives

Plaque polie de granite : les minéraux n'ont pas de formes géométriques propres, car la croissance de chacun d'entre eux a été gênée par celle de ses voisins. Dans cette roche grenue (de grains), on distingue les trois minéraux constitutifs du granite : en gris le quartz, en rosâtre l'orthose et en noir la biotite.

Qu'est-ce qu'une roche éruptive ?

Une roches éruptive est le produit de la cristallisation par refroidissement, d'une masse silicatée fondue appelée **magma**. La composition chimique du magma et son mode de refroidissement, lent en profondeur, rapide en surface, déterminent l'une la composition minéralogique, l'autre la taille des grains.

Origine du magma

Malgré les températures élevées qui règnent dans les profondeurs du globe, les roches ne sont que très rarement à l'état fondu, car l'augmentation de la pression avec la profondeur entraîne aussi l'élévation de la température de leur point de fusion.

Cependant, dans certaines régions de l'écorce terrestre, à des profondeurs comprises entre 100 et 150 km (manteau supérieur), là où la température est très proche du point de fusion, une fusion partielle des roches peut parfois se produire dans des zones où, pour des raisons encore mal connues, la température est un plus élevée qu'ailleurs.

D'où vient la chaleur qui fond les roches ?

Il existe dans les profondeurs de notre planète une forte chaleur résiduelle, provenant du mécanisme même de formation de la Terre, il y a quatre milliards et demi d'années. Elle atteint lentement les couches superficielles du manteau par conduction thermique d'une part, par convection d'autre part. Ce dernier mécanisme implique l'existence de très lents mouvements de convection au sein du manteau qui provoquent un afflux calorifique plus élevé que la normale au-dessus des courants ascendants. Il semble même qu'il existe des sortes des colonnes étroites ascendantes, que les géologues ont baptisées **panaches**, qui apportent dans des zones bien circonscrites des quantités importantes de chaleur et à l'aplomb desquelles se trouvent les grands volcans insulaires, Hawaï, par exemple. Les géologues appellent ces zones ponctuelles des **points chauds**.

La décroissance radioactive de l'uranium, du thorium et d'un des isotopes du potassium est aussi une source importante de chaleur au sein même de la croûte terrestre où ces éléments ont tendance à s'accumuler.

La fusion est partielle

Ce sont les parties les plus facilement fusibles de la roche qui fondent, fractionnant la roche en un liquide, **le magma**, et un résidu réfractaire solide. Ce n'est généralement qu'une faible fraction de la roche qui fond et la partie qui demeure à l'état solide reste importante. C'est un peu comme un verre plein de glaçons avec un peu de coca-cola autour ! Il est évident que la fusion est d'autant plus complète que la température est plus élevée. Si la fusion est totale, la composition du magma est la même que celle de la roche originelle. En revanche, il n'en va pas de même lorsque la fusion n'est que partielle : le magma présente alors la composition chimique des éléments les plus fusibles de la roche originelle.

On observe une tendance générale des magmas à évoluer vers deux pôles : les **magmas granitiques** et les **magmas basaltiques**. Une fusion partielle du manteau supérieur donne

naissance aux magmas basaltiques, alors que la fusion partielle de la croûte océanique entraînée le long d'une **zone de subduction** génère des magmas de nature granitique.

La fusion partielle des roches peut également se produire dans des zones beaucoup moins profondes, au sein même de la croûte continentale, comme aboutissement final d'un **métamorphisme** très intense. Les magmas sont alors généralement de nature granitique.

Deux tendances : magmas granitiques ou basaltiques

composition du magma	origine du magma	teneur en silice	température de fusion
granitique	fusion partielle de la croûte océanique ou continentale	env. 70 %	700° - 800°
basaltique	fusion partielle du manteau	env. 50 %	>1'000°

Qu'est-ce que le magma ?

C'est un liquide visqueux fait de roches fondues, charriant souvent une certaine quantité de cristaux déjà formés et renfermant une certaine quantité des gaz dissous. Sa température est comprise entre 700° et 1400°.

Chimiquement, c'est une solution complexe de silicates d'aluminium, de sodium, de potassium, de calcium, de fer et de magnésium, renfermant aussi de petites quantités d'eau et de CO₂. La teneur en silice (SiO₂) varie entre 72% pour les magmas granitiques et un peu moins de 50% pour les magmas basaltiques.

La diminution de la teneur en silice s'accompagne d'une augmentation du pourcentage du calcium et des éléments ferro-magnésiens au détriment du potassium et du sodium.

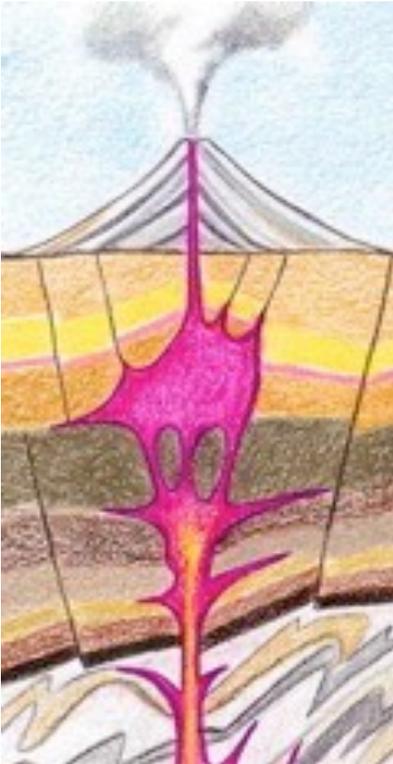
Qu'est-ce que la silice ?

L'oxygène et le silicium sont les éléments les plus abondants de la croûte terrestre. Ils ont une très forte attraction l'un pour l'autre et forment la silice SiO₂. La forme cristallisée de la silice est le quartz, minéral très fréquent dans la croûte terrestre.

Silicium et oxygène se combinent aussi pour former des groupes anioniques chargés négativement, SiO₄, Si₂O₇, Si₄O₁₁, etc... qui, associés avec des ions métalliques chargés positivement, constituent les silicates, la plus importante classe de minéraux par son abondance. La quasi-totalité des minéraux des roches éruptives sont des silicates.

Les magmas qui renferment des quantités relativement élevées d'éléments ferro-magnésiens (les magmas basaltiques), ne peuvent exister sous forme liquide qu'au-dessus de 1000°. Les magmas pauvres en éléments ferro-magnésiens mais riches en silice et en éléments alcalins (les magmas granitiques), peuvent exister sous forme liquide déjà à partir de 700°.

Le magma tend à monter



Le magma nouvellement formé, moins dense que les roches dont il est issu, tend à monter vers la surface du globe. Au cours de sa lente ascension, le magma rencontre des zones de plus en plus froides. Mais tant que sa densité reste inférieure à celle des roches encaissantes, il poursuit son ascension, forçant son passage à travers la croûte terrestre, absorbant une partie des roches qu'il rencontre. Cette absorption d'éléments étrangers est un facteur de modification de la composition chimique de la masse magmatique.

Parfois, ces roches étrangères ne sont pas complètement absorbées et on les retrouvera dans la roche consolidée sous forme d'enclaves bien individualisées. La viscosité du magma dépend de sa teneur en silice. Plus il est riche en silice, plus il est visqueux. C'est pour cette raison que les magmas granitiques, riches en silice, n'atteignent que rarement la surface tandis que les magmas basaltiques, pauvres en silice, donc plus fluides, y parviennent plus aisément.

L'arrivée du magma en surface

L'arrivée du magma à la surface du globe est à l'origine des éruptions volcaniques. La dégazéification plus ou moins brutale du magma est responsable des phénomènes explosifs avec leurs projections de cendres, de lapillis et de bombes. Une fois débarrassé de ses gaz, le magma s'épanche plus calmement, sous forme de coulées de *lave*.

Le refroidissement des laves est rapide. Elles engendrent les roches volcaniques (que certains appellent parfois aussi roches d'épanchement). **Les basaltes** sont les roches volcaniques les plus communes.



Nyragongo, 1967



Coulée de lave, Kilauwéa (Hawaï)

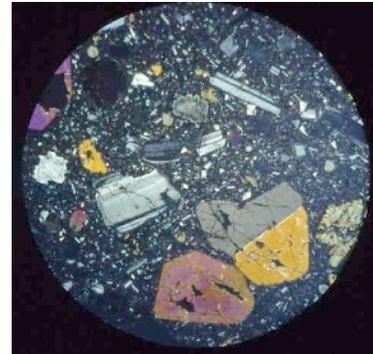
Le basalte est la roche volcanique la plus fréquente. Il constitue la plus grande partie de la croûte océanique. Les minéraux sont toujours très petits, rarement visibles à l'oeil nu. Parfois on distingue quelques cristaux plus gros. Ce sont ceux qui étaient déjà cristallisés dans le réservoir magmatique au moment de l'éruption. Chimiquement, c'est une roche pauvre en silice, riche en sodium, en calcium et en éléments ferro-magnésiens. Ces derniers confèrent à la roche sa teinte sombre.

Composition minéralogique :

- plagioclase : bytownite ou labrador
- pyroxène : augite, bronzite ou hypersthène
- péridot : olivine (rare)
- autres minéraux : un peu de magnétite



Gros cristaux d'augite et de plagioclases dans un fond plus ou moins bien cristallisé



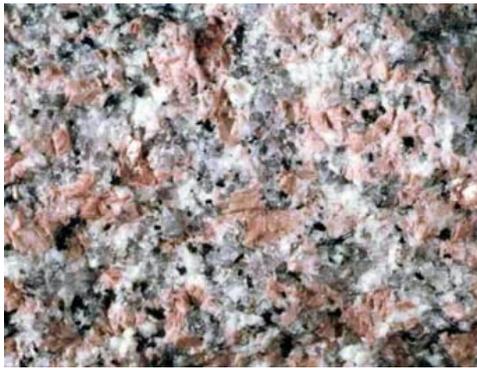
Cristallisation du magma en profondeur

Certains magmas sont trop visqueux pour atteindre la surface de la croûte terrestre. Ils cristallisent alors en profondeur, formant des poches lenticulaires de grandes dimensions, bien circonscrites, qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de longueur. Les géologues les nomment **batholites**. Le refroidissement très lent du magma (plusieurs millions d'années) donne naissance aux roches éruptives profondes. Certains auteurs les appellent aussi roches plutoniques. Les granites sont les roches éruptives les plus communes. Bien entendu, ces roches éruptives ne seront accessibles à nos yeux que plusieurs millions d'années plus tard, lorsque l'érosion aura fait disparaître les roches qui les recouvraient.

Le granite est la roche plutonique la plus commune. Il constitue la plus grande partie de la croûte continentale. Le refroidissement lent a favorisé le développement de chaque constituant et la roche présente un aspect grenu. La taille des grains est de l'ordre du demi-centimètre. Chimiquement, c'est une roche riche en silice, en aluminium et en potassium, pauvre en calcium et en éléments ferro-magnésiens.

Composition minéralogique :

- feldspath potassique : orthose (abondante)
- feldspath sodique : albite (plus rare)
- mica : biotite, parfois muscovite
- silice libre : quartz

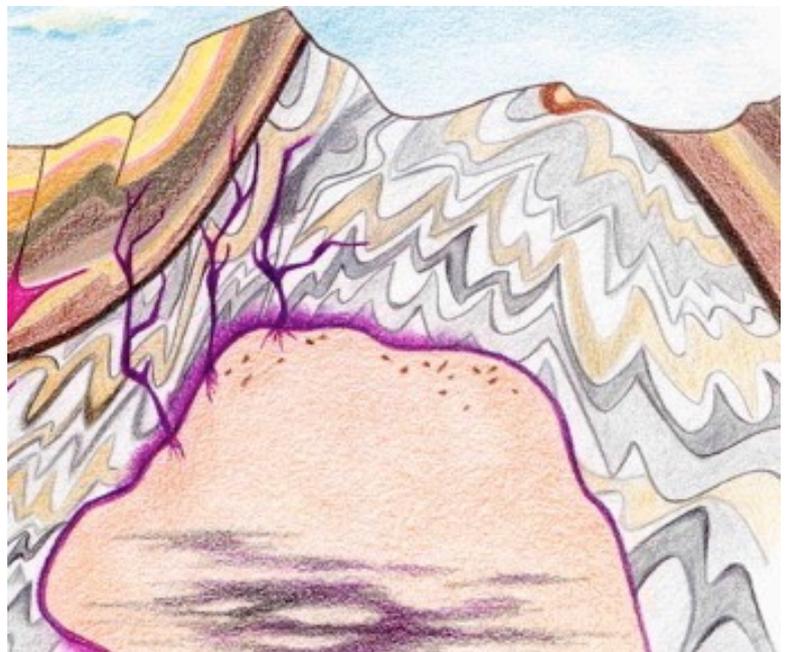


Cristaux informés de quartz, cristaux plus ou moins rectangulaires d'orthose et paillettes de mica.



Cristallisation fractionnée du magma

Lors du refroidissement d'une grande masse magmatique en profondeur, les minéraux les plus réfractaires (minéraux ferro-magnésiens, les oxydes métalliques) cristallisent les premiers. Plus denses que le liquide résiduel, ils ont tendance à sombrer et à s'accumuler dans les zones profondes du réservoir magmatique, enrichissant par la même occasion la partie supérieure en silice et en éléments alcalins. Ce processus est en quelque sorte le phénomène inverse de la fusion partielle que nous avons décrite plus haut. Par ce mécanisme, un même magma peut donc se scinder en des roches chimiquement différentes. On parle alors de **différenciation magmatique**. La différenciation magmatique tend à séparer le magma en deux fractions: l'une de composition granitique au sommet du réservoir magmatique, l'autre de



Représentation schématique d'un batholite granitique ayant cristallisé en profondeur.

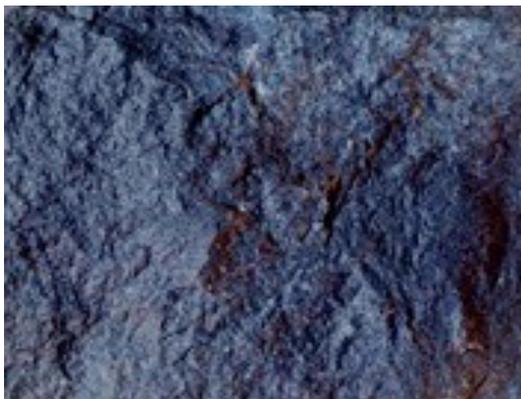
composition basaltique à la base du réservoir, ce qui explique la grande abondance de ces deux types de roches dans la croûte terrestre.

Les pétrographes qualifient parfois de *felsitiques* (de feldspath et silice) les roches riches en silice et en feldspaths alcalins, et de *mafique* (de magnésium et fer) celles qui renferment des quantités importantes d'éléments ferro-magnésiens. Ils utilisent aussi souvent les qualificatifs *acide* et *basique* au lieu de felsitique et mafique.

Vitesse de refroidissement et taille des grains

La dimension des minéraux qui constituent les roches dépend de la vitesse de refroidissement du magma. Un refroidissement lent favorise la croissance de cristaux équidimensionnels bien visibles à l'oeil nu, dont la taille va de quelques millimètres à plus d'un centimètre.

Par contre, le refroidissement rapide des laves empêche le développement de cristaux. La roche est faite de grains très petits, rarement visibles à l'oeil nu, accompagnés d'une forte proportion de verre, soit la partie du magma qui n'a pas eu le temps de cristalliser. Les roches d'épanchement renferment souvent quelques cristaux plus gros, ceux qui étaient déjà formés dans le magma au cours de son ascension.



Basalte: cristallisation rapide, les grains sont invisibles à l'oeil nu.



Granite: cristallisation lente, les grains sont visibles à l'oeil nu.

Dans quelques cas extrêmes, on trouve des roches dont le refroidissement a été si rapide que les minéraux n'ont pas eu le temps de se former. La roche demeure entièrement vitreuse: c'est l'obsidienne.



Obsidienne, Lipari, Italie.

Etat cristallin, état vitreux

Les minéraux sont caractérisés par un arrangement parfaitement ordonné des atomes qui les constituent. Cet état ordonné de la matière s'appelle l'état cristallin. Par opposition, l'état amorphe - ou état vitreux - est caractérisé par des atomes en désordre au sein de la matière. C'est le cas du verre. À cause d'un refroidissement très rapide, les atomes n'ont pas eu le temps de prendre leur place dans une structure organisée.

Un même magma peut engendrer des roches d'aspect différent

Les laves qui alimentent les édifices volcaniques sont très souvent issues de magmas basaltiques alors que les magmas qui cristallisent en profondeur sont généralement de composition granitique. Mais, contrairement à cette tendance, il arrive tout de même que des magmas granitiques atteignent la surface et que des magmas basaltiques cristallisent en profondeur.

*La vitesse de refroidissement conditionne l'aspect extérieur de la roche. Ainsi la roche éruptive issue du refroidissement lent en profondeur d'un magma basaltique est un **gabbro**. Sa composition minéralogique est la même que celle d'un basalte, mais tous les minéraux sont bien visibles et la roche a un aspect grenu.*

*À l'opposé, la roche issue de l'épanchement en surface d'un magma granitique est une **rhyolite**. C'est une roche gris clair à grains extrêmement fins, généralement non identifiables à l'oeil nu.*



Refroidissement lent : gabbro



Refroidissement rapide : basalte



Refroidissement lent : granite



Refroidissement rapide : rhyolite

Les minéraux des roches éruptives

Une demi-douzaine de familles de minéraux constituent à elles seules la totalité des roches magmatiques. Parmi ces familles, on distingue d'une part, celles du quartz, des feldspaths et des feldspathoïdes qui sont des minéraux de couleur claire, et, d'autre part, les minéraux ferro-magnésiens, micas, pyroxènes, amphiboles et péridots qui sont, comme leur nom l'indique, des silicates de fer et de magnésium et dont les couleurs sombres vont du vert foncé jusqu'au noir. Tous ces minéraux sont des silicates. Le tableau ci-contre ne mentionne que les membres les plus courants de chaque famille.

Principaux minéraux des roches éruptives

<i>Famille</i>	<i>minéral</i>	<i>formule chimique</i>
<i>silice</i>	<i>quartz</i>	SiO_2
<i>feldspaths</i>	<i>orthose</i> <i>albite</i> <i>anorthite</i>	KAlSi_3O_8 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
<i>feldspathoïdes</i>	<i>leucite</i> <i>néphéline</i>	KAlSi_2O_6 $(\text{Na},\text{K})\text{AlSiO}_4$
<i>micas</i>	<i>muscovite</i> <i>biotite</i>	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ $\text{K}(\text{Fe},\text{Mg})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
<i>amphiboles</i>	<i>actinote</i> <i>hornblende</i>	$\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$ $(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_5(\text{AlSi}_3\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$
<i>pyroxènes</i>	<i>bronzite</i> <i>augite</i>	$(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Al})(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6$
<i>péridots</i>	<i>olivine</i>	$(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4$

La teneur en silice est de 100% pour le quartz. Elle diminue ensuite progressivement en allant vers le bas du tableau. La couleur des minéraux devient aussi de plus en plus foncée.

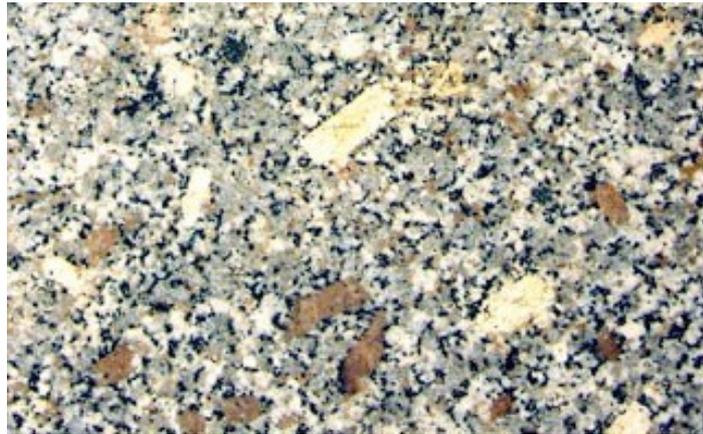
Le quartz est présent uniquement dans les roches riches en silice, en particulier dans les granites. Il apparaît en grains informes transparents. C'est le dernier minéral à cristalliser et il occupe les espaces laissés libres par les autres minéraux. Son éclat vitreux lui confère un aspect terne et grisâtre.

Parmi les feldspaths, l'orthose forme de gros minéraux blancs ou roses, à l'aspect laiteux, dont les sections souvent rectangulaires sont bien visibles dans les roches granitiques.

L'albite et l'anorthite se mélangent en toutes proportions pour constituer une série continue de minéraux intermédiaires, connue sous le nom de série des plagioclases ou feldspaths calco-sodiques.

Minéraux usuels du granite :

- orthose: cristaux rectangulaires
blancs et roses.*
- quartz : cristaux gris informes.*
- biotite : petits cristaux noirs.*

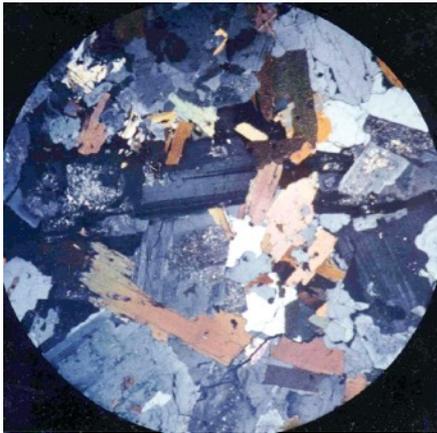


Les minéralogistes ont arbitrairement attribué des noms aux termes intermédiaires de cette série en fonction de leur proportion albite/anorthite. Les plagioclases proches de l'albite se trouvent dans les roches riches en silice, ceux proche de l'anorthite caractérisent les roches pauvres en silice.

<i>Les plagioclases (ou feldspaths calco-sodiques)</i>					
<i>albite</i>	<i>oligoclase</i>	<i>andésine</i>	<i>labrador</i>	<i>bytownite</i>	<i>anorthite</i>
<i>0-10% an</i>	<i>10-30% an</i>	<i>30-50% an</i>	<i>50-70% an</i>	<i>70-90% an</i>	<i>90-100% an</i>
<i>NaAlSi₃O₈ —————→ CaAl₂Si₂O₈</i>					
<i>————— diminution de la teneur en silice —————→</i>					
<i>Les plagioclases proches de l'albite se trouvent dans les roches riches en silice, ceux proches de l'anorthite caractérisent les roches pauvres en silice.</i>					

La biotite est le représentant le plus commun de la famille des micas. Elle forme de petits cristaux aplatis noirs qui se débitent en paillettes brillantes. La muscovite est plus rare. Elle se reconnaît à ses paillettes brillantes incolores qui paraissent argentées. Les micas, comme leur formule l'indique, sont des minéraux légèrement hydratés.

Les minéraux de la famille des amphiboles sont abondants dans les roches de la croûte continentale à moyenne teneur en silice. La hornblende en est le représentant le plus commun. Elle forme des prismes trapus vert foncé à noir, à section losangique avec deux directions de clivage orientées à 120° l'une de l'autre. Les amphiboles renferment aussi un peu d'eau.



Gros cristaux gris d'orthose dans un granite vu au microscope polarisant.

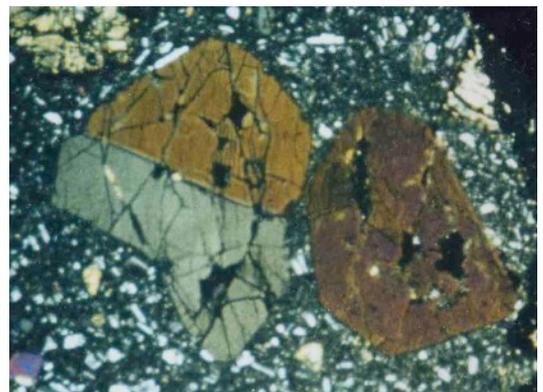


Baguettes de plagioclases dans un basalte vu au microscope polarisant.

Les pyroxènes apparaissent dans les roches pauvres en silice. Ce sont des minéraux non hydratés qui sont fréquents dans les roches de grande profondeur. L'augite en est le représentant le plus commun. Elle forme également des prismes trapus noirs à section losangique avec deux directions de clivage orientées à 90° l'une de l'autre.

Cristaux d'augite cristallisés très tôt dans un magma basaltique encore fluide. On voit les deux individus de la macle de l'augite.

Lors de l'éruption, le magma s'est refroidi très rapidement, formant une pâte à grains très fins accompagnée de parties encore vitreuses.

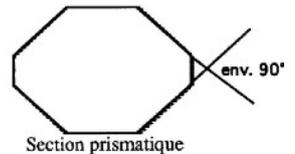
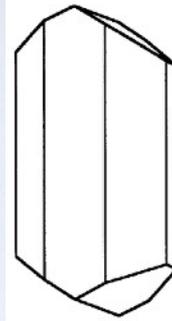
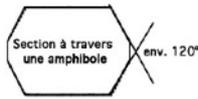
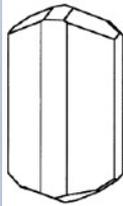




Muscovite



Biotite

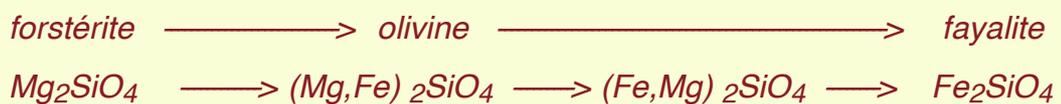


Hornblende, famille des amphiboles

Augite, famille des pyroxènes

Le groupe de l'olivine, tout comme les plagioclases, constitue une série isomorphe qui va de la forstérite (Mg_2SiO_4) à la fayalite (Fe_2SiO_4). L'olivine est un terme intermédiaire riche en magnésium qui n'apparaît que dans les roches très pauvres en silice. C'est le composant essentiel des roches du manteau supérieur. Elle forme de petits grains vert foncé à jaunâtre à l'éclat vitreux.

Série isomorphe entre la forstérite et la fayalite



Mentionnons encore quelques minéraux accessoires, toujours présents en très faible quantité dans la plupart des roches, dont les principaux représentants sont l'ilménite, la magnétite, l'apatite, le sphène et le zircon.

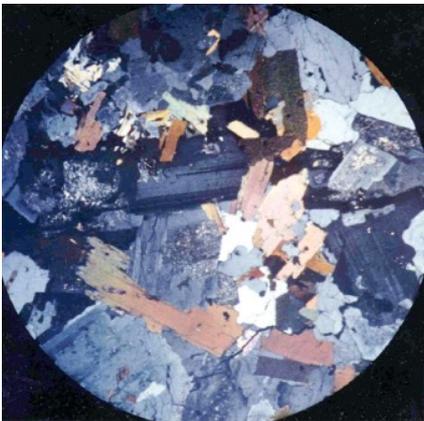
Certains minéraux ne peuvent pas apparaître simultanément dans une même roche. Ainsi les feldspathoïdes ou l'olivine, qui sont des minéraux pauvres en silice, ne peuvent exister que dans les roches à déficit de silice, c'est à dire ne renfermant pas de quartz. À l'op-

posé, la présence de quartz met en évidence un excès de silice qui n'a pas pu se combiner avec les autres minéraux. On voit donc que les feldspathoïdes ou l'olivine ne peuvent pas coexister avec le quartz dans une même roche.

Comment identifier les minéraux d'une roche ?

Il est rarement possible d'identifier "à vue" les minéraux constituant les roches, en particulier ceux des roches volcaniques qui sont d'une extrême petitesse. Le pétrographe a donc recours au microscope polarisant qui lui permet de reconnaître les roches en identifiant les minéraux qui les constituent. À cet effet, on prépare des lames minces dont l'épaisseur ne dépasse pas 0.03 mm. Sous cette très faible épaisseur, la plupart des minéraux sont transparents et on peut identifier chacun d'entre eux grâce à ses propriétés optiques. On étudie également les relations des minéraux les uns vis-à-vis des autres, en particulier leur ordre de formation. En effet, la structure des roches reflète l'histoire du refroidissement du magma.

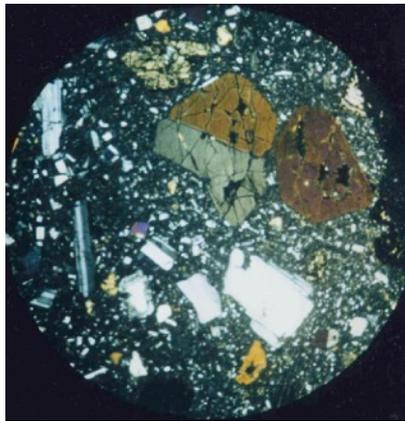
Granite



Granite

Petits grains blanc de quartz, orthose en gros rectangles gris-bleu; paillettes allongées de biotite.

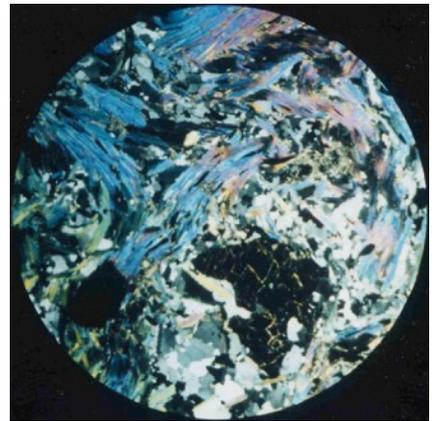
Basalte



Basalte

Gros cristaux d'augite et d'oligoclase. Pâte fine partiellement vitreuse, faite d'oligoclase mal cristallisée.

Schiste à grenats



Schiste à grenats

Paillettes courbes de muscovite, gros cristal de grenat (en noir), grains de quartz et feldspath.

Classification des roches éruptives

La composition minéralogique et la texture des roches éruptives dépendent à la fois de la composition chimique du magma et de son mode de refroidissement.

Les pétrographes ont élaboré diverses classifications basées sur des analyses chimiques précises à partir desquelles ils calculent des normes qui sont reportées sur des diagrammes complexes. Ces classifications ne concernent que des spécialistes.

Nous proposons ici un schéma simplifié, sous forme de tableau, basé sur la nature du magma d'une part et sur le mode de refroidissement d'autre part.

Sur la partie gauche du tableau, le magma est riche en silice et en éléments alcalins (potassium, sodium), pauvre en calcium et en éléments ferro-magnésiens. On dit qu'il est felsitique ou acide. Les roches qui en dérivent sont de teinte claire.

Classification des roches éruptives et de leur composition minéralogique				
riche en Si et Na ⇒ pauvre en Si, riche en Fe, Mg et Ca ⇒ très pauvre en Si, riche en Fe et Mg				
Rhyolite Granite	Dacite Granodiorite	Andésite Diorite	Basalte Gabbro	Péridotite *
Composition minéralogique :				
orthose quartz albite biotite ou muscovite	orthose plagioclases quartz biotite amphiboles	plagioclases amphiboles biotite	amphiboles pyroxènes biotite	pyroxène olivine

* on ne trouve pas d'équivalent volcanique aux péridotites

En évoluant vers la droite, le magma s'appauvrit en silice et en éléments alcalins et s'enrichit en calcium, en fer et en magnésium. On dit qu'il est mafique (ou basique). Les roches deviennent de plus en plus foncées.

Le mode de refroidissement aboutit à deux grandes catégories :

- les roches volcaniques qui se sont refroidies rapidement (rhyolite, dacite, andésite, basalte),
- les roches profondes - ou plutoniques - au refroidissement lent (granite, granodiorite, diorite, gabbro, péridotite).

Comme nous l'avons déjà mentionné, *les magmas acides*, à cause de leur viscosité, n'atteignent que rarement la surface du sol et forment les roches éruptives profondes dont la plus représentative est le granite.

Les magmas basiques, qui sont plutôt fluides, atteignent généralement la surface de la croûte terrestre, constituant alors les roches volcaniques.

Obsidienne et pierre ponce : une même roche !

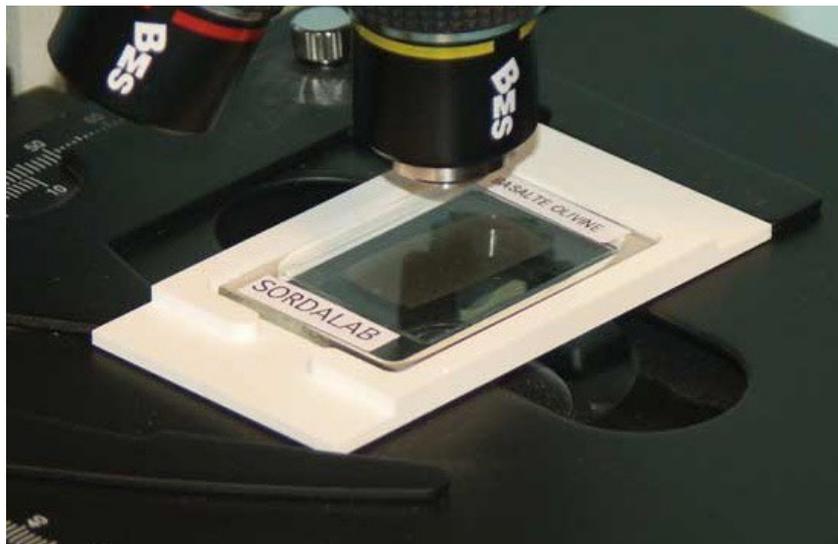
Un fragment d'obsidienne chauffé progressivement dans un four se transforme subitement en pierre ponce à une température bien précise, située entre 700° et 800°. En quelques secondes son volume peut quadrupler. Ce sont les myriades de bulles microscopiques de gaz renfermés dans l'obsidienne qui gonflent toutes en même temps et confèrent à la pierre ponce son aspect vacuolaire et sa faible densité. C'est ce mécanisme qui confère aux magmas des volcans riches en silice leur force d'expansion explosive.



Obsidienne et pierre ponce, deux aspects d'une même roche

Comment prépare-t-on une lame mince ?

- 1. On scie une plaquette de roche de quelques millimètres d'épaisseur au moyen d'un disque diamanté,*
- 2. on polit une des faces de la plaquette,*
- 3. on colle la plaquette (face polie) sur un verre porte-objet,*
- 4. on diminue l'épaisseur de la plaquette à 0.03 mm. au moyen d'une meule diamantée,*
- 5. on colle sur la préparation une fine lamelle couvre-objet.*



Description des roches éruptives

Granites et rhyolites

Ce sont des roches riches en silice (env. 70%) et en éléments alcalins, pauvres en éléments ferro-magnésiens. Elles sont situées sur la gauche de notre tableau de classification. Le granite est la roche la plus abondante de la croûte continentale dont il constitue toute l'ossature. Il se compose de feldspath (orthose avec parfois un peu d'albite), de quartz et de biotite. La couleur des granites est claire, généralement gris blanc à rose brunâtre. La diversité des granites est très grande. On peut ainsi trouver des granites à muscovite, minéral qui remplace partiellement ou complètement la biotite, ou des granites à hornblende, lorsque la teneur en silice de la roche diminue.



Granite, Ramberg, Harz



Rhyolite, Lipari, Italie



Granite, Baveno, Italie



Rhyolite, Eisenach, Allemagne

Vers la fin du processus de cristallisation du magma, alors que presque toute la masse est déjà solidifiée, les composés les plus volatils se condensent dans les parties marginales du massif magmatique sous forme de liquides résiduels silicatés, riches en bore, fluor, phosphore, lithium et autres éléments chimiques peu fréquents. En se refroidissant lentement à des pressions élevées, ils donnent naissance à des roches particulières, **les pegmatites**. Le corps principal des pegmatites est constitué des mêmes minéraux que

ceux de la roche mère (quartz, feldspaths et micas) avec toutefois une différence dans la taille des grains : les minéraux sont caractérisés par un certain gigantisme et leur taille peut atteindre plusieurs décimètres, voire plusieurs mètres. En outre, les minéraux montrent presque toujours des faces bien développées. En plus des constituants courants, on y rencontre parfois des minéraux occasionnels : tourmaline, topaze, béryl, spodumène, zircon, cassitérite, wolframite et d'autres espèces encore, toutes fort appréciées des collectionneurs.

Les rares laves issues de magmas granitiques sont les rhyolites, roches gris clair à grains non visibles à l'œil nu avec une partie importante de verre. Parfois même la roche est entièrement vitreuse : c'est l'obsidienne. Si la température est suffisamment élevée au moment de l'effusion, l'expansion des gaz dissous dans l'obsidienne produisent un gonflement important qui la transforme en pierre ponce.



Pegmatite, Brésil : gros cristaux blancs d'orthose (jusqu'à 20 cm), cristaux lamellaires blancs d'albite, cristaux noirs de tourmaline.

Diorites, gabbros, andésites et basaltes

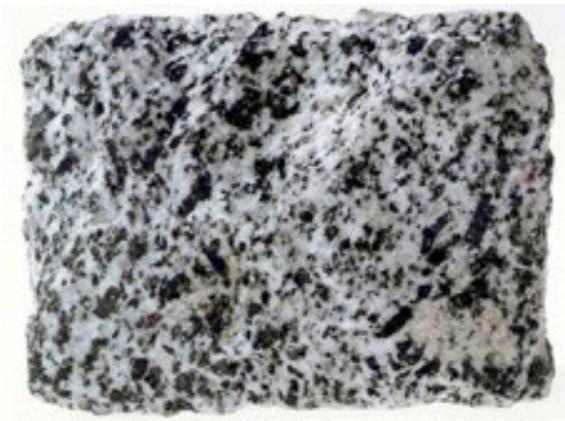
Ce sont des roches pauvres en silice dans lesquelles le calcium et les éléments ferromagnésiens sont abondants. Les diorites et les gabbros ont cristallisé en profondeur. Elles sont composées de plagioclases, d'amphiboles et de pyroxènes. C'est la nature du plagioclase qui définit la différence entre les deux dénominations : andésine (riche en sodium) pour la diorite, labrador (riche en calcium) pour le gabbro. Quant aux minéraux ferro-ma-

gnésiens, ce sont les amphiboles qui dominent dans les diorites, les pyroxènes dans les gabbros. Les diorites qui renferment un peu de quartz sont dites diorites quartziques.

Les andésites et les basaltes sont les équivalents volcaniques des diorites et des gabbros. Ce sont les roches d'épanchement les plus fréquentes. Les minéraux sont toujours très petits, rarement visibles à l'oeil nu. Parfois on distingue quelques cristaux plus gros : ce sont ceux qui étaient déjà formés dans le réservoir magmatique au moment de l'éruption.

Les andésites sont gris clair à gris foncé. Elles se distinguent des basaltes par une teneur plus forte en silice et une plus faible quantité d'éléments ferro-magnésiens. Elles sont particulièrement abondantes tout le long de la chaîne des Andes (dont elles tirent leur nom) et tout autour de l'Océan Pacifique, à l'aplomb des zones de subduction. Les magmas andésitiques, plus visqueux que les magmas basaltiques à cause de leur teneur plus élevée en silice, provoquent un volcanisme de type explosif. Les éruptions du Mont Saint-Hélène aux USA, en 1980, ou du Pinatubo aux Philippines, en 1991, en sont des exemples récents.

Les basaltes sont les roches constitutives de la croûte océanique. L'abondance des éléments ferro-magnésiens leur confère une teinte sombre. La croûte océanique est constamment renouvelée par d'immenses émissions sous-marines de basalte qui jalonnent les dorsales océaniques, à la limite de deux plaques lithosphériques en voie d'expansion. L'Islande, une partie émergée de la dorsale médio atlantique, en est un exemple caractéristique.



Diorite, Domodossola, Italie



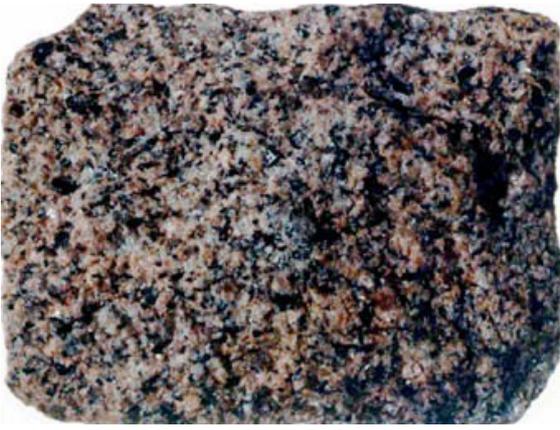
Andésite, prov. inconnue



Gabbro, Harz



Basalte, Bohême



Granodiorite, Königsfeld, Allemagne



Syénite, Plauenscher Grund



Trachyte, Ischia, Italie

Les péridotites

Les péridotites sont des roches denses, sombres, massives, composées principalement d'olivine et de pyroxène. Elles renferment plus de 90% de minéraux ferro-magnésiens. Les péridotites apparaissent à la base de massifs très anciens.

Par hydratation les péridotites se métamorphosent en serpentines, roches communes dans le socle métamorphique des Alpes.



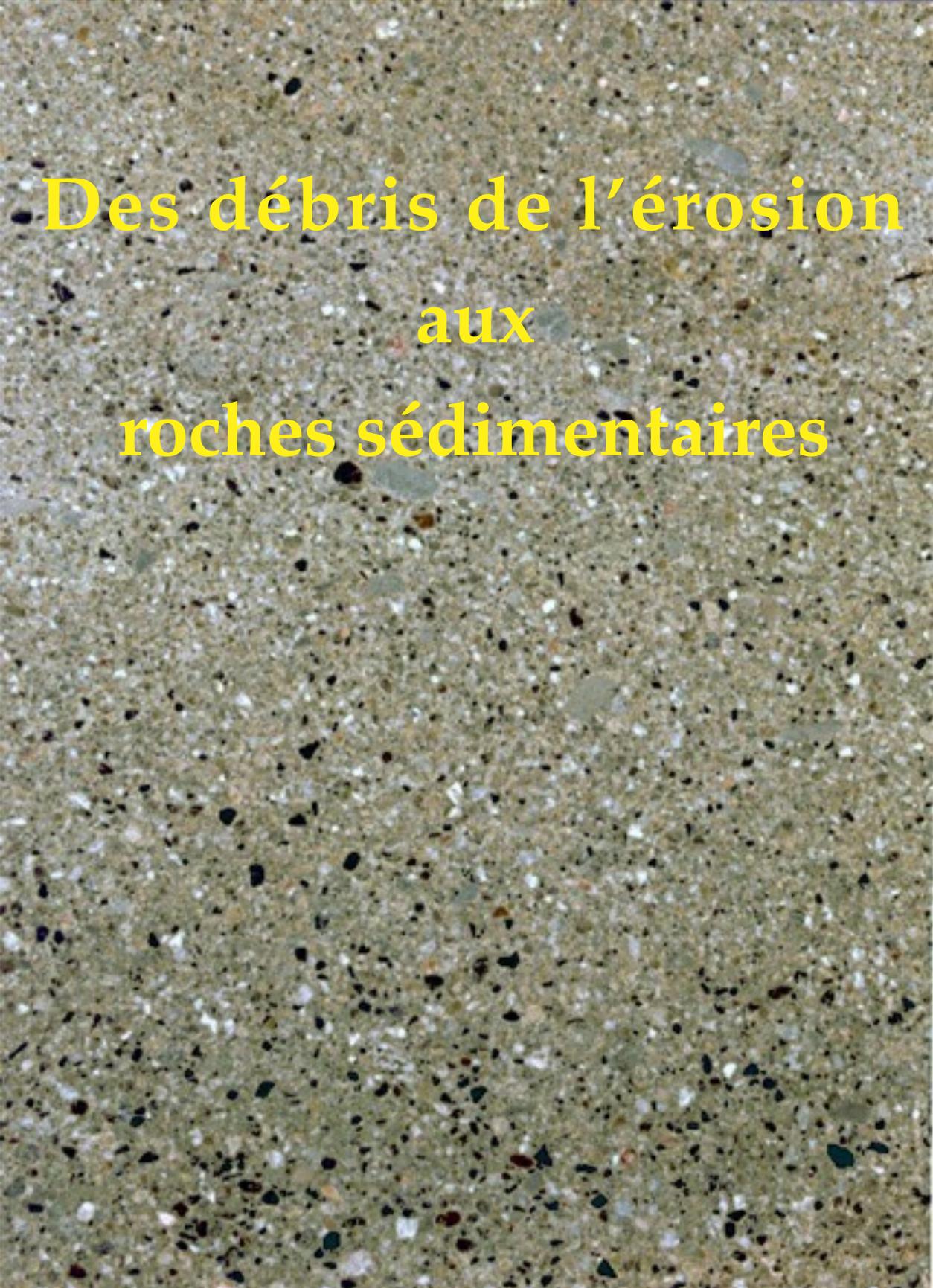
Péridotite, Oural

Origine des péridotites

On pense que ce sont des fragments du manteau supérieur. Souvent surmontées d'anorthosites, roches rares fortement enrichies en plagioclase calcique (anorthite), on imagine que les péridotites sont le produit d'une différenciation magmatique qui aurait eu lieu très tôt dans l'évolution de la Terre et qui aurait enrichi la croûte continentale en feldspaths. On ne connaît pas d'équivalent volcanique aux péridotites.

Autres roches

Il existe encore bien d'autres termes qui décrivent des roches éruptives. Ce sont souvent des roches intermédiaires entre celles que nous venons de décrire. Ainsi une granodiorite désigne une roche assez fréquente, intermédiaire entre les granites et les diorites. Par ailleurs, l'assimilation par les magmas de roches étrangères rencontrées au cours de leur mise en place modifie localement leur composition chimique. Par exemple, on peut trouver des roches à déficit de silice mais riches en éléments alcalins (K et Na). Cela peut donner une syénite, sorte de granite sans quartz ou même une syénite néphélinique si le déficit de silice est suffisant pour transformer une partie des feldpaths en feldspathoïdes. Les roches volcaniques équivalentes en sont les trachytes et les phonolites.



**Des débris de l'érosion
aux
roches sédimentaires**

Les roches sédimentaires sont les déchets de l'érosion

Comme leur nom le laisse deviner, les roches sédimentaires sont la conséquence de l'endurcissement de sédiments accumulés en milieu lacustre, marin ou aérien.

Les sédiments sont les débris, sous toutes leurs formes, des processus de l'érosion qui inlassablement attaquent et détruisent les terres émergées. Au sens large, cela comprend aussi les sédiments formés par des processus chimiques et biologiques à partir de matériel en solution dans les lacs et les océans.

Elles racontent l'histoire de la Terre

Bien que recouvrant près des trois quarts de la surface émergée de la Terre, les roches sédimentaires restent relativement superficielles et n'occupent guère que le 5% des masses continentales. Pour le géologue, l'intérêt des roches sédimentaires est considérable car il peut y lire l'histoire de notre planète au cours des cinq cents derniers millions d'années.

Depuis longtemps déjà, on connaît le mécanisme de formation des roches sédimentaires. Les couches se déposent successivement les unes par dessus les autres, les plus jeunes recouvrant les plus anciennes. La présence de fossiles identiques dans des roches éloignées les unes des autres facilite l'établissement de corrélations entre elles.

De plus, le **faciès** des roches et la nature des fossiles qu'elles renferment nous renseignent sur les milieux dans lesquelles elles se sont formées. On peut aussi reconstituer les conditions climatiques qui régnaient au moment de leur formation.

L'étude des relations géométriques des diverses couches entre elles permet de reconstituer les grands mouvements géologiques qui ont donné naissance aux chaînes de montagne.

Les ères géologiques

Toutes ces études ont conduit les géologues à subdiviser l'ensemble des roches sédimentaires en quatre grandes **ères** dont les limites correspondent à la disparition rapide de nombreuses espèces vivante et l'apparition de nouvelles espèces.

Celles-ci se subdivisent à leur tour en **périodes géologiques** : Carbonifère, Trias, Jurassique par exemple. Ces grandes divisions sont reconnaissables sur l'ensemble de la Planète.

Régionalement, les périodes géologiques se subdivisent à leur tour en époques puis en **étages géologiques**.

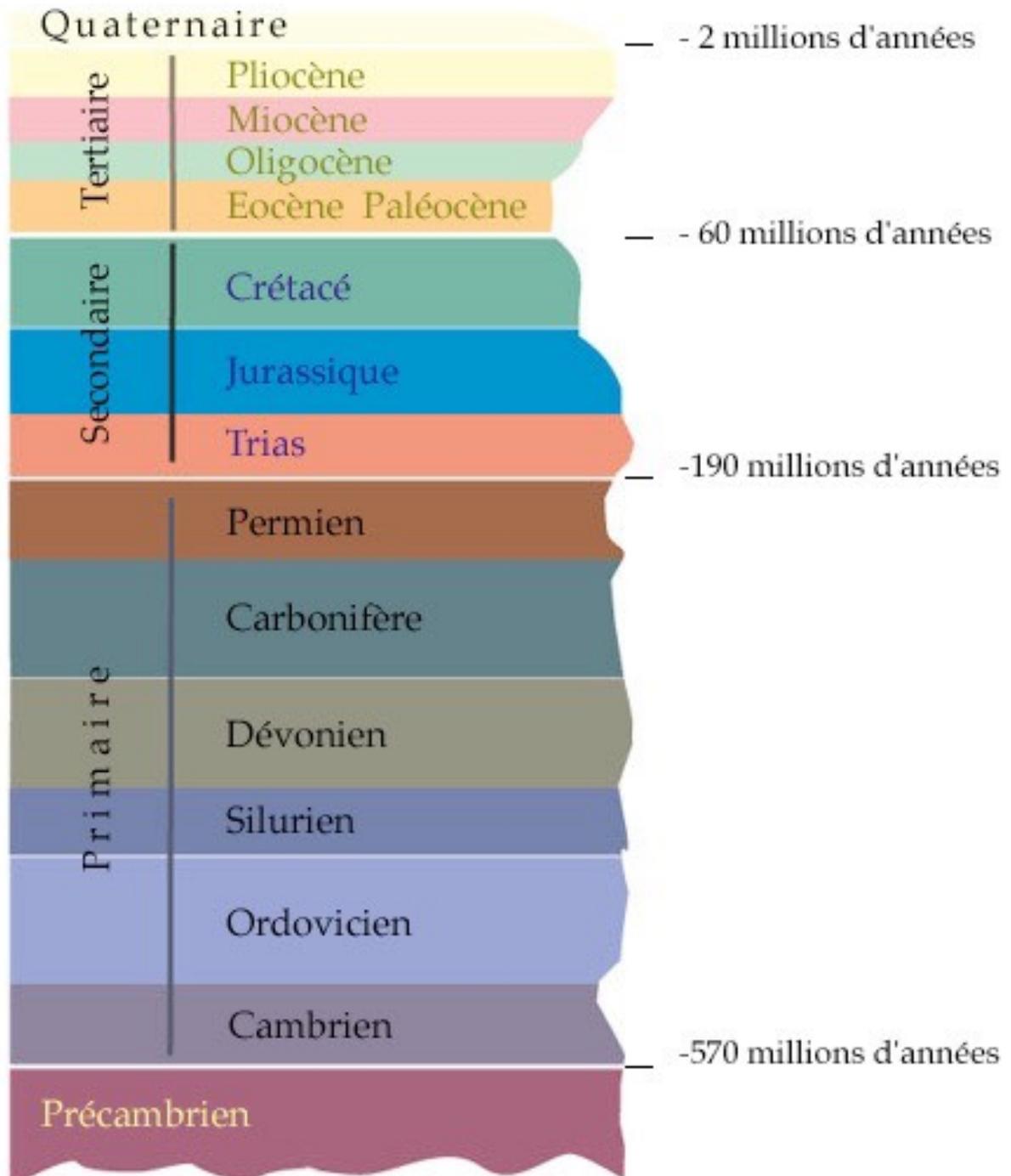
L'énergie solaire est responsable de leur formation

C'est l'énergie solaire qui est le moteur du cycle érosion/sédimentation, par le biais des précipitations, du ruissellement et de l'action mécanique des cours d'eau.

L'énergie solaire nous parvient sous la forme d'un rayonnement électromagnétique comprenant des rayons ultraviolets, de la lumière visible et un rayonnement infrarouge. Le tiers de ce rayonnement est directement réfléchi vers l'espace par les nuages, les neiges et les glaciers. La quantité restante est considérable. C'est l'énergie solaire qui est responsable de nos climats. Les régions proches de l'équateur reçoivent plus de chaleur qu'elles n'en émettent, alors que les régions polaires sont dans la situation inverse. Pour compenser ce déséquilibre il y a transfert de chaleur des régions équatoriales vers les régions septentrio-

nales par l'entremise des vents dominants et des courants marins. Le cycle évaporation-précipitation en est une des manifestations les plus tangibles. Il est indirectement responsable de l'altération des roches, de la destruction des reliefs montagneux et de la formation des roches sédimentaires.

Les grandes subdivisions des terrains géologiques



Cette subdivision ne concerne que les derniers 570 millions d'années, période riche en fossiles qui ont permis d'établir cette succession des temps géologiques récents.

Presque quatre milliards d'années ont précédé le début du Cambrien. Reconstituer l'histoire de ces temps précambriens est plus difficile et ne peut pas être pris en considération dans ce petit ouvrage.

La mort des roches

"Solide comme le roc" est une expression toute relative que les agents de l'érosion ne respectent pas. Avec le temps, même les roches qui paraissent les plus solides finissent par être détruites par l'érosion.

L'eau de pluie s'infiltré insidieusement dans les fissures des roches, dissout lentement les minéraux les plus solubles, libérant et laissant sur place les minéraux insolubles, transformant progressivement les roches superficielles en sols. Dans les régions granitiques, les feldspaths et les micas finissent par être partiellement dissous ou transformés en minéraux argileux ultra-fins, laissant sur place une arène granitique, c'est-à-dire une myriade de grains de quartz mêlés de feldspath et d'un peu d'argile qui, ensuite, entraînés par l'eau de ruissellement, constitueront les sables des rivières, des lacs et des océans.

Les chocs thermiques que subissent les roches exposées au froid la nuit, puis subitement réchauffées par le soleil à la pointe du jour, provoquent leur fragmentation par éclatement.

L'humidité que le froid transforme en glace dans les microfissures des roches granulaires provoque leur désagrégation.

Au cours de leur lente avance, les glaciers raclent les fonds rocheux, broient les roches et abandonnent sur leur parcours les énormes moraines parsemés de blocs erratiques, débris des reliefs qu'ils ont rabotés.

Sur les bords des océans, les vagues attaquent et détruisent inlassablement le pourtour des continents.



*Bloc de granite fissuré par le gel.
Ile Wandel, Antarctique*



Roches calcaires dissoutes par les eaux de pluie. Schynige Platte, Berne.



Eboulement de Randa, vallée de Zermatt, Suisse

Les déchets sont transportés

Le ruissellement des eaux pluviales, les cours impétueux des torrents et les crues des fleuves entraînent alors sans relâche les substances dissoutes et les débris des roches des régions élevées vers les basses plaines, les mers et les océans. Dans les déserts, le vent emporte les particules les plus fines pour les déposer plus loin, lorsque sa force aura diminué.

Les mesures de la charge des fleuves en sédiments solides et en substances dissoutes montrent qu'ils déversent chaque année dans les océans :

- 18 milliards de tonnes de matériel solide,*
- 4.3 milliards de tonnes de substances dissoutes.*

Ils sont triés

L'action mécanique des eaux courantes est un puissant moyen de séparation des produits de l'érosion par catégories granulométriques.

Les particules les plus fines, facilement maintenues en suspension dans les fleuves tranquilles, se déposent dans les bassins les plus éloignés, lacs, mers ou océans, là où le mouvement de l'eau est suffisamment faible pour qu'elles puissent sédimenter en toute tranquillité. Les rivières plus rapides transportent les sables et les graviers de faible granulométrie. Enfin, lors de crues importantes, les torrents tumultueux emportent les graviers grossiers, les galets, et même de gros blocs.

Un classement analogue s'effectue sur les rivages des océans où les vagues entraînent au large les particules les plus fines, laissant en retrait le sable, le gravier et les galets.

Le sable provient essentiellement des granites

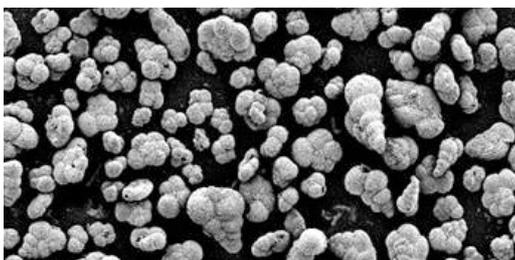
Le sable des rivières, des lacs et des océans est constitué de myriades de grains de quartz issus de la destruction des granites continentaux.

Ces déchets sont stockés

*Tous ces débris issus de la destruction des continents terminent leur course dans divers bassins de sédimentation - océans, mers, lacs, deltas de rivières - où ils s'accumulent, formant des dépôts qui peuvent atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Ce sont les **sédiments**.*

Les organismes vivants s'en mêlent

À tous les débris terrigènes que nous venons de décrire, s'ajoutent des constituants solides élaborés par le milieu marin lui-même, partiellement par des processus chimiques, mais surtout par l'accumulation des débris de squelettes (coquillages) que des myriades d'organismes sont capables de construire à partir des diverses substances chimiques en solution dans l'eau. Ce sont en grande partie des organismes microscopiques, animaux ou végétaux, qui synthétisent leur squelette à partir du carbonate de calcium ou de la silice qu'ils puisent dans l'eau.



foraminifères



radiolaires

Les organismes qui peuplent les lacs et les océans

Le monde marin renferme une quantité colossale d'organismes vivants. Si on excepte les coraux et les coquillages bien visibles, la plupart de ces êtres vivants échappent à notre vue car il s'agit d'organismes microscopiques, animaux ou végétaux (algues), dont la taille est inférieure à un millimètre. Ils vivent dans la masse même des océans ou colonisent les fonds marins (coraux). La plupart d'entre eux possède un squelette calcaire. Quelques rares organismes ont un squelette siliceux.

Organismes à squelette calcaire : algues, foraminifères, bryozoaires, coraux, brachiopodes, échinodermes, crustacés, mollusques.

Organismes à squelette siliceux : radiolaires, diatomées, spongiaires siliceux.

Endurcissement des sédiments

*Le passage d'un sédiment meuble à une roche consolidée est le résultat d'une longue transformation, appelée **diagenèse**, au cours de laquelle trois processus peuvent intervenir :*

- la **compaction** des sédiments profondément enfouis et comprimés sous d'autres sédiments,*
- la **cimentation** du matériel meuble par circulation d'eau minéralisée,*
- la **recristallisation** de certains composants du sédiment lui-même.*

Les principaux ciments sont la calcite (CaCO_3), la silice (SiO_2), plus rarement les oxydes de fer.

Les principales roches sédimentaires

Suivant leur mode de formation, on distingue trois grandes catégories de roches sédimentaires :

- les **roches détritiques**, provenant de l'accumulation des débris de roches pré-existantes,*
- les **roches organogènes**, formées par l'accumulation des restes d'animaux ou de plantes, principalement à squelette calcaire,*
- les **roches biochimiques**, issues de la précipitation de substances chimiques en solution dans l'eau des lacs ou des océans.*

Il faut néanmoins relativiser le caractère absolu de cette classification car une même roche peut montrer des caractéristiques de deux, voire des trois catégories ci-dessus.

Les roches détritiques

On classe les roches détritiques selon la taille de leurs constituants. On distingue :

- Les **conglomérats** sont constitués des éléments les plus grossiers (blocs, cailloux, graviers), liés par un ciment.
- Les **grès** sont constitués de sables liés par un ciment. On précise alors la nature du ciment - grès à ciment calcaire, à ciment ferrugineux - ou le degré de finesse des éléments - grès grossier, grès fin etc...
- Les **silts** et les **schistes argileux** sont constitués des éléments les plus fins, limon et argile.

Les constituants les plus habituels des roches détritiques sont le quartz, les débris de roches, les feldspaths, les micas et les minéraux argileux.

Nomenclature des roches détritiques

granulométrie	éléments	nature	roche
> 20 cm 20 cm à 2 cm 2 cm à 2 mm	blocs cailloux graviers	fragments de roches anguleux ou arrondis	conglomérat
2 mm à 0.05 mm	sables	quartz, feldspath	grès
0.05 à 0.002 mm	limons	quartz + argile	silt ou siltite
< 0.002 mm	argiles	minéraux argileux	schiste argileux

Les roches organogènes et biochimiques

Ces roches sont le produit des activités de la biosphère ou de la précipitation chimique de substances dissoutes dans les eaux des lacs ou des océans.

L'accumulation des squelettes d'organismes qui peuplent les lacs et les océans produit les roches **organogènes**. Ces squelettes sont le plus souvent formés de calcite (CaCO_3), beaucoup plus rarement de silice SiO_2 .

Les processus biochimiques responsables de la formation des roches du même nom sont très divers. Ce sont les dépôts de sel provoqués par l'évaporation de l'eau de mer dans les bassins fermés, les encroûtements qui accompagnent les résurgences thermales, ou encore les échanges chimiques dans les sédiments non encore consolidés.

Mentionnons en particulier les **évaporites**, ces dépôts issus de l'évaporation d'eau de mer ou de lacs salés. Ceux qui nous sont les plus familiers sont les dépôts de sel gemme (halite ou sel de cuisine), d'anhydrite et de gypse. Les évaporites ne sont pas uniquement le produit d'un processus purement chimique mais, pour elles aussi, l'intervention des micro-organismes favorise la précipitation de certains minéraux, bloque ou ralentit la précipitation des autres.

Les évaporites se forment de préférence dans des mers intérieures telle la Mer Morte ou la Mer Caspienne, et dans des lacs salés, tel le Lac Natron en Tanzanie. Elles se forment aussi dans les lagunes côtières séparées de la haute mer par des goulets peu profonds.

Bien que les minéraux des évaporites soient solubles dans l'eau, on en trouve des accumulations importantes dans des roches de toutes les époques. Elles ont résisté au temps grâce à la protection de roches argileuses imperméables qui les ont recouvertes.



Formation de sel sur le
Lac Assal, Djibouti

<i>Principaux minéraux des évaporites</i>			
<i>origine marine</i>		<i>origine lacustre*</i>	
<i>halite</i>	<i>NaCl</i>	<i>halite,</i>	<i>NaCl</i>
<i>sylvine</i>	<i>KCl</i>	<i>anhydrite,</i>	<i>CaSO₄</i>
<i>carnalite</i>	<i>KMgCl₃. 6H₂O</i>	<i>gypse</i>	<i>CaSO₄. 2H₂O</i>
<i>anhydrite</i>	<i>CaSO₄</i>	<i>epsomite</i>	<i>MgSO₄. 7H₂O</i>
<i>gypse</i>	<i>CaSO₄. 2H₂O</i>	<i>mirabilite</i>	<i>Na₂SO₄. 10H₂O</i>
		<i>trona</i>	<i>Na₂CO₃.NaHCO₃.2H₂O</i>
		<i>thénardite</i>	<i>NaSO₄</i>
		<i>glaubérite</i>	<i>CaSO₄.Na₂SO₄</i>

* il s'agit de bassins lacustres fermés soumis à une intense évaporation

Autres dépôts sédimentaires

On trouve encore d'autres roches mais qui, moins abondantes que celles que nous venons de décrire, jouent néanmoins un rôle important pour notre économie. **Les charbons** proviennent de l'accumulation et de la transformation de végétaux dans un milieu dépourvu d'oxygène. **Les hydrocarbures**, qui comprennent le pétrole liquide, les gaz et les bitumes, sont l'aboutissement d'un lent processus de transformation de matière organique d'origine planctonique en milieu marin réducteur totalement dépourvu d'oxygène. Mentionnons encore les roches ferrugineuses et les roches phosphatées d'origine sédimentaire qui sont des sources de matières premières importantes.

Description des roches sédimentaires

Les conglomérats et les grès

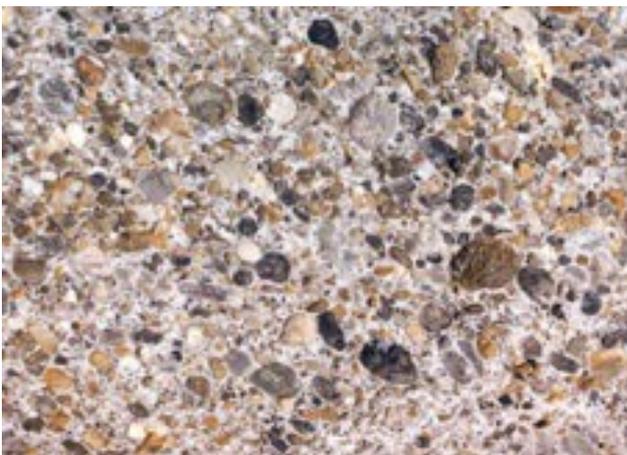
L'étude des conglomérats et des grès va bien au-delà de la simple description de leurs éléments et de la nature du ciment. En effet, les éléments qu'ils renferment sont les témoins des roches préexistantes dont ils sont issus. Leur arrangement, leur aspect et les fossiles qu'ils ont parfois conservés révèlent l'environnement géographique et climatique dans lequel ils se sont formés. Ils nous renseignent donc sur leur propre genèse.

Les éléments les plus grossiers des conglomérats sont des blocs d'anciennes roches fragmentées par l'érosion. Ils sont généralement noyés dans un ciment comportant des éléments plus fins (sable, limon, argile). Suivant le degré d'usure des éléments, on distingue **les brèches** aux éléments anguleux et on réserve le terme de **poudingues** aux roches dont les éléments sont arrondis.

Les éléments des grès sont les minéraux insolubles des roches préexistantes, principalement des grains de quartz. Si ces derniers laissent partiellement la place à d'autres minéraux, on qualifie la roche par des termes particuliers : grès feldspathique lorsqu'elle renferme une certaine proportion de feldspath, alors qu'un **grauwacke** désigne un grès sombre, constitué de débris de roches éruptives basiques, mêlés de quartz et de feldspath. On retrouve toujours dans les grès une partie des minéraux accessoires qui se trouvaient dans la roche originelle (zircon, grenats, tourmaline, apatite).

Si, lors de **la diagenèse** d'un sable ne renfermant que du quartz, les grains recristallisent en assurant leur auto-cimentation, ils se transforment en quartzite, roche dure de teinte claire qui, vue au microscope, montre des grains de quartz intimement soudés, parfois même engrenés les uns aux autres à la manière des pièces d'un puzzle.

Pour compléter la description d'un grès, on précise encore la nature du ciment : grès à ciment calcaire, à ciment siliceux ou encore à ciment ferrugineux.



Poudingue, Crête, Grèce



Grès, provenance inconnue



Brèche de Rosenlui, Berne, Suisse



Poudingue de Vallorcine, Valais, Suisse



Grès coquiller, Chavannes, Vaud, Suisse



Molasse, Oleyres, Vaud, Suisse

La Molasse

Le terme molasse désigne, dans nos régions, les formations détritiques provenant de la destruction de la chaîne alpine dès le début de son érection. Les produits de cette érosion se sont accumulés dans le bassin marin, lagunaire ou lacustre, qui bordait le flanc extérieur des Alpes. Ce sont principalement des grès à ciment calcaire et des conglomérats, accompagnés parfois de gypse ou de charbon. Les grès molassiques ont été utilisés pour confectionner des meules. Le terme latin mola désigne une meule.

Siltites et schistes argileux

Ce sont les roches détritiques à grains fins invisibles à l'œil nu, rarement perceptibles à la loupe. On les désigne souvent par le terme général de **pélites**. Leur étude ne peut se faire qu'au microscope électronique. Elles renferment environ 60% de minéraux argileux et 40% de quartz. C'est le monde des roches argileuses qui, consolidées ou meubles, représentent environ la moitié du volume des roches sédimentaires.



Argilite, Oberhalbstein, Grisons, Suisse

Argile et céramique

Depuis des millénaires, l'argile a servi à confectionner des briques et de la poterie. La plus noble des argiles, le kaolin, $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, est issu de la décomposition de l'orthose. Mélangé à l'eau, le kaolin additionné de quartz et de feldspath non décomposé, donne un pâte fine qu'on peut mettre en forme. Après cuisson, on obtient la céramique fine.

Les siltites proviennent de la compaction et de l'endurcissement des limons. Leur toucher rappelle celui d'un papier de verre ultra fin. On trouve tous les termes de passage entre un grès fin et une siltite. Il n'est pas toujours possible de faire la distinction à l'œil nu entre siltite et argile consolidée.

Les schistes argileux sont issus de la consolidation des dépôts de minéraux argileux dont les plus communs sont l'illite, la montmorillonite et la kaolinite. Au cours de leur compaction, ces minéraux prennent tous une même orientation, ce qui donne à la roche un aspect feuilleté. Les argilites sont généralement gris bleu. Elles sont parfois mauves ou rouges lorsqu'elles renferment un peu d'oxyde de fer ou de manganèse.

Mentionnons encore les tufs volcaniques qui résultent de la consolidation des produits de l'activité explosive des volcans, principalement des cendres volcaniques.

Les calcaires

Ce sont les calcaires qui constituent la plus grande partie des roches organogènes. Ils sont presque entièrement constitués de calcite ($CaCO_3$). De teinte généralement claire, blanc à jaunâtre, ils deviennent gris bleuté s'ils renferment un peu d'argile, alors qu'un peu de fer à l'état oxydé les colore en jaune brun. Ils forment dans la nature des bancs compacts plus ou moins épais. On identifie les calcaires en leur appliquant une goutte d'acide (le jus de citron ou le vinaigre conviennent aussi) qui produit alors une légère effervescence due au dégagement de CO_2 . Les calcaires se forment dans les mers peu pro-

fondes, chaudes ou tempérées, là où les micro-organismes sont abondants. Au-delà d'une certaine profondeur (5'000 m), les organismes calcaires sont dissous.

Les calcaires peuvent renfermer une proportion importante de sédiments détritiques et former des roches mixtes : ainsi la présence de grains de quartz contribue à former des **calcaires gréseux** alors qu'une proportion notable de calcaire dans les grès aboutit à des **grès calcaires**.

Il en est de même des minéraux argileux qui, en proportion croissante, forment **les calcaires argileux** (5 à 35% d'argile), **les marnes** (35 à 65 % d'argile), **les argiles calcaires** (65 à 95% d'argile).

La craie est un calcaire à grain très fin, poreux et friable, tachant les doigts, constitué par l'accumulation d'algues calcaires microscopiques.



Ammonite dans un calcaire



Calcaire, Vuiteboeuf, Vaud, Suisse

Les dolomies

Ce sont des roches constituées de cristaux de dolomite (Ca,MgCO_3). Contrairement au calcaire, la dolomie ne réagit pas à froid avec l'acide chlorhydrique. Les dolomies ont souvent une patine beige. Elles forment dans les Alpes d'imposants massifs ruiniformes qui font le bonheur des alpinistes. On trouve tous les termes de passage entre une dolomie pure et un calcaire : dolomie, dolomie calcaire, calcaire dolomitique et calcaire.

C'est Horace-Bénédict de Saussure et son fils Nicolas-Théodore qui ont décrit les premiers la dolomie. Ils lui ont attribué le nom de "dolomie" en l'honneur du géologue grenoblois Dolomieu.

Les alpinistes anglais ont ensuite pris l'habitude de désigner sous le nom de "Dolomites" la région du Tyrol italien constituée de massifs dolomitiques impressionnants.

L'origine des dolomies est restée longtemps problématique car aucun processus d'évaporation n'est capable d'aboutir à des dépôts de couches dolomitiques et, par ailleurs, on ne connaît aucun micro-organisme à squelette dolomitique. Ce n'est que récemment qu'on a découvert le mécanisme de leur formation. C'est la circulation de l'eau de mer à travers des

dépôts de boues calcaires perméables qui transforment lentement la calcite en dolomite. Cette transformation, qui est le résultat d'un échange d'ions entre le calcium et le magnésium, s'opère au cours de *la diagenèse*, dans des conditions de température qui correspondent déjà à une certaine profondeur d'enfouissement des sédiments.

Les roches siliceuses

D'une manière générale, on désigne les roches siliceuses par le terme de *chert*. Elles sont peu abondantes et ne représentent qu'à peine 1% de l'ensemble des roches sédimentaires. Les cherts ont une origine détritique, biologique et chimique. Les organismes à squelette siliceux sont beaucoup plus rares que ceux à squelette calcaire. Les principaux d'entre eux sont les diatomées, des algues microscopiques qui peuplent la surface des mers et des lacs et les radiolaires, micro-organismes du monde marin. Certaines éponges sécrètent un squelette siliceux. L'accumulation des squelettes de ces organismes auxquels peuvent s'ajouter de fines cendres volcaniques, alimente des boues riches en silice dont la cimentation aboutit à la formation de bancs de *radiolarites* et de *diatomites*. Ces dépôts se forment lentement en mer profonde, là où les conditions physico-chimiques empêchent les calcaires de se former. Quant au *silex*, il apparaît sous forme de nodules dans de nombreuses roches calcaires.

Les roches siliceuses sont composées des variétés microcristallines du quartz : *calcédoine*, *jaspe* et parfois même *d'opale*. Elles sont très dures, montrent un grain fin et une cassure esquilleuse qui a permis aux populations préhistoriques de les utiliser pour confectionner des outils tranchants.



Silex, provenance inconnue



Calcédoine, Iles Féroé



Qu'est-ce que le métamorphisme ?

Lorsqu'une roche est soumise à une augmentation de pression et de température, soit à la suite d'un enfouissement profond sous d'autres roches, soit qu'elle ait été exposée aux effets calorifiques de la proximité d'une intrusion magmatique, elle subit une transformation que les géologues appellent **métamorphisme**. L'aspect de la roche change et un nouvel assemblage minéralogique apparaît au détriment de celui qui existait auparavant. L'ensemble des roches qui ont subi les effets du métamorphisme constituent **les roches métamorphiques**.

On distingue deux types de métamorphisme :

- **le métamorphisme régional**, provoqué par une augmentation de pression et de température sans modification globale importante de la composition chimique. Il est provoqué par l'accumulation d'épaisseurs considérables de sédiments dans un bassin de sédimentation ou celui de la superposition de nappes de plis lors de la formation de chaînes de montagnes.
- **le métamorphisme de contact**, limité dans l'espace à la proximité d'une intrusion magmatique, marqué principalement par une augmentation de la température sans augmentation de pression et par des apports chimiques silicatés provenant du magma.

Toutes les roches, quelle que soit leur origine, sont susceptibles de subir les effets du métamorphisme à un moment quelconque de leur évolution.

Où commence le métamorphisme, où finit-il ?

La diagenèse, cette transformation à basse température d'un sédiment meuble en une roche consolidée, pourrait déjà être considérée comme un début de métamorphisme. Toutefois, les pétrographes ont établi une coupure arbitraire et ne considèrent comme appartenant au métamorphisme que les phénomènes qui se déroulent au-dessus de 200° C et de 2 kb (= 2'000 bars).

À l'opposé, la fusion partielle ou totale d'une roche sous l'effet d'une augmentation très importante de la température constitue le terme ultime du métamorphisme. Ce sont alors les processus caractérisant la genèse des roches éruptives qui entrent en jeu.

Les géologues parlent d'épizone, de mésozone et de catazone pour désigner l'intensité de métamorphisme

Les causes du métamorphisme

La température s'élève avec la profondeur



Depuis des siècles déjà, les mineurs avaient constaté que la température des roches augmentait au fur et à mesure qu'on s'enfonçait plus profondément dans le sous-sol de la croûte terrestre. Les mesures effectuées montrent que la température s'élève en moyenne de 1° C chaque fois qu'on descend de 33 mètres. Au milieu du tunnel du Simplon par exemple, la température de la roche est de 52° C. Cette augmentation n'est pas uniforme sur toute la Terre : elle est plus importante dans les régions volcaniques ou le long de failles importantes, plus faible dans les régions constituées de roches très anciennes.

La pression augmente

Le poids des roches impose une augmentation de la pression d'environ 250 à 300 bars chaque fois qu'on s'enfonce de 1'000 mètres. Cette pression est de type lithostatique¹, c'est-à-dire qu'elle s'exerce d'une manière identique dans toutes les directions de l'espace. L'augmentation de la pression favorise la formation de minéraux denses.

Ainsi, avec l'augmentation de la pression, le disthène, Al_2SiO_5 , se développe au détriment de l'andalousite, qui a la même composition chimique mais qui est moins dense. En plus de la pression lithostatique, les roches sont très souvent soumises à des pressions orientées dues aux poussées unidirectionnelles qui s'exercent sur elles lors de la formation des chaînes de montagne. Les pressions orientées provoquent la fissuration des roches. Celle-ci favorise la circulation de fluides et facilite du même coup les transformations chimiques au sein de la roche. Les pressions orientées sont aussi responsables de l'apparition de la schistosité, cette structure en feuillets qui caractérise de nombreuses roches métamorphiques.



Disthène, minéral de haute pression

¹ Analogue au terme hydrostatique qui implique le poids d'une colonne d'eau, le terme lithostatique désigne la pression produite par le poids de la colonne de roche sus-jacente.

Les fluides s'activent aussi

Sous l'effet de la chaleur, l'eau qui imprègne les roches ainsi que celle renfermée dans de nombreux minéraux, en particulier les argiles, les micas et les amphiboles, est libérée, devient active, facilitant et accélérant les échanges chimiques entre minéraux. De même, le CO₂ libéré par la dissociation des carbonates, facilite les déplacements chimiques au sein de la roche. Par exemple, la réaction entre de la calcite et le quartz aboutit à la formation de wollastonite et libère du gaz carbonique (CO₂) selon le schéma suivant :



Ce sont de nombreuses réactions de ce type qui modifient les assemblages minéralogiques au sein d'une même roche. Les constituants fluides jouent donc un rôle prépondérant dans ces transformations. Sans eux, le métamorphisme serait presque inexistant

Les effets du métamorphisme

Des minéraux nouveaux apparaissent

Au cours du métamorphisme, des minéraux nouveaux se développent au détriment des anciens assemblages minéralogiques. Certains d'entre eux sont spécifiques d'une origine métamorphique, comme le talc, l'actinote, la serpentine, les grenats, le disthène, l'andalousite, la sillimanite, la wollastonite, la cordiérite, ou encore le corindon. D'autres au contraire, bien qu'apparaissant au cours du métamorphisme, ne sont pas spécifiques du phénomène car on les trouve en abondance dans les roches éruptives. C'est le cas des feldspaths, de la muscovite, de la biotite, de la hornblende ou du quartz.

Ce sont les témoins de l'intensité du métamorphisme

L'apparition de nouveaux minéraux dépend de la composition minéralogique originelle de la roche et de l'intensité du phénomène. Un métamorphisme faible voit se former le talc, la chlorite, l'épidote. Puis, lorsque le phénomène s'intensifie, on voit apparaître les grenats, le disthène, les micas, alors que la staurotide, la sillimanite, ou le corindon caractérisent des conditions d'un métamorphisme intense.

Les conditions de formation de ces minéraux sont bien connues et leur assemblage est le témoin des conditions de température et de pression auxquelles la roche a été soumise. Pour les géologues, ces minéraux jouent les rôles de thermomètre et de baromètre.

<i>Principaux minéraux indicateurs du métamorphisme</i>			
	<i>Intensité du métamorphisme</i>		
<i>Roche originelle</i>	<i>faible</i>	<i>moyen</i>	<i>intense</i>
<i>sédiments argileux (séquences pélitique et quartzo-feldspathique)</i>	<i>quartz chlorite muscovite albite</i>	<i>quartz muscovite biotite feldspath almandin disthène staurotide sillimanite andalousite</i>	<i>quartz orthose biotite pyrope sillimanite disthène corindon</i>
<i>roches calcaro-argileuses (séquence carbonatée)</i>	<i>calcite dolomie magnésite épidote trémolite serpentine talc</i>	<i>calcite épidote trémolite diopside vésuvianite forstérite grossulaire</i>	<i>plagioclases calcite diopside quartz</i>
<i>roches basiques (séquences basique et magnésienne)</i>	<i>albite épidote chlorite calcite actinote prehnite zéolites</i>	<i>albite épidote hornblende plagioclase grenat</i>	<i>plagioclase diopside hypersthène grenat olivine</i>

La schistosité, conséquence du métamorphisme

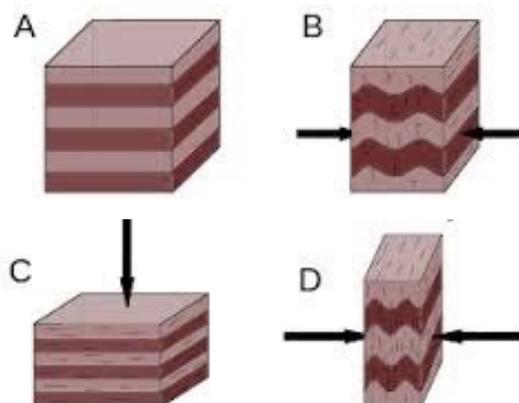
La plupart des roches métamorphiques ont un aspect feuilleté que les géologues nomment *schistosité*. La texture est alors caractérisée par une orientation préférentielle des minéraux, dont l'aplatissement ou l'allongement se développent dans une même direction, faisant apparaître ainsi l'aspect schisteux propre à de nombreuses roches métamorphiques. Ce sont les pressions orientées qui provoquent la schistosité, en particulier celles qui prédominent au sein des chaînes de montagne en formation.



Apparition d'une schistosité due à une pression orientée

Développement des minéraux dans les roches métamorphiques

Lorsque les contraintes mécaniques qui s'exercent sur un minéral ne sont pas uniformes, l'énergie de formation des cristaux est plus élevée sur les faces exposées à la plus forte pression, plus faible sur les faces soumises à une pression moindre. Par raison d'économie d'énergie, la matière aura tendance à migrer des zones de pression élevée vers celles qui sont moins sollicitées. Ce phénomène est beaucoup plus marqué pour les minéraux dont le réseau cristallin est orienté favorablement. Ceux-ci se développent au détriment de ceux dont le réseau n'a pas la bonne orientation. Cela explique pourquoi certains minéraux croissent alors que d'autres disparaissent.



Effet de la pression orientée sur les roches

La diversité du métamorphisme

Le métamorphisme régional

Ce métamorphisme affecte des volumes de roches considérables, et les parties qui affleurent en surface s'étendent souvent sur des milliers de kilomètres carrés. Il est dû à l'enfouissement que subissent inéluctablement les roches qui sont entraînées dans les lents bouleversements qu'implique la formation des chaînes de montagnes. Des millions d'années après avoir subi les mécanismes qui les ont métamorphosées à divers degrés, ces roches réapparaissent en surface après que l'érosion ait fait disparaître les couches qui les recouvraient.

Lors du métamorphisme régional (que certains géologues appellent aussi métamorphisme général) la pression et la température augmentent parallèlement. Les roches présentent pratiquement toujours une forte schistosité, témoin des pressions orientées qu'elles ont subies au cours des mouvements orogéniques.

Le métamorphisme de contact

Lorsqu'une masse magmatique se met en place en profondeur, elle apporte avec elle une quantité considérable de chaleur qui va réchauffer les roches avoisinantes. En plus, les parties les plus volatiles du magma ont tendance à migrer vers les roches voisines. L'importance du réchauffement des roches et la quantité des apports silicatés dépendent de la masse de roches intrusives. Plus elle est importante, plus son influence dans le temps sera longue. L'épaisseur de la zone affectée par le métamorphisme varie d'une situation à l'autre : au contact d'un mince filon, la roche encaissante ne sera affectée que sur quelques centimètres alors qu'au contact d'un massif important elle pourra être transformée sur plus d'un kilomètre d'épaisseur.

Par ailleurs, l'influence du métamorphisme diminuant au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la roche magmatique, on va observer une zonation, témoin d'un métamorphisme décroissant. On parle alors d'une **auréole de métamorphisme**.

Ce sont les roches calcaire-argileuses qui sont les plus sensibles au métamorphisme de contact. L'apport de solutions silicatées favorise l'apparition de silicates d'aluminium (andalousite, wollastonite), de silicates d'aluminium et de calcium (grossulaire) ou encore de minéraux renfermant du fer ou du magnésium (andradite, forstérite etc...).

Le faciès, expression de l'intensité du métamorphisme

Les roches métamorphiques sont tellement variées dans leur aspect qu'il est difficile d'établir une classification cohérente.

Aussi les pétrographes ont-ils introduit la notion de **faciès métamorphique**, qu'on pourrait définir comme étant l'ensemble des conditions de pression et de température qui ont prévalu lors du métamorphisme d'une roche.

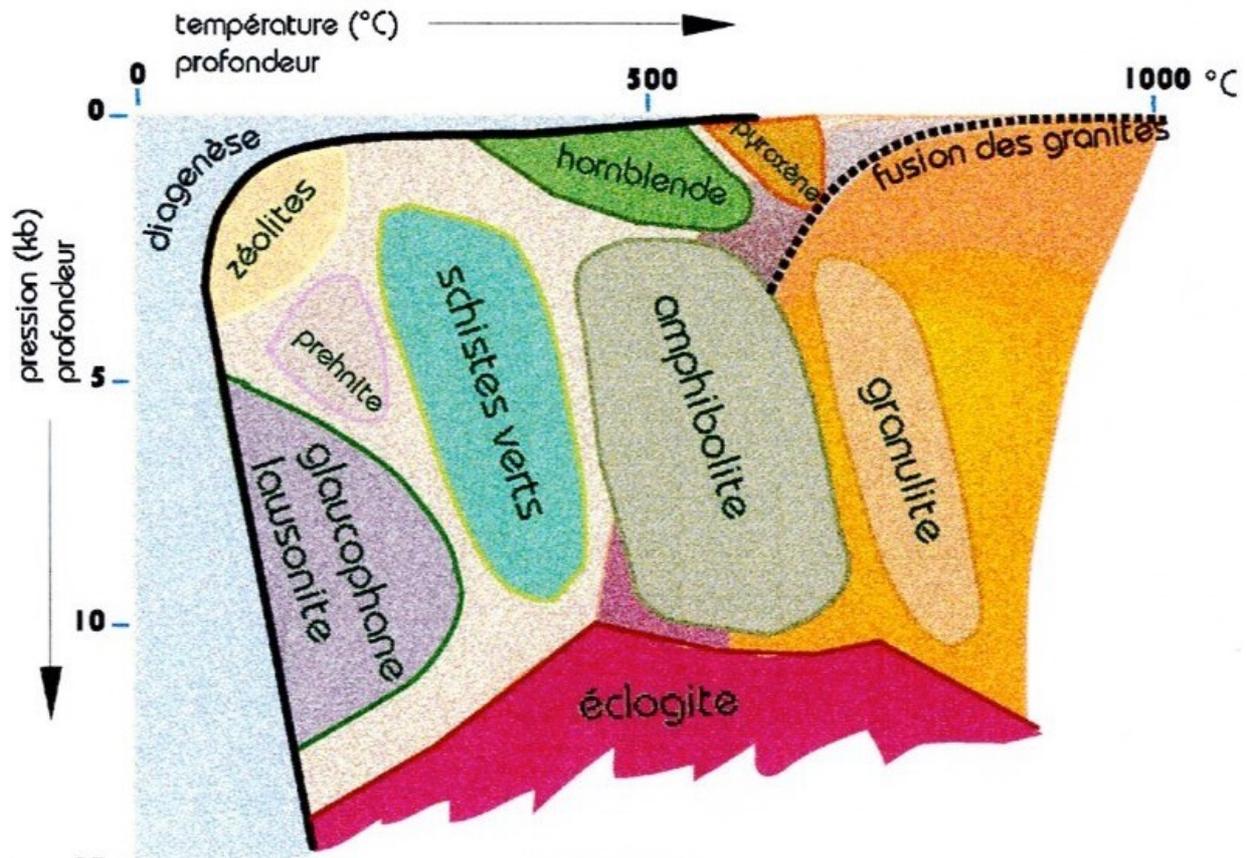


Tableau montrant l'évolution d'une roche de la séquence basique en fonction de l'augmentation de la pression et de la température.

À l'intérieur d'un diagramme "pression température", les différents faciès occupent une surface bien délimitée correspondant à l'apparition de minéraux types de la séquence dite basique² (choisie pour sa grande sensibilité aux effets du métamorphisme).

² Voir tableau de la page 47

Nomenclature des roches métamorphiques

Les roches issues du métamorphisme sont très variées dans leur aspect et dans leur composition minéralogique. Leur nomenclature est compliquée car elle utilise des termes dont certains décrivent la texture, d'autres la composition minéralogique, d'autres encore, les conditions même du métamorphisme.

Influence de la roche originelle

La composition originelle des roches soumises au métamorphisme joue un rôle important dans le produit qui en résultera. Selon leur composition initiale, les pétrographes ont subdivisé les roches métamorphiques en un certain nombre de catégories qu'ils ont appelées *séquences métamorphiques*.

La *séquence pélitique*, par exemple, réunit l'ensemble des roches détritiques quartzo-argileuses, la *séquence basique* l'ensemble des roches éruptives pauvres en silice et riches en éléments ferro-magnésiens tels les basaltes, les gabbros ou les péridotites.

Evolution des roches soumises au métamorphisme		
————— métamorphisme croissant —————>		
Séquence	Roche originelle	Roche métamorphique
pélitique	sédiment argileux	⇒ ardoise, phyllade, micaschiste, gneiss
quartzo-feldspathique	grès, arkose, granite	⇒ schiste cristallins, gneiss
carbonatée	calcaire ou dolomie	⇒ marbre, skarn
basique	gabbro ou basalte	⇒ schiste vert, amphibolite, éclogite
ultra-basique	péridotite, pyroxénite	⇒ serpentinite, talcschiste, chlorito-schiste

Termes désignant la texture

Bien que désignant une texture, ces termes ont aussi une valeur génétique, car les roches qu'ils décrivent correspondent à des conditions de métamorphisme particulières. En voici quelques-uns :

Cornéenne Roche à grain fin d'aspect corné, sans schistosité marquée, caractérisant le métamorphisme de contact. La composition minéralogique est variable suivant la roche originelle. Les cornéennes peuvent être micacées, feldspathiques ou quartziques.

Phyllade Roche à schistosité marquée, à grain fin non visible à l'oeil nu. Ce sont des roches de faible métamorphisme. L'aspect satiné est dû à l'abondance des minéraux micacés. La fissilité, c'est à dire de la tendance de la roche à se

débiter selon une même direction, provient de l'alignement des minéraux tabulaires. Ce sont des schistes ardoisiers ou de vraies ardoises.

Schiste Roche à grain fin à moyen, à schistosité marquée, renfermant de nombreux minéraux lamellaires orientés parallèlement les uns aux autres. Le quartz montre une tendance à se séparer des autres minéraux et à se disposer en lits fins. Ce sont des roches de métamorphisme moyen. Les minéraux types sont le quartz, la muscovite et la biotite. Lorsqu'il y a prédominance de mica, on parle de *micaschiste*. Avec une abondance de chlorite on parle de *chloritoschiste*. On parle aussi de *talcschiste* lorsque le talc est présent.

Gneiss Roche massive granulaire à schistosité marquée, dans laquelle des lits de minéraux lamellaires de teinte sombre (biotite, hornblende) alternent avec des lits constitués de minéraux de teinte claire (quartz, feldspath). Les gneiss sont l'aboutissement d'un métamorphisme très intense. Les gneiss issus du métamorphisme d'un granite sont appelés *orthogneiss*. Ceux issus du métamorphisme d'autres roches prennent le nom de *paragneiss*. On appelle encore *gneiss œillé* une roche dans laquelle on trouve des gros cristaux de feldspath.

Termes décrivant la composition minéralogique

Ce sont des adjectifs dérivés de noms de roches éruptives de composition semblable : *gneiss granitique*, *gneiss dioritique*, ou dérivés de noms des minéraux qui prédominent dans la roche : *schiste micacé* (ou *micaschiste*), *schiste sériciteux*, *talcschiste*.



Schiste à grenats, Tyrol



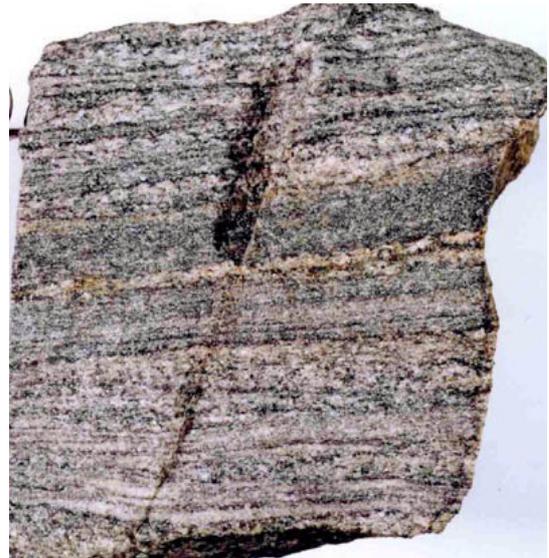
Serpentinite, Tarasp, Suisse



Talcschiste, Carpathes



Schiste à actinote et grenats



Gneiss, Suisse

Termes particuliers

Les roches métamorphiques sont si variées, que les termes mentionnés ci-dessus sont insuffisants pour les décrire toutes. Certains termes d'usage courant décrivent simultanément la texture et la composition ou bien encore la prédominance d'une espèce minérale. D'autres encore désignent des ensembles de roches ayant en commun un même type de transformation :

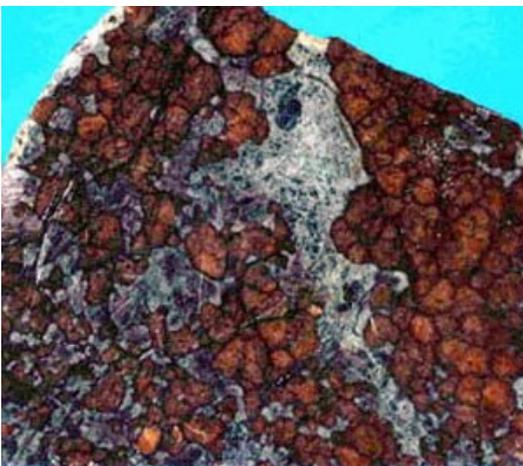
- Marbre* Roche granulaire à aspect saccharoïde, constituée de grains de calcite ou de dolomite, produite par métamorphisme de contact des calcaires ou des dolomies.
- Skarn* Calcaire impur, métamorphisé au contact d'une intrusion magmatique avec apport silicaté important, renfermant de nombreux silicates de calcium: diopside, wollastonite, grenats calciques etc...
- Quartzite* Roche compacte presque entièrement constituée de grains de quartz soudés les uns aux autres.
- Roches vertes* Terme général désignant les produits métamorphiques des roches basiques profondes ou volcaniques, dont la couleur verte est due aux minéraux ferro-magnésiens (pyroxène, amphibole, olivine, chlorite et serpentine).
- Amphibolite* Roche constituée d'amphibole et de plagioclase, témoin d'un métamorphisme moyen à intense d'anciens gabbros ou basaltes.
- Eclogite* Roche massive constituée de pyroxène vert et de grenat rouge, provenant d'anciens basaltes ou gabbros, caractérisant un métamorphisme de haute pression.



Marbre, Carrare



Marbre veiné fortement plissé



Eclogite, Afrique du Sud
C'est le terme le plus intense du métamorphisme régional.
La roche originelle est un gabbro,

La vie des roches

La Terre est une planète géologiquement vivante. Aujourd'hui encore, en profondeur, des magmas élaborent les roches éruptives qui apparaîtront à la surface de notre globe dans quelques dizaines de millions d'années. Les volcans crachent les laves qui forment de nouvelles roches volcaniques.

Sur les continents, l'érosion poursuit la destruction des reliefs, fournissant le matériel nécessaire à la formation de nouvelles roches sédimentaires.

Dans les profondeurs des continents, la chaleur, la pression et les infiltrations hydrothermales modifient continuellement les roches en les métamorphisant.

Inlassablement, depuis 4 milliards et demi d'années, la matière minérale est modelée, transformée, détruite puis utilisée à nouveau pour élaborer de nouvelles roches.

*Le mécanisme qui anime cette activité géologique est **la chaleur**. C'est celle qui est encore stockée dans les profondeurs de notre planète et à laquelle s'ajoute celle dégagée par la **radioactivité naturelle** des roches granitiques. Cette chaleur interne est le moteur qui déplace les continents, construit les chaînes de montagne, génère les magmas et produit le métamorphisme.*

*Il ne faut pas oublier non plus **l'énergie solaire** qui est responsable de la destruction des reliefs, de la formation des roches sédimentaires et rend possible l'existence de la vie, elle-même génératrice des roches organogènes.*

Glossaire

<i>Acide</i>	<i>Qualifie les roches riches en silice (SiO₂) et en éléments alcalins (potassium et sodium). Synonyme de felsitique.</i>
<i>Amphiboles</i>	<i>Famille de minéraux (silicates ferro-magnésiens hydratés) qu'on trouve dans les roches éruptives pauvres en silice et dans certaines roches métamorphiques.</i>
<i>Amphibolite</i>	<i>Roche métamorphique constituée d'amphibole et de plagioclase, dérivant d'anciens gabbros ou basaltes.</i>
<i>Andésite</i>	<i>Roche caractéristique du volcanisme des zones de subduction. C'est l'équivalent volcanique d'une diorite.</i>
<i>Anorthosite</i>	<i>Roche éruptive profonde constituée de plus de 80% de plagioclases (andésine-labrador), accompagnés de pyroxènes, d'amphiboles, parfois de biotite. C'est le produit de la différenciation magmatique des gabbros.</i>
<i>Ardoise</i>	<i>Roche sédimentaire ou faiblement métamorphique à grain très fin, à surface légèrement satinée, noire, gris-bleu ou violacée, se débitant en plaquettes. Appelée aussi schiste ardoisier.</i>
<i>Argile</i>	<i>Terme désignant soit les minéraux de la famille des argiles, soit une roche meuble compacte, composée pour l'essentiel de ces minéraux.</i>
<i>Argile calcaire</i>	<i>Roche argileuse renfermant un peu de calcaire.</i>
<i>Argilite</i>	<i>Roche détritique consolidée constituée de minéraux argileux.</i>
<i>Auréole métamorphique</i>	<i>Zone concentrique montrant un métamorphisme décroissant lorsqu'on s'éloigne d'une intrusion magmatique qui a généré un métamorphisme de contact.</i>
<i>Basalte</i>	<i>Roche volcanique très commune, constituée de plagioclases (bytownite ou labrador), de pyroxène, parfois d'olivine. C'est l'équivalent volcanique d'un gabbro.</i>
<i>Basique</i>	<i>Qualifie les roches pauvres en silice et riche en éléments ferro-magnésiens. Synonyme de mafique.</i>
<i>Batholite</i>	<i>Massif de roche éruptive, de forme grossièrement elliptique, dont l'extension peut dépasser plusieurs dizaines de km.</i>
<i>Biochimique</i>	<i>Qualifie les roches dont la genèse est due à l'action conjointe d'organismes vivants et de processus chimiques.</i>
<i>Bombe</i>	<i>Fragment de lave encore visqueuse projeté dans l'air par l'activité explosive d'un volcan. En tournoyant sur elle-même au cours de sa trajectoire elle prend parfois la forme d'un fuseau.</i>
<i>Brèche</i>	<i>Roche détritique constituée d'éléments anguleux grossiers liés par un ciment.</i>
<i>Calcaire</i>	<i>Roche d'origine biochimique constituée de grains très fins de calcite.</i>
<i>Calcaire gréseux</i>	<i>Calcaire renfermant une certaine quantité de grains de quartz.</i>

<i>Calcaire argileux</i>	<i>Calcaire comportant une certaine quantité d'argile.</i>
<i>Calcédoine</i>	<i>Forme microcristalline de quartz agencée souvent en fibres</i>
<i>Calco-sodique</i>	<i>Qualifie les minéraux ou les roches riches en calcium et en sodium. Les plagioclases sont des feldspaths calco-sodiques.</i>
<i>Charbon</i>	<i>Roche sédimentaire constituée presque exclusivement de carbone.</i>
<i>Chert</i>	<i>Roche sédimentaire formée de calcédoine ou d'opale d'origine chimique ou biochimique. Nom général qualifiant tous les nodules siliceux.</i>
<i>Chlorisoschiste</i>	<i>Schiste caractérisé par une certaine abondance de chlorite qui lui confère un aspect satiné vert foncé.</i>
<i>Cimentation</i>	<i>Consolidation de matériel meuble par circulation d'eau minéralisée.</i>
<i>Compaction</i>	<i>Compression et durcissement de sédiments enfouis et comprimés sous d'autres sédiments.</i>
<i>Conglomérat</i>	<i>Terme général regroupant toutes les roches détritiques à éléments grossiers.</i>
<i>Cornéenne</i>	<i>Roche de métamorphisme de contact très dure, compacte, à aspect corné, dont la composition minéralogique, variable, dépend de la roche originelle.</i>
<i>Craie</i>	<i>Roche sédimentaire calcaire à grain très fin, poreuse et friable, constituée par l'accumulation de débris de micro-organismes.</i>
<i>Croûte continentale</i>	<i>Ossature des continents d'une trentaine de km d'épaisseur constituée essentiellement de roches granitiques recouverte d'une mince couche de roches sédimentaires.</i>
<i>Croûte océanique</i>	<i>Ossature des fonds océaniques épais de moins de 10 km, constituée principalement de roches éruptives basaltiques.</i>
<i>Dacite</i>	<i>Roche représentant l'équivalent volcanique des granodiorites, constituée d'orthose, plagioclase, quartz, biotite et amphibole.</i>
<i>Dérive des continents</i>	<i>Première hypothèse émise par Alfred Wegener qui envisageait un déplacement lent des continents les uns par rapport aux autres. Confirmé actuellement sous le nom de tectonique des plaques.</i>
<i>Déritique</i>	<i>Qualifie les roches et les dépôts issus de l'accumulation des débris de l'érosion.</i>
<i>Diagenèse</i>	<i>Ensemble des phénomènes qui provoquent l'endurcissement des</i>
	<i>sédiments meubles, les transformant en roches sédimentaires.</i>
<i>Diatomite</i>	<i>Roche siliceuse formée par l'accumulation de diatomées.</i>

Métamorphose de roches sédimentaires au contact d'un magma qui génère de la chaleur et diffuse des fluides. L'intensité des transformations diminue avec la distance du magma, générant une "auréole de métamorphisme".

<i>Différenciation</i>	<i>Séparation d'un magma en plusieurs phases de composition chimique et minéralogique différente.</i>
<i>Diorite</i>	<i>Roche éruptive profonde, intermédiaire entre les granites et les gabbros, composée de plagioclase, d'amphibole et de biotite.</i>
<i>Dolomie</i>	<i>Roche sédimentaire calcaire d'origine chimique, constituée d'au moins 50% de dolomite (Ca,Mg)(CO₃)₂.</i>
<i>Dorsale océanique</i>	<i>Chaîne volcanique sous-marine active sise au milieu d'un océan, à la limite de deux plaques océaniques. Porte aussi le nom de rift.</i>
<i>Eclogite</i>	<i>Roche rare, constituée de grenat et de pyroxène, représentant un des termes les plus intenses du métamorphisme régional. La roche originelle est un gabbro.</i>
<i>Endurcissement</i>	<i>Appelé aussi diagenèse, c'est le passage d'un sédiment de l'état meuble à un état consolidé.</i>
<i>Erosion</i>	<i>Ensemble des phénomènes physiques qui entraînent la destruction des roches.</i>
<i>Etage géologique</i>	<i>Subdivision des époques géologiques.</i>
<i>Evaporite</i>	<i>Terme général désignant les roches formées par la précipitation de minéraux dans des bassins marins ou lacustres en voie d'évaporation.</i>
<i>Fusion</i>	<i>Passage de la phase solide à la phase liquide par augmentation de la température.</i>
<i>Fusion partielle</i>	<i>Fusion incomplète des roches qui aboutit à une phase liquide, le magma, et à un reliquat non encore fondu.</i>
<i>Faciès</i>	<i>Terme descriptif génétique qui décrit les conditions de pression et de température auxquelles la roche a été soumise. Pour les roches métamorphiques, les termes choisis sont généralement ceux de la séquence basique (faciès schiste vert, par exemple). Pour les roches sédimentaires, les termes désignent les conditions de sédimentation (faciès récifal).</i>
<i>Feldspaths</i>	<i>Importante famille de minéraux, constitués de silicates potassiques et calco-sodiques, présents dans presque toutes les roches éruptives et sur l'identité desquels est basée la classification de ces roches</i>
<i>Feldspathoïde</i>	<i>Famille de minéraux correspondant à des sortes de feldspaths pauvres en silice.</i>
<i>Felsitique</i>	<i>Qualifie les roches riches en silice et en feldspath alcalin. Synonyme d'acide.</i>
<i>Ferro-magnésien</i>	<i>Qualifie les minéraux et les roches riches en fer et en magnésium.</i>
<i>Gabbro</i>	<i>Roche éruptive profonde constituée de plagioclase calcique (bytownite-labrador), d'amphibole et de pyroxène. C'est l'équivalent profond des basaltes.</i>
<i>Gneiss</i>	<i>Roche métamorphique à grains bien visibles, caractérisée par une alternance de lits sombres constitués d'amphibole et de mica, avec des lits très clairs, constitués de feldspaths et de quartz. La</i>

composition minéralogique est souvent identique à celle des granites.

<i>Gneiss œillé</i>	<i>Gneiss présentant des "gros yeux" blanc de feldspath.</i>
<i>Granite</i>	<i>Roche éruptive profonde très commune, constituée de feldspath alcalin (orthose, albite), de quartz, de mica, plus rarement d'amphibole.</i>
<i>Granodiorite</i>	<i>Roche éruptive profonde intermédiaire entre le granite et la diorite.</i>
<i>Grauwacke</i>	<i>Grès sombre, constitué de quartz, feldspath, et débris abondants de roches à grain fin dans un ciment assez abondant.</i>
<i>Grès</i>	<i>Roche sédimentaire détritique constituée principalement de grains de quartz liés par un ciment.</i>
<i>Grès calcaire</i>	<i>Grès renfermant une proportion notable de calcaire.</i>
<i>Hydrocarbures</i>	<i>Composés organiques constitués exclusivement d'atomes de carbone et d'hydrogène. Ils sont produits par la décomposition de matières organiques à l'abri de l'air puis piégées au sein de roches sédimentaires.</i>
<i>Ignimbrite</i>	<i>Roche volcanique résultant de la consolidation de nuées ardentes.</i>
<i>Jaspe</i>	<i>Roche sédimentaire constituée d'un mélange de quartz microcristallin et d'un peu d'argile.</i>
<i>Lave</i>	<i>Magma qui atteint la surface du globe et qui, après dégazéification, prend le nom de lave et s'écoule par gravité comme un grand fleuve brûlant.</i>
<i>Lapilli</i>	<i>Projections volcaniques dont la taille va de quelques millimètres à quelques centimètres.</i>
<i>Limon</i>	<i>Dépôt détritique fin, dont la taille des grains est intermédiaire entre celle du sable et de l'argile.</i>
<i>Lithostatique</i>	<i>Qualifie la pression engendrée en profondeur par le poids des roches sus-jacentes.</i>
<i>Loess</i>	<i>Dépôt sédimentaire continental non consolidé, résultant du transport puis du dépôt de poussière par le vent.</i>
<i>Mafique</i>	<i>Qualifie les roches et les minéraux riches en magnésium et en fer. Synonyme de basique.</i>
<i>Magma</i>	<i>Mélange silicaté en fusion issu du manteau supérieur qui tend à s'élever à travers la croûte terrestre.</i>
<i>Manteau</i>	<i>Ensemble des roches qui constituent l'enveloppe silicatée du globe terrestre, juste en-dessous de la croûte terrestre, et qui s'étend jusqu'au noyau métallique, à 2900 km de profondeur.</i>
<i>Marbre</i>	<i>Roche issue du métamorphisme d'un calcaire, soit au contact d'une intrusion magmatique, soit dans le contexte du métamorphisme général. C'est une roche de couleur claire, à l'aspect saccharoïde, constituée de grains de calcites visibles à l'oeil nu.</i>
<i>Marne</i>	<i>Roche consolidée constituée d'un mélange d'argile et de calcaire.</i>

<i>Métamorphisme</i>	<i>Phénomène transformant une roche en une autre roche sous l'effet de l'augmentation de la température et de la pression.</i>
<i>Métamorphique</i>	<i>Qualifie une roche qui a subi un certain métamorphisme.</i>
<i>Micas</i>	<i>Famille de minéraux silicatés, reconnaissables à leur habitus en feuillets ou en paillettes.</i>
<i>Micaschiste</i>	<i>Schiste renfermant passablement de micas dont les paillettes se disposent parallèlement les unes aux autres.</i>
<i>Molasse</i>	<i>Nom générique des roches détritiques (grès, conglomérat) provenant de la destruction de la chaîne alpine.</i>
<i>Monominéral</i>	<i>Adjectif qui qualifie une roche faite d'une seule espèce de minéral. Exemple : le marbre n'est constitué que de grains de calcite.</i>
<i>Noyau métallique</i>	<i>Partie centrale de notre planète constituée d'une masse métallique solide faite d'un alliage Fer/Nickel, entourée d'une couche liquide ou pâteuse de même composition.</i>
<i>Obsidienne</i>	<i>Roche riche en silice entièrement vitreuse.</i>
<i>Olivine</i>	<i>Minéral de formule $(Fe,Mg)_2SiO_4$ présent dans les roches éruptives très pauvres en silice.</i>
<i>Opale</i>	<i>Minéral composé de silice hydratée en grande partie amorphe.</i>
<i>Organogène</i>	<i>Adjectif qualifiant les roches issues de l'activité d'organismes marins.</i>
<i>Orthogneiss</i>	<i>Gneiss dont la roche originelle est éruptive.</i>
<i>Panache</i>	<i>Courant ascensionnel chaud dans le manteau terrestre, ayant la géométrie d'une colonne, imaginé par les géologues pour expliquer les "points chauds" au-dessus desquels on trouve des zones volcaniques actives.</i>
<i>Paragneiss</i>	<i>Gneiss dont la roche originelle est sédimentaire.</i>
<i>Pegmatite</i>	<i>Roche satellite des roches granitiques, caractérisée par des minéraux de grande taille aux formes cristallines bien individualisées, composée d'orthose, albite, quartz et mica. Renferme aussi souvent tourmaline, lépidolite, béryl, topaze, cassitérite, wolframite.</i>
<i>Pélite</i>	<i>Terme désignant d'une manière générale une roche détritique à grain très fin.</i>
<i>Pélitique</i>	<i>Qualificatif désignant d'une manière générale les roches détritiques à grains très fins.</i>
<i>Péridotite</i>	<i>Roche éruptive profonde constituée de pyroxène et d'olivine avec parfois un peu d'amphibole.</i>
<i>Période géologique</i>	<i>Grande subdivision des ères géologiques.</i>
<i>Phonolite</i>	<i>Equivalent volcanique d'une syénite néphélinique.</i>
<i>Phyllade</i>	<i>Roche faiblement métamorphique à schistosité marquée, à grains fins non visibles à l'oeil nu.</i>
<i>Plagioclase</i>	<i>Série continue de minéraux intermédiaires entre l'albite et l'anorthite.</i>

<i>Plutonique</i>	<i>Terme ancien qui qualifie les roches magmatiques qui ont cristallisé en profondeur.</i>
<i>Point chaud</i>	<i>Zone ponctuelle du manteau supérieur, plus chaude que les régions avoisinantes et source de quantités importantes de magmas qui alimentant les volcans situés à l'aplomb de cette zone.</i>
<i>Polyminéral</i>	<i>Constitué de plusieurs espèces minérales.</i>
<i>Ponce</i>	<i>Roche volcanique vitreuse très poreuse, de teinte claire et de densité très faible. Provient du gonflement des obsidiennes.</i>
<i>Poudingue</i>	<i>Roche détritique constituée d'éléments arrondis grossiers liés par un ciment.</i>
<i>Pyroxènes</i>	<i>Famille de minéraux (silicates ferro-magnésiens) qu'on trouve dans les roches éruptives pauvres en silice et dans certaines roches métamorphiques.</i>
<i>Pyroxénite</i>	<i>Roche métamorphique constituée presque exclusivement de pyroxène.</i>
<i>Quartzite</i>	<i>Roche sédimentaire ou métamorphique dérivant des grès, constituée essentiellement de grains de quartz autocimentés les uns aux autres.</i>
<i>Radiolarite</i>	<i>Roche siliceuse provenant de l'accumulation de squelettes de radiolaires.</i>
<i>Rhyolite</i>	<i>Roche à grain très fin de teinte claire, équivalent volcanique des granites.</i>
<i>Roche verte</i>	<i>Terme général désignant les dérivés métamorphiques des roches basiques profondes ou volcaniques, dont la couleur verte est due aux minéraux ferro-magnésiens (pyroxène, amphibole, olivine, chlorite et serpentine).</i>
<i>Schiste</i>	<i>Terme très général désignant toute roche susceptible de se déliter en feuillets.</i>
<i>Schistes argileux</i>	<i>Schiste renfermant une quantité notable d'argile.</i>
<i>Schiste ardoisier</i>	<i>Roche sédimentaire ou faiblement métamorphique à grain très fin, à surface légèrement satinée, noire, gris-bleu ou violacée, se débitant en plaquettes. Appelée aussi ardoise.</i>
<i>Schistes cristallins</i>	<i>Expression désignant l'ensemble des roches du métamorphisme général issues de la séquence pélitique.</i>
<i>Schiste sériciteux</i>	<i>Gneiss dont les microcristaux de séricite (un mica blanc) lui confère un aspect brillant.</i>
<i>Schistosité</i>	<i>Aspect lité ou feuilleté que prennent les roches métamorphiques sous l'effet d'une pression orientée.</i>
<i>Sédiment</i>	<i>Dépôts meubles n'ayant pas encore subi l'effet de la diagenèse, résultant de l'accumulation des débris de l'érosion.</i>
<i>Séquence</i>	<i>Catégorie de roche à laquelle appartenait une roche métamorphique avant sa transformation.</i>

<i>Serpentine</i>	<i>Famille de minéraux à laquelle appartiennent l'antigorite et le chrysotile. Par extension, roche métamorphique constituées de ces minéraux.</i>
<i>Silex</i>	<i>Nodule siliceux, d'origine chimique ou biochimique, composé de calcédoine impure, qu'on rencontre en inclusion dans certains calcaires.</i>
<i>Silice</i>	<i>Terme chimique désignant l'oxyde de silicium SiO₂.</i>
<i>Silt ou Siltite</i>	<i>Terme général désignant les roches détritiques argileuses à grain très fin, provenant de l'endurcissement des limons.</i>
<i>Skarn</i>	<i>Roche métamorphique de contact provenant de la transformation de dolomie, caractérisée par la présence de nombreux silicates de calcium, de magnésium et d'aluminium (grenat, pyroxène, wollastonite...).</i>
<i>Solfatare</i>	<i>Ce sont des fumeroles volcaniques très riches en soufre.</i>
<i>Syénite</i>	<i>Roche éruptive profonde constituée d'orthose et de biotite ou d'amphibole. C'est une sorte de granite sans quartz. Renferme parfois des feldspathoïdes (syénite néphélinique).</i>
<i>Talcschiste</i>	<i>Schiste renfermant une quantité notable de talc.</i>
<i>Tectonique</i>	<i>Ensemble des phénomènes qui sont à l'origine de la formation des chaînes de montagne.</i>
<i>Tectonique des plaques</i>	<i>Ensemble des phénomènes qui sont à l'origine du déplacement des plaques lithosphériques.</i>
<i>Trachyte</i>	<i>Equivalent volcanique des syénites.</i>
<i>Tuf calcaire</i>	<i>Roche poreuse peu dense constitué issue de concrétions calcaires autour de sources thermales.</i>
<i>Tuf volcanique</i>	<i>Roche poreuse peu dense constitué de cendres volcaniques consolidées. Un tuf calcaire provient de concrétions calcaires autour de sources thermales.</i>
<i>Ultrabasique</i>	<i>Adjectif qualifiant les roches extrêmement pauvres en silice et très riches en éléments ferro-magnésiens.</i>
<i>Zone de subduction</i>	<i>Zone de rencontre entre deux plaques lithosphériques. La plus dense des deux s'enfonce sous l'autre le long d'un plan incliné d'environ 30° et finit par être entièrement absorbée par le manteau vers 700 km de profondeur.</i>
